



Luca Antonio Dimuccio

# A CARSIFICAÇÃO NAS COLINAS DOLOMÍTICAS A SUL DE COIMBRA (PORTUGAL CENTRO-OCIDENTAL)

Fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no  
Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)

Tese de Doutoramento em Geologia (Pré-Bolonha), na área de especialização em Geodinâmica Externa, orientada pelo Prof. Doutor Luís Vítor da Fonseca Duarte e coorientada pelo Prof. Doutor Lúcio José Sobral da Cunha, apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

2014



UNIVERSIDADE DE COIMBRA



Faculdade de Ciências e Tecnologia

# A CARSIFICAÇÃO NAS COLINAS DOLOMÍTICAS A SUL DE COIMBRA (PORTUGAL CENTRO-OCIDENTAL)

Fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no  
Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)

**Ficha Técnica:**

<b>Tipo de trabalho</b>	Tese de Doutoramento
<b>Título</b>	A CARSIFICAÇÃO NAS COLINAS DOLOMÍTICAS A SUL DE COIMBRA (PORTUGAL CENTRO-OCIDENTAL) - fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)
<b>Autor</b>	Licenciado Luca Antonio Dimuccio
<b>Orientador</b>	Prof. Doutor Luís Vítor da Fonseca Duarte
<b>Coorientador</b>	Prof. Doutor Lúcio José Sobral da Cunha
<b>Identificação do Curso</b>	Doutoramento em Geologia (Pré-Bolonha)
<b>Área científica</b>	Geologia
<b>Especialidade</b>	Geodinâmica Externa
<b>Data</b>	2014



UNIVERSIDADE DE COIMBRA



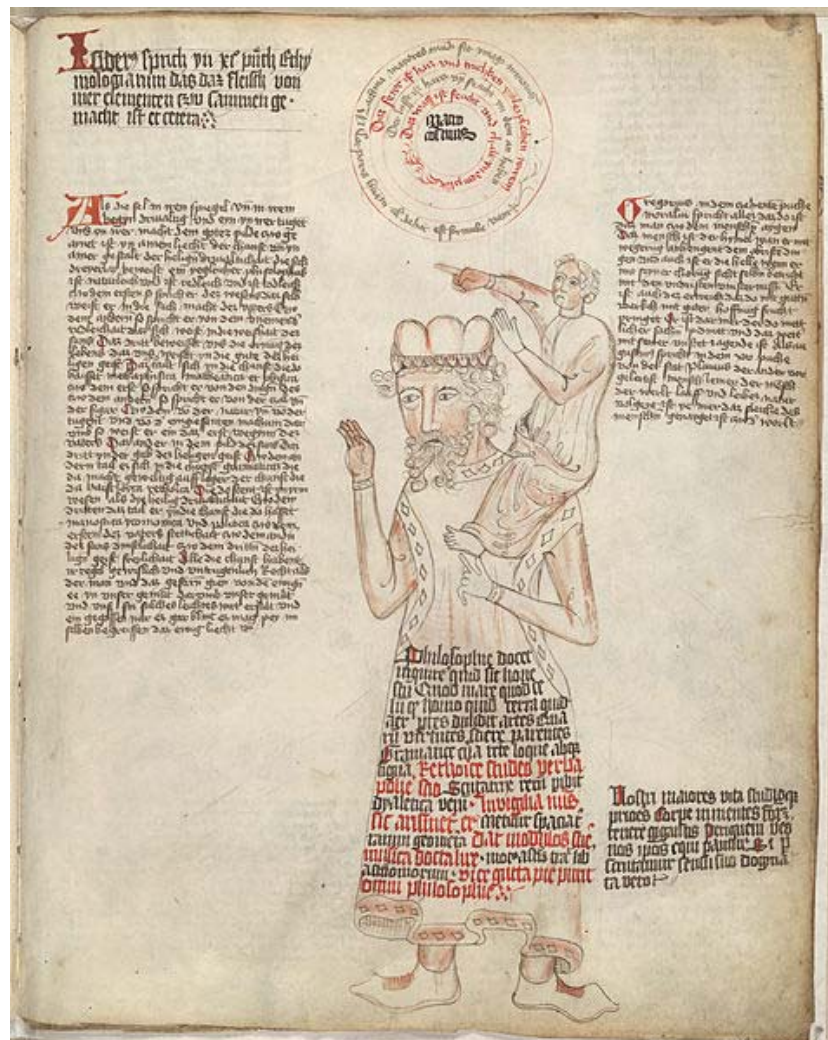
## Dwarfs standing on the shoulders of Giants

(*nani gigantum humeris insidentes*)

It was famously uttered by seventeenth-century scientist Isaac Newton in a letter to his rival Robert Hooke dated February 5, 1676. However, the metaphor was first recorded in the twelfth century and attributed to Bernard of Chartres.

The attribution to Bernard is due to John of Salisbury. In 1159, John wrote:

"[...] *Dicebat Bernardus Carnotensis nos esse quasi nános, gigantium humeris insidentes, ut possimus plura eis et remotiora videre, non utique proprii visus acumine, aut eminentia corporis, sed quia in altum subvenimur et extollimur magnitudine gigantea.*"



The picture is derived from the Greek mythology where the blind giant Orion carried his servant Cedalion on his shoulders.

## **Atraso**

*“Consigo aguentar bastante;  
não falo enquanto as águas não transbordarem as margens  
e rebentarem a represa”*

Dai ter sido capaz de atrasar este trabalho  
bem para lá do princípio do século XXI

Adaptado de LEONARD COHEN  
(Livro de Desejo p. 101, 2008)

## **Agradecimentos**

O tema para este trabalho, assim como muitas das ideias que orientaram a respetiva investigação, foi-nos proposto, em 2000, pelo Professor Doutor António Ferreira Soares. Cinco foram os temas por ele sugeridos, entre os quais estava o da carsificação das Colinas Dolomíticas a sul de Coimbra. Os outros quatro, menos aliciantes na nossa perspetiva daquele tempo, andavam também em volta do carso e dos seus depósitos, nomeadamente o estudo dos Tufos de Condeixa – foi o destino, a carsificação devia ser estudada na sequência do que já tinha sido o “grande” trabalho sobre o Maciço de Sicó-Alvaiázere, apenas uma década antes, e que no seu conjunto incluía também aquele espaço geográfico com o seu relevo pouco saliente e recoberto por um denso manto vegetativo que, na maioria dos casos, escondia o que se pretendia entender. E assim foi...as Colinas Dolomíticas que já tinham sido de outros agora passariam a ser as nossas. Por esta feliz proposta, por todo o empenho, dedicação e paciência com que nos acompanhou, por todo o saber incontornável que sempre nos transmitiu, aqui ficam os nossos agradecimentos, caro Professor Doutor António Ferreira Soares.

Encaminhado para as ciências geológicas por anteriores e felizes encontros na terra natal (Itália), onde é impossível esquecer as figuras do Professor Doutor Antonio De Marco, do Professor Doutor Palmentola (já passado a melhor vida), do Professor Doutor Giuseppe Mastronuzzi e do Professor Doutor Filippo Vurro, estamos certos que as relações pessoais e pedagógicas que desde logo estabelecemos com o que consideramos o nosso verdadeiro Mestre, em tudo e por tudo, o Professor Doutor Lúcio José Sobral da Cunha - Mestre e Amigo, foram determinantes e indiscutivelmente eficazes nas opções que, de uma forma direta ou indireta, conduziram a este feito. Por tudo isto, e por muito mais, aqui ficam os nossos agradecimentos e estima.

Apesar da ordem de citação não ser sempre a mais correta, aqui deixamos os mais sentidos agradecimentos ao Professor Doutor Luis Vítor da Fonseca Duarte, atual orientador oficial deste trabalho. Com ele tivemos pouco tempo, mas o tempo que estivemos foi utilizado no seu todo, afinaram-se as ideias e limaram-se os pré-conceitos, alargaram-se as perspetivas e aprendeu-se a orientar as ideias. Aqui ficam, mais uma vez, os nossos agradecimentos.

Muitos foram os colegas e amigos que proporcionaram, ao longo de muitos anos, o ambiente e as condições ideais a concretização de um trabalho com esta índole. Claramente não vamos conseguir elencá-los todos e portanto como regra geral opta-se para referir só as instituições a que pertencem. Assim sendo, agradece-se aos colegas e queridos estudantes do Departamento de Geografia da Universidade de Coimbra (DG-UC), assim como aos do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (DCT-UC) e do Dipartimento di Scienze della Terra e Geomateriali dell’Università degli Studi di Bari. Exceção a esta regra faz-se para a Conceição, o Carlos, a Manuela e a Dr.<sup>a</sup> Cristina, funcionários do DCT-UC, assim

como para os colegas e amigos Rui Jacinto (colega de gabinete, ausente mas sempre presente), Norberto Santos (sistemático companheiro quotidiano), António Campar de Almeida (sempre disponível e atencioso), Rui Figueiredo (o verdadeiro entendedor da arte dos SIG) e Claudete Moreira (incansável e sempre carinhosa amiga) do DG-UC. A estes últimos acrescenta-se o nosso caro António Gama Mendes que, com as suas conversas sobre o “tempo” e o “espaço”, a “escala” e os “modelos”, para enfim chegar ao entendimento (se bem parcial) de um virtual ordenamento “geossistémico”, tem contribuído em colmatar muitas das nossas lacunas no entendimento das coisas da natureza e da natureza das coisas. Obrigado a todos.

Acrescenta-se o nosso caro amigo português (como costumamos apelar), o nosso amigo de aventuras, num jogo para adultos que tentam não perder a capacidade de surpreender-se como crianças, o jogo de quem, indo atrás das vias das águas no subsolo na realidade está a seguir um sonho, um sonho fantástico – o jogo da espeleologia. Mário Duarte (Tito) é o seu nome. A ele agradecemos o seu apoio incondicional, a sua grande fé em nós e o seu espírito de amizade que desde que nos lembramos de viver em terra lusófona tem acompanhado as nossas vidas, os nossos momentos de alegria e de tristeza, com uma palavra (ou talvez duas) de conforto e de amizade – sempre...

Uma grande prova de amizade foi-nos dada, também, por Thierry Aubry e Helena Moura, geo-arqueólogos de renomado prestígio e amigos inesquecíveis que, com a sua sabedoria, têm acompanhado e colaborado nos nossos projetos científicos e pessoais. A eles aqui deixamos os nossos agradecimentos.

No mesmo sentido e com um carinho muito especial vão os nossos agradecimentos para o amigo, o colega do DCT-UC e o homem que nos últimos anos tem enriquecido os nossos entendimentos geológicos e geomorfológicos com o seu impecável raciocínio científico, o seu eloquente espírito crítico, a sua inata perspicácia e, não por último, a sua capacidade de nos fazer sentir capazes...! Muito obrigado, meu caro amigo Jorge Manuel Leitão Dinis.

Finalmente, queremos aqui deixar expressa a profunda e sentida gratidão a quem, com a sua paciência, o seu afeito incondicional e a sua presença, tem construído à nossa volta, pedra sobre pedra, uma ou mesmo duas de cada vez, todos os pressupostos - materiais e imateriais - essenciais à elaboração de um trabalho longo, demorado e nem sempre satisfatório quanto desejável. Por todo o que foi e por todo o que será, muito obrigado, meu anjo.



## APOIOS INSTITUCIONAIS E FINANCEIROS

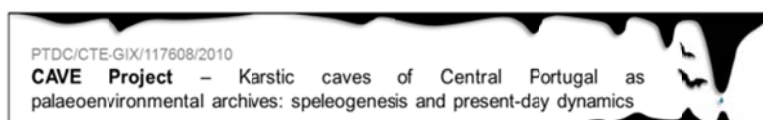
*Bolsa de Investigação (SFRH/BD/1103/2000)*  
*Financiada pela FCT - Fundação para a Ciência e Tecnologia*  
*no âmbito do POCTI - Formar e Qualificar – Medida 1.1*  
*Programa Operacional Ciência, Tecnologia e Inovação*

**FCT** Fundação para a Ciência e a Tecnologia  
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E DO ENSINO SUPERIOR

*Bolsa de Investigação (III/AMB/07/2005)*  
*Financiada pelo IIIUC - Instituto de Investigação Interdisciplinar*  
*Universidade de Coimbra*



*Este trabalho é um contributo do Projeto CAVE (PTDC/CTE-GIX/117608/2010)*  
*Financiado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Económico e Regional (FEDER) através*  
*do Programa Operacional Fatores de Competitividade (COMPETE)*  
*(FCOMP-01-0124-FEDER-022634)*  
*e fundos nacionais através da FCT - Fundação para a Ciência e Tecnologia*





# Índice

<b>RESUMO.....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>7</b>
<b>1 ENQUADRAMENTO GERAL.....</b>	<b>9</b>
<b>1.1 Introdução .....</b>	<b>9</b>
1.1.1 Objetivos e perspetivas.....	9
1.1.2 Quadro conceptual.....	11
1.1.2.1 <i>Abordagem sistémica e complexidade</i> .....	12
1.1.2.2 <i>Geossistema cársico</i> .....	14
1.1.2.3 <i>Carsificação no contexto sedimentológico</i> .....	24
1.1.2.4 <i>Paleocarso: natureza poligénica e polifásica do carso</i> .....	27
1.1.3 Carsos e paleocarsos de Portugal.....	31
1.1.3.1 <i>Estado da arte</i> .....	34
<b>1.2 Contexto geodinâmico e geológico regional .....</b>	<b>38</b>
1.2.1 Ciclo Varisco ante-mesozoico.....	39
1.2.2 Geodinâmica e cinemática meso-cenozoica da Placa Ibérica .....	41
1.2.3 Bacia Lusitânica .....	50
1.2.3.1 <i>Caraterização e estruturação</i> .....	50
1.2.3.2 <i>Estratigrafia e evolução sequencial</i> .....	56
<b>1.3 Corpo lítico investigado e área de estudo.....</b>	<b>72</b>
1.3.1 Grupo de Coimbra.....	75
1.3.1.1 <i>Designações informais equivalentes</i> .....	75
1.3.1.2 <i>Trabalhos anteriores</i> .....	76
1.3.2 Região Coimbra-Penela.....	78
1.3.2.1 <i>Localização e contexto geográfico</i> .....	78
<b>2 MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS .....</b>	<b>83</b>
<b>2.1 Trabalho de campo .....</b>	<b>83</b>
2.1.1 Colunas estratigráficas e análise sedimentológica.....	83
2.1.2 Análise da fraturação .....	85
2.1.3 Cartografia geológico-estrutural e geomorfológica.....	86
2.1.4 Formas do relevo e depósitos associados.....	87
2.1.5 Fontes/exurgências cársicas.....	88

<b>2.2</b>	<b>Análise laboratorial .....</b>	<b>89</b>
2.2.1	Petrografia dos litótipos calco-dolomíticos .....	89
2.2.2	Relação mineralógica calcite/dolomite dos litótipos calco-dolomíticos .....	90
2.2.3	Granulometria, morfoscopia e mineralogia da cobertura siliciclástica .....	91
2.2.4	Minerais argilosos .....	92
2.2.5	Análise química das águas .....	92
<b>2.3</b>	<b>Trabalho de gabinete.....</b>	<b>92</b>
2.3.1	Fotointerpretação e deteção remota .....	93
2.3.2	Sistemas de informação geográfica .....	94
<b>3</b>	<b>ORGANIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO DE COIMBRA .....</b>	<b>95</b>
<b>3.1</b>	<b>Localização e apresentação dos perfis estudados.....</b>	<b>96</b>
3.1.1	Zona setentrional.....	98
3.1.2	Zona central.....	128
3.1.3	Zona meridional.....	147
<b>3.2</b>	<b>Proposta de um quadro litostratigráfico formal na região Coimbra-Penela .....</b>	<b>155</b>
3.2.1	Exercício de correlação à escala local .....	156
3.2.2	Grupo de Coimbra .....	159
3.2.2.1	<i>Formação de Coimbra</i> .....	159
3.2.2.2	<i>Formação de S. Miguel</i> .....	165
<b>3.3</b>	<b>Breves considerações à escala regional .....</b>	<b>172</b>
3.3.1	Região de S. Pedro de Moel .....	172
3.3.2	Região de Peniche .....	175
3.3.3	Interpretação do quadro correlativo regional .....	176
<b>4</b>	<b>ARQUITETURA DE FÁCIES E MODELO DEPOSICIONAL PARA O GRUPO DE COIMBRA.....</b>	<b>179</b>
<b>4.1</b>	<b>Algumas considerações teóricas prévias.....</b>	<b>180</b>
4.1.1	Domínio carbonatado margino-marinho.....	180
4.1.2	Domínio de plataforma/rampa carbonatada.....	185
<b>4.2</b>	<b>Análise e interpretação das transições de fácies .....</b>	<b>186</b>
4.2.1	Fácies e associações de fácies.....	187
4.2.1.1	<i>Associação supra-intermareal (AF1)</i> .....	196
4.2.1.2	<i>Associação lagunar (AF2)</i> .....	205
4.2.1.3	<i>Associação de barreira (AF3)</i> .....	209
4.2.1.4	<i>Associação de transição rampa interna/intermédia (AF4)</i> .....	211

4.2.2	Arranjo vertical das fácies .....	213
4.2.2.1	<i>Ciclos deposicionais</i> .....	213
4.2.2.2	<i>Causas da ciclicidade e tectónica sin-sedimentar</i> .....	221
4.2.3	Considerações paleoclimáticas .....	223
<b>4.3</b>	<b>Modelo deposicional</b> .....	<b>225</b>
4.3.1	Principais etapas evolutivas .....	229
<b>4.4</b>	<b>Dolomitização e desdolomitização</b> .....	<b>232</b>
4.4.1	Análise petrográfica e distribuição estratigráfica .....	233
4.4.1.1	<i>Tipos de dolomite/desdolomite</i> .....	233
4.4.2	Dolomitização penecontemporânea .....	239
4.4.2.1	<i>Modelos conhecidos</i> .....	239
4.4.2.2	<i>Aplicação ao Grupo de Coimbra</i> .....	242
4.4.3	Desdolomitização .....	248
4.4.3.1	<i>Estruturas e formas associadas</i> .....	250
4.4.3.2	<i>Hipóteses sobre a origem dos fluidos desdolomitizantes</i> .....	253
<b>5</b>	<b>COLINAS DOLOMÍTICAS CARSIFICADAS</b> .....	<b>255</b>
<b>5.1</b>	<b>Bases estruturais do relevo</b> .....	<b>255</b>
<b>5.2</b>	<b>Quadro morfoestrutural</b> .....	<b>260</b>
5.2.1	Colinas Dolomíticas: definição e limites .....	260
5.2.1.1	<i>Principal elemento de caracterização morfológica</i> .....	262
5.2.2	Unidades morfo-estruturais enquadrantes .....	263
5.2.2.1	<i>No domínio do Maciço Hespérico</i> .....	263
5.2.2.2	<i>No domínio da Orla Ocidental</i> .....	266
<b>5.3</b>	<b>Fraturação</b> .....	<b>281</b>
5.3.1	Análise dos lineamentos estruturais .....	281
5.3.1.1	<i>Resultados e respetiva interpretação</i> .....	284
<b>5.4</b>	<b>Cobertura siliciclástica pós-jurássica e formas cársicas</b> .....	<b>287</b>
5.4.1	Análise das coberturas e dos preenchimentos cársicos .....	287
5.4.2	Formas cársicas que caracterizam o epicarso .....	291
5.4.2.1	<i>Lapiás, poços de dissolução e dolinas</i> .....	291
5.4.3	Formas subterrâneas .....	297
5.4.3.1	<i>Pequenas cavidades de inter/intraestrato</i> .....	298
5.4.3.2	<i>Cavidades bem desenvolvidas</i> .....	299
5.4.4	Relação genética entre formas, cobertura e fraturação .....	307
<b>5.5</b>	<b>Controlos estratigráficos da (paleo)carsificação</b> .....	<b>310</b>

5.5.1	Ensaio de estratigrafia mecânica .....	311
5.5.1.1	<i>Alguns resultados</i> .....	312
5.5.2	Distribuição das formas cársticas .....	313
5.5.2.1	<i>Hipóteses interpretativas</i> .....	317
<b>5.6</b>	<b>Evolução regional do relevo</b> .....	<b>318</b>
5.6.1	Principais etapas cenozoicas .....	318
5.6.1.1	<i>Paleogénico e Neogénico</i> .....	318
5.6.1.2	<i>Transição Pliocénico/Plistocénico</i> .....	322
5.6.1.3	<i>Quaternário</i> .....	325
<b>6</b>	<b>DINÂMICA HIDROGEOLÓGICA ATUAL NA ZONA SETENTRIONAL DAS COLINAS DOLOMÍTICAS E VULNERABILIDADE INTRÍNSECA</b> .....	<b>331</b>
<b>6.1</b>	<b>Generalidades</b> .....	<b>331</b>
6.1.1	Estruturas hidrogeológicas de um sistema cársico .....	331
<b>6.2</b>	<b>Caraterísticas hidrogeológicas da área de estudo</b> .....	<b>336</b>
6.2.1	Hidrogeologia das unidades calco-dolomíticas à escala local .....	339
6.2.1.1	<i>A recarga do sistema</i> .....	340
6.2.1.2	<i>A descarga do sistema - as exurgências</i> .....	342
6.2.1.3	<i>Caraterísticas hidroquímicas das águas</i> .....	342
6.2.1.4	<i>A superfície piezométrica</i> .....	350
6.2.2	O funcionamento hidrológico atual .....	352
<b>6.3</b>	<b>Vulnerabilidade intrínseca</b> .....	<b>356</b>
6.3.1	Conceito de vulnerabilidade para os aquíferos .....	356
6.3.1.1	<i>Utilização dos mapas de vulnerabilidade dos aquíferos</i> .....	357
6.3.2	Projeto COST Action 620 .....	358
6.3.2.1	<i>Aplicação e resultados</i> .....	360
<b>1</b>	<b>SÍNTESE E CONCLUSÕES</b> .....	<b>369</b>
<b>1.1</b>	<b>Tempos da carsificação</b> .....	<b>369</b>
1.1.1	Tipologia e fases de carsificação .....	370
1.1.2	Períodos de carsificação: do local ao regional .....	372
<b>1.2</b>	<b>Remate</b> .....	<b>377</b>
1.2.1	Algumas questões em aberto .....	381
1.2.1.1	<i>Certezas e/ou incertezas na interpretação dos dados</i> .....	386
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>389</b>

## RESUMO

---

É proposto um **modelo evolutivo geológico/geomorfológico** para explicar a distribuição espaço-temporal do **paleocarso** que afeta a sucessão carbonatada marinha de águas rasas do **Jurássico Inferior (Grupo de Coimbra)**, aflorante na **região Coimbra-Penela** (Portugal centro-ocidental), numa configuração morfo-estrutural específica (**Colinas Dolomíticas**). No **Grupo Coimbra**, apesar do carácter essencialmente dolomítico e da presença de níveis areno-pelito/argilosos e margosos interpostos, identifica-se alguma carsificação, sendo visíveis vários aspetos ligados tanto à **micro** como a **meso-carsificação**. Todos os tipos de formas cársicas observadas são preenchidas por uma **cobertura siliciclástica pós-jurássica** (autóctone e/ou alóctone), o que aponta para uma natureza paleocársica.

O principal objetivo deste trabalho é estudar o tipo de interação existente entre as fácies deposicionais, a diagénese precoce, as descontinuidades (sin e pós-deposicionais) e a distribuição espaço-temporal do paleocarso. O conceito de paleocarso não se limita aqui à definição de uma forma, e eventualmente do depósito que a preenche, que resultam de um ou vários processos/mecanismos, mas é interpretado como parte do **registo geológico local e regional**.

As informações de campo recolhidas na observação detalhada de 21 afloramentos (entre várias dezenas de outras observações de campo), assim como o resultado do levantamento geológico-estrutural e geomorfológico, foram cartografadas e registadas em colunas estratigráficas que mostram a sucessão lítica, incluindo dados sedimentológicos, paleontológicos e estruturais. A determinação das fácies baseou-se em observações de campo sobre a textura e as estruturas sedimentares, bem como na análise petrográfica de lâminas delgadas em laboratório. As formas cársicas e paleocársicas (superficiais e subterrâneas) foram classificadas e julgadas com base na atual localização geográfica, morfologia, descontinuidades com que estão associadas, posição estratigráfica e grau de enterramento que permitiu distinguir um **carso exposto, nu ou completamente exumado**, de um **paleocarso coberto ou parcialmente enterrado**.

Um quadro litostratigráfico formal foi proposto para os ~110 m de espessura local do **Grupo de Coimbra**, temporalmente atribuído ao Sinemuriano inferior-base do Pliensbaquiano onde se distinguem duas subunidades: a **formação de Coimbra**, essencialmente dolomítica; e, por cima, a **formação de S. Miguel**, essencialmente calco-dolomítica e calco-margosa.

As 15 **fácies** identificadas foram agrupados em 4 **associações de fácies**, geneticamente relacionadas, indicativas de uma sedimentação em distintos ambientes: inter/supramareal, lagunar, complexo de barreira e de mar aberto, num contexto de **sistema**

**deposicional** que vai desde uma **planície de maré** até à parte interna, muito pouco profunda e de baixo gradiente, de um sistema de **rampa carbonatada**. Corpos brechificados estão associados com *slump* sin-sedimentares (com direção W a NW), mostrando a importante atividade de falhas N-S e NNE-SSW durante o Sinemuriano. Todos estes depósitos se organizam em ciclos principalmente batidecrescentes de escala métrica, em alguns casos truncados por eventos de exposição subaérea. No entanto, não se observam evidências de alterações pedogenéticas, ou o desenvolvimento de horizontes de solos. Estes factos refletem intervalos de exposição subaérea de muito curto prazo (intermitentes/efémeros), num ambiente com características paleoclimáticas de tipo semiárido mas com um aumento nas condições de humidade durante a eogénese do **Grupo de Coimbra**, o que pode ter promovido o desenvolvimento de uma dissolução micro-paleocársica (**carso eogenético**). Reconheceram-se dois tipos de **dolomitização**: (1) uma **sin-deposicional** (ou de diagénese precoce) de “**tipo penesalino**”, possivelmente resultante de refluxos de salmouras (submareal pouco profundo) e uma **precipitação primária** relacionada com a evaporação de águas marinhas, sob condições semiáridas, em ambientes inter/supramareal, com a concomitante ação de uma **atividade microbiana**; (2) **dolomitização/desdolomitização** heterogénea secundária, comum durante a diagénese, particularmente onde os fluidos seguem descontinuidades como falhas, diaclases, planos de estratificação e, em alguns casos, estruturas paleocársicas pré-existent.

A **posição estratigráfica** muito específica das **formas cársicas** reconhecidas é aqui entendida como sendo a direta consequência de uma alta heterogeneidade de fácies/microfácies e **contrastes de porosidade** (deposicional e suas modificações diagenéticas), com o contributo de uma circulação hidráulica eficaz através do desenvolvimento de uma **macro/meso-permeabilidade**, controlada pelas descontinuidades sin e pós-deposicionais - planos de estratificação, falhas e diaclases. Estas conexões hidráulicas influenciam e controlam significativamente os processos iniciais de formação do carso subterrâneo, bem como o grau de carsificação, durante as fases meso/teleogenéticas do **Grupo de Coimbra**. Reconhece-se uma **carsificação múltipla e complexa** (polifásica e poligénica) que inclui **8 fases** (à escala local) integradas em **4 períodos** à escala regional: Jurássico, pré-Cretácico, pré-Pliocénico e Plio-Quaternário. Cada fase de carsificação compreende um tipo específico de (paleo)carso (eogenético, subjacente, desnudado, a manto-enterrado e exumado).

Finalmente, as características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas permitem descrever o aquífero local e definir, em grandes linhas, o seu funcionamento atual. O **mapa da vulnerabilidade intrínseca** elaborado mostra um **aquífero cársico/fissurado e parcialmente entupido** (paleocarso) com elevada a muito elevada suscetibilidade à contaminação.



## ABSTRACT

---

An **evolutionary geological/geomorphological model** is proposed to explain the spatio-temporal distribution of palaeokarst affecting the **Lower Jurassic** shallow-marine carbonate succession (**Coimbra Group**), cropping out in the **Coimbra-Penela region** (western central Portugal), in a specific morphostructural setting (**Dolomitic Hills**). In the **Coimbra Group**, despite the local lateral and vertical distributions of dolomitic character and the presence of few thick sandy-argillaceous/shale and marly interbeds, **karstification** was identified, including several **microkarstification features**. All types of karst forms are commonly filled by autochthonous and/or allochthonous **post-Jurassic siliciclastics**, implying a palaeokarstic nature.

The main aim of this work is to infer the interplay between depositional facies, early diagenesis, syn- and postdepositional discontinuities, and the spatio-temporal distribution of palaeokarst. Here, the palaeokarst concept is not limited to the definition of a landform, and/or possibly to an associated deposit (both resulting from one or more processes/mechanisms), but is considered as part of the **local and regional geological record**.

Detailed field information from 21 stratigraphic sections (amounts several dozens of other field observations), and from structural geological and geomorphological surveys, was mapped and recorded on graphic logs showing the lithological succession, including sedimentological, paleontological, and structural data. Facies determination was based on field observations of textures and sedimentary structures and laboratory petrographic analysis of thin-sections. The karst and palaeokarst forms (both superficial and underground) were classified and judged on the basis of present-day geographic location, morphology, associated discontinuities, stratigraphic position and degree of burial by post-Jurassic siliciclastics that allowed to distinguish a exposed **karst (denuded or completely exhumed)** than a **palaeokarst (covered or partially buried)**.

A formal lithostratigraphic framework was proposed for the local ca. 100-m-thick combined successions of **Coimbra Group**, ranging in age from the early Sinemurian to the early Pliensbachian and recorded in two distinct subunits: the **Coimbra formation**, essentially dolomitic; and the overlying **S. Miguel formation**, essentially dolomitic limestone and marly limestone.

The 15 identified **facies** were subsequently grouped into 4 genetically related **facies associations** indicative of sedimentation within inter/supratidal, shallow partially restricted subtidal-lagoonal, shoal and more open-marine (sub)environments, in the context of **depositional systems** of a **tidal flat** and a very shallow, inner part of a low-gradient, **carbonate ramp**. Observed breccia bodies are associated with syndimentary slumps (sliding

to the W to NW), showing the important activity of N–S and NNE–SSW faults during the Sinemurian. All these deposits are arranged into metre-scale, mostly shallowing-upward cycles, in some cases truncated by subaerial exposure events. However, no evidence of mature pedogenetic alteration, or the development of distinct soil horizons, was observed. These facts reflect very short-term subaerial exposure intervals (intermittent/ephemeral), in a semiarid palaeoclimatic setting but with an increase in the humidity conditions during the eogenetic stage of the **Coimbra Group**, which may have promoted the development of micropalaeokarstic dissolution (**eogenetic karst**). Two types of **dolomitization** are recognized: (1) **syndepositional** (or early diagenetic) “**penesaline type**”, possibly as a result of refluxing brines (shallow-subtidal) and **direct precipitation** related to the evaporation of seawater, under semiarid conditions, in the inte/supratidal environments, with concurrent action of **microbial activity**; (2) partial secondary heterogeneous dolomitization/**dedolomitization**, common during diagenesis, particularly where fluids followed discontinuities such as joints, faults, bedding planes and, in some cases, pre-existing palaeokarstic features.

The very specific **stratigraphic position** of the (**palaeo**)karst features is understood as a consequence of high facies/microfacies heterogeneities and **contrasts in porosity** (both depositional and its early diagenetic modifications), providing efficient hydraulic circulation through the development of **meso- and macroporosity** contributed by syn- and postdepositional discontinuities such as bedding planes, joints, and faults. These hydraulic connections significantly influenced and controlled the earliest karst-forming processes (*inception*), as well as the degree of subsequent karstification during the mesogenetic/telogenetic stages of the **Coimbra Group**. **Multiple and complex karstification** (polyphase and polygenic) were recognized, including **8 phases** (local scale) integrated in **4 periods** to regional scale: Jurassic, pre-Cretaceous, pre-Pliocene and Plio-Quaternary. Each phase of karstification comprise a specific type of (palaeo)karst (eogenetic, subjacent, denuded, mantled-buried and exhumed).

Finally, geological, geomorphological and hydrogeological characteristics allowed to describe the local aquifer, and to define, in great lines, its current function. The elaborated **map of intrinsic vulnerability** shows a **karst/fissured and partially buried aquifer** (palaeokarst) with high to very high susceptibility to the contamination.

## 1 ENQUADRAMENTO GERAL

---

### 1.1 INTRODUÇÃO

#### 1.1.1 Objetivos e perspetivas

O objetivo principal deste trabalho é estudar a **carsificação** que afeta as unidades calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior da **Bacia Lusitânica (Grupo de Coimbra – sensu SOARES, 2002/2004; SOARES *et al.*, 2007; KULLBERG *et al.*, 2013)**, aflorantes na **região Coimbra-Penela** (Portugal centro-ocidental), numa configuração morfo-estrutural específica (as chamadas **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra - *sensu* SOARES *et al.*, 1985a; ALMEIDA *et al.*, 1990; CUNHA, 1990b). O concerto da morfogénese deste espaço geográfico compreende, além de um **estudo geomorfológico** detalhado, sobretudo uma **leitura geológica** aprofundada do corpo lítico carsificado que, juntamente com a **leitura das formas do relevo** (expressão morfológica dos espaços naturais, com particular atenção para as formas cársicas e depósitos correlativos), e a consequente **interpretação dos processos**, exprimem uma interpretação de tipo **geossistémico** (BEROUTCHACHVILI & BERTRAND, 1978; BERTRAND, 1982; ROCHA & MORGADO, 2007). Naturalmente, uma vez delineadas as etapas fundamentais que definiram o **geossistema cársico** da área de estudo, torna-se necessário interpretar também o seu atual **funcionamento hidrogeológico**, à escala local, que assume claras implicações na gestão e ordenamento/planeamento do território da região em que se insere.

Concetualmente é possível assumir, em jeito de hipótese de trabalho, que as **fácies deposicionais** de uma rocha carbonatada atuam como suporte/padrão para a diagénese precoce e que ambas influenciam o **início**, o **modo** e o **grau de carsificação**; neste contexto, as discontinuidades mecânicas da rocha (planos de estratificação e fraturas) essencialmente controlam a permeabilidade (desde a meso até à macro-escala). No caso particular das rochas carbonatadas, os planos de estratificação e as fraturas (diaclases e falhas) são de maior importância porque retêm e orientam a maioria da circulação hídrica subterrânea e, desta forma, influenciam o alargamento das redes de vazios de dissolução diagenéticos (a torna-los interconectados), assim como o desenvolvimento das condutas/cavernas (cavidades), com estas últimas a proporcionar uma clara distinção do sistema cársico de todos os outros.

De modo a traçar um quadro evolutivo da carsificação, através da determinação e interpretação dos **tempos de carsificação** (*sensu* SOARES, 1998/2001) do maciço lítico carbonatado local (**Colinas Dolomíticas**), desde a situação de **pré-carso** (em que se definem condições de suficiente suscetibilidade à carsificação), até, eventualmente, ao **termo do**

**processo cársico** (*i.e.* a perda da função hidrológica do sistema), bem como o desenvolvimento das respetivas formas do relevo (superficiais e subterrâneas), consideram-se os condicionalismos induzidos pela composição litológico-petrográfica e químico-mineralógica do corpo calco-dolomítico investigado (**Grupo de Coimbra**) e da cobertura sedimentar essencialmente siliciclástica, pós-jurássica, suprajacente (com esta última a configurar situações de **paleocarso**), assim como a respetiva disposição espacial das unidades (estrutura - ditada por comandos tectónicos), e seus reflexos nos processos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos e cársicos.

O trabalho concentra-se na reconstituição das **condições paleoambientais** que presidiram a deposição do **Grupo de Coimbra** e na descrição e **análise do(s) (paleo)carso(s)** que o afetou, assim como na determinação das causas que condicionaram a sua **ocorrência espaço-temporal**. Em particular, tentou-se inferir o tipo de interação eventualmente existente entre as fácies deposicionais, a diagénese precoce, as descontinuidades (sin e pós-deposicionais) e a carsificação. Para tal, tenta-se abordar, de uma forma integrada e integradora, algumas questões mais específicas em três domínios fundamentais:

#### 1) Domínio da **geologia**

- Propor um **quadro litostratigráfico formal** para as unidades calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior, aflorante na área de estudo e, deste modo, caracterizar o **Grupo de Coimbra = formação de Coimbra + formação de S. Miguel**;
- Definir a **arquitetura de fácies** e inferir o **modelo deposicional** para o **Grupo de Coimbra**, no domínio proximal da **Bacia Lusitânica**;
- Debater sobre o modelo de **dolomitização/desdolomitização** mais coerente com as evidências encontradas no **Grupo de Coimbra**;

#### 2) Domínio da **geomorfologia**

- Entender a **morfogénese** das grandes **unidades morfo-estruturais** da área de estudo, nomeadamente as superfícies de aplanamento, as depressões e as formas salientes que genericamente estruturam e limitam as **Colinas Dolomíticas**;
- Analisar a relação genética existente entre as formas cársicas, a cobertura sedimentar essencialmente siliciclástica pós-jurássica, a fraturação e os processos de carsificação no âmbito do quadro evolutivo (morfogenético) das **Colinas Dolomíticas** e, mais especificadamente, no contexto dos ambientes sedimentogenéticos do **Grupo de Coimbra** na definição de diferentes **tipologias de carso e paleocarso**;
- Face ao conhecimento anteriormente adquiridos nos domínios da geologia e da geomorfologia cársica, julgar os **controles estratigráficos do (paleo)carso** que afeta o **Grupo de Coimbra**, na região Coimbra-Penela;
- Propor num quadro de síntese da **evolução regional do relevo**.

### 3) Domínio da **hidrogeologia**

- Investigar sobre o **funcionamento hidrogeológico atual** do geossistema cársico local que caracteriza a porção setentrional (entendida como área amostra) das **Colinas Dolomíticas**, assim como compreender a sua **vulnerabilidade intrínseca**.

#### 1.1.2 Quadro conceptual

De forma a melhor entender o plano de trabalho que se segue, torna-se necessário definir os conceitos e as expressões que, com eles, transportam ideias (por vezes inéditas) essenciais ao **entendimento da carsificação**. As razões desta necessidade prendem-se com o facto de, num estudo deste tipo, em que se pretende passar de **modelos deposicionais** para **interpretações morfogénicas**, os critérios e a definição das escalas de análise utilizadas, assim como a escolha da terminologia adotada à natureza dos dados e, por fim, à escala das representações, devem ser muito claras e fundamentadas para proporcionar um debate em que a subjetividade e os preconceitos do observador/leitor sejam reduzidos ao mínimo. De facto, no âmbito das metodologias, é comumente aceite que, numa investigação científica que se pretenda completa e rigorosa, não é viável construir conhecimento sem considerar “*a priori*” o conjunto dos saberes já adquiridos, as regras metodológicas, pressupostos, postulados e teorias (apesar de nem todos serem igualmente necessários) que irão sustentar e orientar a elaboração e interpretação dos dados: *i.e.* os dados não falam por eles, necessitam de um conjunto de problemáticas e/ou perguntas prévias que orientem as observações e as pesquisas, assim como de pressupostos que permitam realizar inferências. Trata-se daquilo que designamos por **quadro conceptual**, quadro não só essencial para conhecer, mas também para debater, na medida em que proporciona uma discussão racional entre membros de uma comunidade científica de forma a poder “[...] *chegar a aceitar de comum acordo certas proposições como razões que apoiam outras proposições*” (OLIVÉ, 1995).

No caso específico desta tese, e tendo em consideração a complexidade do fenómeno em análise (a **carsificação**), tornou-se necessário abordar este estudo de uma forma integrada através de uma **perspetiva sistémica** - a chamada ciência dos sistemas, largamente utilizada na compreensão do funcionamento dos ambientes naturais e antrópicos (KUMP *et al.*, 2009). De facto, para alcançar um entendimento exaustivo dos processos inerentes à carsificação de um maciço lítico carbonatado (funcionamento/desenvolvimento), torna-se necessário reunir entendimentos em campos científicos/disciplinares distintos<sup>1</sup>, mas complementares – a

---

<sup>1</sup> De acordo com quanto sempre nos transmitiu o Prof. Doutor Ferreira Soares “[...] *o geólogo mais geógrafo que conhecemos*” (CUNHA & ALMEIDA, 2008), para poder entender as dinâmicas geomorfológicas é preciso reunir entendimentos no campo da Geografia Física, Geologia, Geomorfologia e Geodinâmica Externa (a que se junta o da

geologia e a geomorfologia, *s.l.* - em que o pensamento sistêmico desempenha um papel fundamental em duas vertentes: (1) a **observação qualitativa** do sistema, útil na medida em que permite de esclarecer qual é o nosso entendimento acerca das relações entre os fatores que influenciam o atuar do fenômeno em análise; (2) a observação **quantitativa**, na medida em que permite testar a nossa compreensão do fenômeno através da construção de modelos que simulam os processos que lhe estão subjacentes.

### 1.1.2.1 **Abordagem sistêmica e complexidade**

Das diversas origens da **ciência dos sistemas**, destacam-se a relacionada com a modelização matemática de processos regulatórios - cibernética (WIENER, 1948) e a da biologia orgânica (BERTALANFFY, 1968). Só depois destas primeiras aplicações é que os conceitos da teoria dos sistemas foram utilizados na análise dos ambientes geomórficos, sobretudo pela influência de geógrafos como CHORLEY & KENNEDY (1971) e BENNETT & CHORLEY (1978), contribuindo assim para uma “geografia quantitativa revolucionária”, em que o estudo das dinâmicas da morfogênese se abre e se enriquece (BALLAIS, 2000, citado em MENDES & DIMUCCIO, 2013), embora ainda sem qualquer referência ao carso. Neste contexto, a abordagem sistêmica pode apresentar-se como um quadro conceptual de orientação desta tese e estrutura-se em volta de um conceito nuclear: o “**geossistema**”.

Um **geossistema** é aqui entendido como **sistema espacial complexo** (BERTRAND, 1982; BATTY & TORRENS, 2001; ROCHA & MORGADO, 2007; entre outros), onde é possível reconhecer cinco **componentes fundamentais** (litosfera, atmosfera, hidrosfera, biosfera e antroposfera), cada uma caracterizada por **elementos e processos/mecanismos**<sup>2</sup> específicos que interagem constantemente para determinar a **estrutura** e a **dinâmica** do sistema no seu todo. Estas interações entre as componentes do sistema, muitas vezes não lineares (imprevisíveis), conduzem a propriedades emergentes (comportamento complexo imprevisível e não dedutível a partir da simples soma dos elementos que o compõem), a dinâmicas inesperadas (ordem/caos) e em que as características de auto-organização<sup>3</sup> se transformem nas propriedades básicas do sistema (ROCHA & MORGADO, 2007; entre outros). O

---

Edafologia) através da construção de modelos (sedimentológicos, tal como geomorfológicos) onde os processos se movimentam num sistema espaço-temporal na eleição das formas do relevo.

<sup>2</sup> Os **mecanismos** são aqui entendidos como os modos de atuação de um determinado processo. O termo processo é uma noção que vai diferindo em função do lugar disciplinar ou dos modos de interpretação, com claras incidências metodológicas distintas. Neste trabalho, o **processo** identifica, num contexto geral de análise sistêmica, e de acordo com HAY & JOHNSTON (1983), tanto uma sequência de mecanismos causais no espaço e no tempo, como o fato de estes serem, por sua vez, o produto da conjugação de variáveis exógenas do sistema.

<sup>3</sup> Um sistema complexo **auto-organizado** (= auto-adaptativo) é um sistema que surge no tempo de uma forma coerente e se adapta e organiza sem algumas entidades individuais capazes de controlá-lo ou controlá-lo deliberadamente. A adaptação é conseguida constantemente redefinindo a relação entre o sistema e o seu meio ambiente através de ações e retroações positivas (que reforçam a alteração aplicada) ou negativas (que resistem a alteração) (ASHBY, 1974; ROCHA & MORGADO, 2007).

comportamento deste sistema complexo depende do comportamento de todas as suas partes, onde a emergência auto-organizada é um **processo hierárquico**: um sistema deste tipo organiza-se em subsistemas interrelacionados que, por sua vez, são constituídos por outros subsistemas e assim sucessivamente até ao nível do componente mais elementar. Estes **subsistemas** são entendidos como porções do sistema que, apesar de terem uma individualidade própria em comparação com a restante porção, mantêm, a escalas diferentes e presumivelmente com uma menor quantidade de variáveis, as características de dinamismo e de relações do geossistema no seu todo (KRONERT *et al.*, 2001; PHILLIPS, 2012).

Assim sendo, e de acordo com BEROUTCHACHVILI & BERTRAND (1978) (citados em FERREIRA, 2007), o **geossistema** é um “[...] *sistema geográfico natural homogéneo ligado a um território, que se caracteriza por uma morfologia, um funcionamento e um comportamento, e inclui três tipos de elementos: abióticos, bióticos e antrópicos*”<sup>4</sup>. Dito de outra forma, e tendo em conta uma abordagem energética (**termodinâmica**), trata-se de um **sistema** (“aberto”) em que os elementos participantes interagem na busca de um equilíbrio através fluxos de matéria, energia e informação (STRAHLER, 1952; BEROUTCHACHVILI & BERTRAND, 1978; ROUGERIE & BEROUTCHACHVILI, 1991; BAUD *et al.*, 1999; PHILLIPS, 2012; entre outros).

A utilização da abordagem geossistémica permite uma discussão de tipo transversal com maiores perspetivas de estudo, sobretudo através de **múltiplas passagens na escala de análise**, do global ao local, passando pelo regional, e *vice-versa*; ou também, em sentido não estritamente espacial, do geral ao particular e *vice-versa*. Estas passagens na escala de análise permitem ligar conceitualmente o elemento/processo analisado no interior de um geossistema identificado localmente (*e.g.* através da experiência direta do trabalho de campo), com os elementos/processos naturais que se reconhecem, até à escala global e que, em geral, são conhecidos e aprofundados de forma mais teórica e através de metodologias mais indiretas. Além disso, estas passagens de escala podem modificar as perceções e as representações e, algumas vezes, mesmo a natureza dos fenómenos (**cársicos e/ou paleocársicos**, neste trabalho) permitindo a compreensão do espaço do mesmo modo que a articulação de escalas; trata-se de níveis diferentes que se articulam produzindo significações tran e multi-escalares (MENDES, 1998).

O conceito de escala é aqui entendido, antes de mais, como a relação entre o real (objetivado) e a sua representação (a realidade subjetivada) e, deste modo, representa o(s) nível(is) de análise que se devem ter em conta na representação da especificidade de um

---

<sup>4</sup> Entre vários autores, BRUNET *et al.* (1992) referenciam o **território** como a projeção sobre um dado espaço das estruturas específicas de um grupo humano, que inclui a forma de repartição e gestão do espaço e a organização deste espaço. Neste trabalho, de acordo com estes autores, e com uma visão geossistémica em que a complexidade do real é bem evidente, o território é um conceito onde o espaço natural, inserido na interface litosfera-hidrosfera-atmosfera, é influenciado, modificado e adaptado pelo ser humano (espaço geográfico). Trata-se de um processo contínuo pelo qual a sociedade transforma a natureza, construindo e reconstruindo o mesmo espaço através do seu trabalho.

geossistema. Assim, como nos dá conta MENDES (1998), a escala “[...] *representa a realidade através de uma abstração do real, para melhor o tornar inteligível, procedendo àquilo a que se poderá designar por um esquecimento racionalizado*”. Os diferentes níveis de análise, a que correspondem outros tantos níveis de compreensão e de resolução (KOHLENER, 2002), equivalem não só à tomada em consideração de conjuntos espaciais de maior ou menor dimensão, mas também à definição de bem determinadas características estruturais e/ou estruturantes, as quais permitem interpretar os seus contornos (LACOSTE, 1976).

Neste quadro essencialmente analítico (**escala de análise**) a escala é também entendida no sentido cartográfico, ou seja como a transcrição de uma certa porção do espaço para um mapa, e, neste caso, representa uma relação de grandeza cujo valor é função do elemento a representar e do meio de representação (*i.e.* a **escala cartográfica** responde a uma referência técnica bem precisa). Assim, no caso do julgamento de um geossistema, trata-se de uma noção de **escala complexa**, em que é possível discriminar duas componentes fundamentais: (a) as porções do espaço; e (b) os valores estabelecidos em função dos processos/mecanismos que geram relações na observação do fenómeno e que contem, inevitavelmente, um certo grau de subjetividade.

### 1.1.2.2 Geossistema cársico

Em diferentes contextos geográficos, as componentes fundamentais de um geossistema podem adquirir características únicas, discriminando assim distintas tipologias: *e.g.* a natureza essencialmente carbonatada das rochas (que é um carácter da litosfera) de um determinado maciço lítico, estabelece processos peculiares na inter-relação com as outras componentes do sistema, suficientes para identificar um tipo específico de **geossistema**, o **cársico** neste caso (CASTIGLIONI & SAURO, 2002; CASTIGLIONI, 2005).

Rocha, pedra, é o significado da raiz indo-europeia *Karra/Gara* (GAMS, 1993, 2003; KRANJC, 2001) de onde derivam os nomes *Carso* (em italiano) e *Kras* (em esloveno). *Carso/Kras* indicam a região geográfica entre a Itália e a ex-Jugoslávia, compreendida entre as cidades de *Monfalcone*, *Trieste* e *Postojna* (região setentrional e ocidental dos Montes Dináricos – “**Carso Clássico**”) que, durante o período Romano aparece identificada como *Carsus/Carso* e sucessivamente germanizado em **Karst** durante o império austro-húngaro. Nesta região, a paisagem, fundamentada num domínio de rochas essencialmente carbonatadas (calcários e dolomias), assumiu no tempo aspetos tão típicos e característicos que os investigadores da escola geológico-geográfica de Viena introduziram o termo *Karst* (**Carso** em português) no vocabulário científico internacional (CVIJIC, 1893).



Em termo das formas do relevo<sup>5</sup> uma **paisagem cársica** caracteriza-se basicamente: (a) pela quase ausência de uma hidrografia superficial permanente como consequência de um elevado grau de infiltração das águas meteóricas (chuva e/ou a água de degelo) no interior do maciço lítico aproveitando a sua “*permeabilidade em grande*” (*sensu* MARTINS, 1949); (b) pela presença de uma “[...] *rocha nua cinzelada, perfurada e lavrada por sulcos mais ou menos profundos e estreitos*” (MARTINS, 1949); (c) pela presença de depressões fechadas à superfície; (d) por importantes exurgências com caudais permanentes ou intermitentes e localizadas normalmente nas bordaduras dos maciços; mas, sobretudo, (e) pela peculiar presença de uma paisagem subterrânea caracterizada essencialmente pela ocorrência de cavidades com fluxos hídricos geralmente rápidos. De acordo com FORD & WILLIAMS (2007) “[...] *the distinctive surface and subterranean features that are a hallmark of karst result from rock dissolution by natural waters along pathways provided by the geological structure*”. Contudo, de acordo com JENNINGS (1985) e SOARES (1998/2001), apesar de a **carsificação** (= processo cársico) num maciço lítico carbonatado ser um fenómeno essencialmente químico, a dissolução da rocha (= corrosão = ablação química) não é necessariamente dominante relativamente a outros processos/mecanismos de meteorização (físicos e/ou biológicos) intervenientes, ainda que assuma o papel mais importante e orientador na definição do seu modelado.

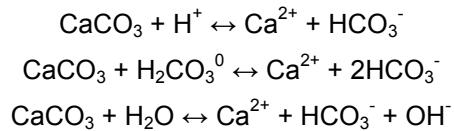
Num **geossistema cársico**<sup>6</sup>, na situação mais clássica, as águas meteóricas à superfície lentamente dissolvem a rocha enquanto percolam e se escoam no interior do maciço lítico sob a influência de um gradiente hidráulico (por gravidade), até atingirem uma zona permanentemente saturada por relação aos pontos de descarga do sistema (geralmente exurgências). 90% das formas cársicas conhecidas (superficiais e subterrâneas) manifestam-se tipicamente em rochas carbonatadas (*i.e.* calcários-dolomias e seus termos híbridos, assim como nos mármore). De uma forma geral, a dissolução da maioria destas rochas nas águas naturais é fortemente aumentada pela presença de ácidos. O ácido mais abundante nas águas de superfície e subterrâneas pouco profundas é o ácido carbónico ( $H_2CO_{3(aq)}$ ), que é produzido quando as águas reagem com o dióxido de carbono ( $CO_{2(gás)}$ ) absorvido da atmosfera e do solo<sup>7</sup>. Simplificando, três reações químicas reversíveis operam em simultâneo:

---

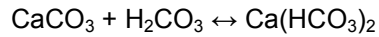
<sup>5</sup> O **relevo** representa o resultado da justaposição e sobreposição de processos que atuam sincrónica e diacronicamente.

<sup>6</sup> Não se pretendendo aqui desvendar todo o conhecimento já adquirido sobre os ambientes cársicos superficiais e subterrâneos, do relativo processo de carsificação e do seu funcionamento hidrológico, aconselha-se a leitura, também, de vários outros autores (BÖGLI, 1960; JENNINGS, 1985; TRUDGILL, 1985; WHITE, 1988; JAMES & CHOQUETTE, 1988; BOSÁK *et al.*, 1989; GILLIESON, 1996; SALOMON, 2000; KLIMCHOUK *et al.*, 2000; DREYBRODT *et al.*, 2005; FORD, 2006; SASOWSKY & MYLROIE, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007; GABROVŠEK, 2009), assim como a enciclopédia de recente publicação de GUNN (2004), os trabalhos de DE WAELE *et al.* (2009, 2011), ANDREYCHOUK *et al.* (2009), QUINIF (2010), FARRANT & SMART (2011) e FAIRCHILD & BAKER (2012) ou, ainda mais de recente, GABROVŠEK *et al.* (2014) com respetiva recensão em FORD (2014), DUBOIS *et al.* (2014) e finalmente o *Treatise on Geomorphology* publicado em 2013 pela *Academic Press* (San Diego - CA) onde se inclui um volume dedicado exclusivamente à Geomorfologia Cársica.

<sup>7</sup> Existem vários trabalhos publicados que tratam da química e cinética de dissolução/precipitação das rochas carbonatadas a interagir com as águas naturais (*e.g.* DREYBRODT *et al.*, 1996; KLIMCHOUK *et al.*, 2000; KAUFMANN & DREYBRODT, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007; entre outros).



...ou, de forma ainda mais simplificada:



Quase toda a água subterrânea na maioria dos aquíferos cársicos conhecidos é de origem meteórica, circulando a pouca profundidades relativamente à superfície topográfica, de forma **não confinada** (*i.e.* livre) e com tempos de armazenamento genericamente curtos, com definição de um **carso epigénico** (KLIMCHOUK *et al.*, 2000; FORD, 2006; PALMER, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007). Contudo, nas zonas litorais e oceânicas, a mistura de água doce com água marinha pode proporcionar a aceleração dos mecanismos de dissolução das rochas (PLUMMER, 1975; LOHMANN, 1988; FORTI, 1991, 1992, 1993; MYLROIE & CAREW, 2000; DE WAELE *et al.*, 2009; FORD & WILLIAMS, 2007; MYLROIE & MYLROIE, 2013; entre outros); genericamente pode tratar-se de ambientes deposicionais de rochas relativamente jovens com alta porosidade primária e alta permeabilidade, com definição de um **carso singenético** (JENNINGS, 1968) ou **eogenético** (FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007; FAIRCHILD & BAKER, 2012). Águas de origem profunda com propriedades hidroquímicas variáveis (*i.e.* águas fósseis e juvenis, por vezes quentes e/ou ricas em CO<sub>2</sub> ou H<sub>2</sub>S) (FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007, 2013; AULER, 2013; BARTON, 2013) podem proporcionar uma recarga (*per ascensum*), em condições por vezes **confinadas** ou **semi-confinadas**<sup>8</sup>, com definição de um **carso hipogénico** (GUNN, 2004; MENICHETTI, 2011; KLIMCHOUK, 2009, 2013) (**hipercarso sensu** CIGNA, 1978, 1983)<sup>9</sup>.

Outras litologias, diferentes das carbonatadas, podem mostrar morfologias similares às cársicas em várias condições climáticas e geográficas: *e.g.* as rochas salinas (sal-gema) resultam ser muito solúvel (FRUMKIN, 1994), seguida por rochas gipsíferas (KLIMCHOUK, 1992; CALAFORRA, 1998; entre outros), arenitos com cimento carbonatado ou silicificados e mesmo quartzitos (WRAY, 1997; MARTINI, 2000; PICCINI & MECCHIA, 2009; entre outros). Tendo em conta que a intensidade do mecanismo de dissolução parece ser inversamente proporcional ao teor em substâncias insolúveis contidas na litologia carsificável, de acordo com ANELLI (1959; 1963, 1964, 1975), definem-se como **paracársicos** os fenómenos cársicos

<sup>8</sup> Um **aquífero confinado** está contido como um sanduíche entre rochas relativamente impermeáveis que se lhe sobrepõem e estão na sua base.

<sup>9</sup> Mais recentemente, a revalorização da importância de uma origem profunda da agressividade dos fluidos que proporcionam dissolução (*i.e.* carso hipogénico, ou ipercarso), fez com que surgissem novas definições de cariz mais genérico, em que o processo de carsificação se torna quase independente do tipo litológico em que atua a dissolução: "[...] *The karst/speleogenesis is a morphological process resulting by the removing mass from a host rock operated by aggressiveness of a chemical agent that flow through it transported by a fluid vector*" (MENICHETTI, 2013).

pouco desenvolvidos (*i.e.* atenuados)<sup>10</sup> que se desenvolvem em litologias geralmente menos suscetíveis à corrosão meteórica (*e.g.* calcários margosos ou ricos em matéria orgânica, dolomias, calcários grosseiros, quartzarenitos, quartzitos, etc.). As morfologias paracársicas são as mesmas que CVIJIC (1893, 1918, 1960) tinha anteriormente incluído no chamado **merocarso** (*i.e.* carso parcial ou imperfeito) ou no **carso de transição**: “[...] *dans celui-ci ne sont développés que certains traits du relief karstique; d’autres manquent complètement ou sont considérablement modifiés. C’est donc un karst partiel et imparfait*”. No caso específico das rochas dolomíticas CVIJIC (1960) afirma que “[...] *cés roches impures se dissolvent moins que les calcaires du holokarst dinarique*”, e reserva o termo **holocarso** para um carso muito bem desenvolvido (*i.e.* completo) (MARTINS, 1949), exclusivo de rochas calcárias e onde todas as águas passam a escorrer em profundidade, não havendo desenvolvimento de uma hidrografia superficial, exceto no interior de algumas depressões fechadas (*e.g.* poljes) (RODRIGUES *et al.*, 2007).

Formas do relevo similares àquelas das paisagens carbonatadas, mas produzidas por mecanismos de meteorização dominantes diferentes da dissolução (ou de processos de subsidência e colapso induzidos por dissolução) são conhecidas como **pseudocársicas** (ANELLI, 1975; FORD & WILLIAMS, 2007; entre outros). Exemplos são algumas cavidades nos glaciares pelo fato de se desenvolver através de uma mudança de fase (sólido-líquido), e não por dissolução. Os termos **termocarso** (ou **glaciocarso** em SALOMON, 2000) aplicam-se a depressões topográficas que resultam da fusão de grandes quantidades de gelo. **Vulcanocarso** utiliza-se no caso de cavidades naturais em rochas vulcânicas com origem no escoamento da lava, arrefecimento e consolidação dos fluxos mais superficiais com formação de um teto e seu sucessivo abatimento (FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007; entre outros)<sup>11</sup>.

O **geossistema cársico** pode ser comparável a uma **caixa-negra**<sup>12</sup> de onde é possível extrair informações, seja através de aberturas que permitem penetrar no seu interior, seja estudando o fluxo de matéria e de energia que entra (*inputs* - *e.g.* precipitações meteóricas, fluidos com origem profunda, transferências deste aquíferos adjacentes), circula e em parte, ou no todo, sai do sistema (*output* - *e.g.* perdas às exurgências) (CASTIGLIONI & SAURO, 2002). Assim sendo, e de acordo com KLIMCHOUK & FORD (2000a), um sistema cársico pode

---

<sup>10</sup> O valor etimológico da palavra **paracarso** é aquele que mais tem o significado de perto ou atenuação. Anteriormente a escola francesa tinha utilizado o termo **karst gréseux**.

<sup>11</sup> Mais recentemente tem-se dado muita ênfase a uma outra tipologia de carso, o chamado **carso de contacto** que se reconhece no caso em que águas que escoam em terrenos insolúveis, adjacentes a outros solúveis, criam excepcionalmente uma elevada densidade de formas de grandes dimensões ao contacto com as unidades geológicas carsificáveis (KRANJC, 2001).

<sup>12</sup> O **pensamento sistémico** concebe o objeto (ou a **estrutura**) como uma **caixa-negra**. Desta caixa negra não é preciso conhecer, no detalhe, todos os aspetos, mas é essencial conhecer as relações que existem com o ambiente externo, os fluxos de energia e de informação que acontecem no seu interior, assim como as tomadas de decisão que lhe estão subjacentes (VALLEGA, 1990).

ser definido como “[...] *an integrated mass-transfer system in soluble rocks with a permeability structure dominated by conduits dissolved from the rock and organized to facilitate the circulation of fluid*”.

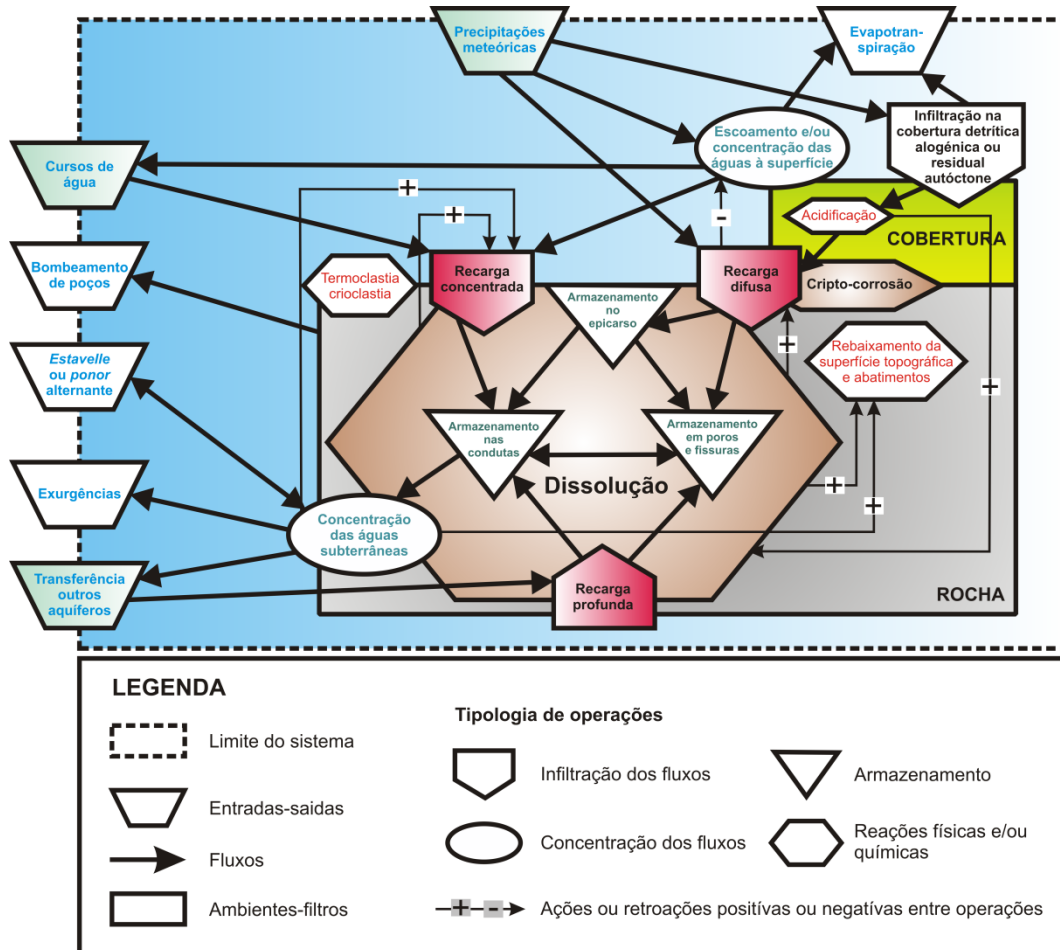
Ao contrário das bacias hidrográficas ou de outras tipologias de unidades geográficas caracterizadas por dinâmicas essencialmente de tipo superficial, a **estrutura** do geossistema cárstico compreende duas porções distintas (**subsistemas**) mas interligadas: a superficial e a subterrânea. Esta última, muitas vezes, perceptível só indiretamente por quem se encontra à superfície, é frequentemente pouco acessível. As estreitas relações estruturais e, sobretudo, funcionais, que caracterizam as duas porções do sistema, apesar de muitas vezes serem distantes entre elas e/ou separadas por zonas não diretamente conhecidas, podem ser bem interpretadas por análises e representações de tipo sistémico (**Fig. 1**). Por sua vez, os **elementos** que definem a estrutura do geossistema são entidades físicas (ou grupos de entidades) localizadas (uma dolina, uma cavidade subterrânea, etc.), ou difusas, no âmbito de todo o sistema (a rocha, o solo, a água, o ar). Estes elementos, por vezes agrupados em função de uma característica comum (elementos sólidos, líquidos, gasosos; elementos abióticos, bióticos; elementos fixos, móveis; elementos naturais, antrópicos; etc.), podem até coincidir com as componentes ou as esferas dinâmicas do sistema.

Neste quadro geral de análise sistémica, o **carso** caracteriza-se por uma interdependência entre: a presença de formas do relevo derivadas da combinação de (1) uma alta solubilidade da rocha (**litologia**); (2) uma porosidade primária (relacionada com o ambiente de sedimentação) pouco desenvolvida combinada com uma porosidade secundária (**fissuras** - planos de estratificação, diaclases, falhas e lineamentos estruturais)<sup>13</sup> e eventualmente terciária (**condutas** – vazios de dissolução planares ou tubulares em que o diâmetro é significativamente inferior ao comprimento) muito bem desenvolvidas; (3) uma **hidrologia e topografia particulares**; assim como (4) as **caraterísticas climáticas** e de **ocupação humana**. É neste sentido que o carso pode ser considerado um “**sistema aberto**”, composto

---

<sup>13</sup> Com o termo **fissuras** entendem-se todas as descontinuidades (mecânicas) planares na rocha que podem ser penetradas e significativamente modificadas pelas águas subterrâneas de circulação, passadas ou atuais (KLIMCHOUK & FORD, 2000a; FORD & WILLIAMS, 2007). No campo da hidrogeologia costuma-se utilizar como sinónimo o termo geral **fraturas**, e de **descontinuidades penetráveis** na geotecnia. As **diaclases** são aqui entendidas como simples ruturas abertas em rochas previamente consolidadas (ou parcialmente consolidadas). As **falhas** como ruturas com algum deslocamento de rocha em sentido vertical, horizontal ou oblíquo; quando este deslocamento é inferior a ~1 cm podem ser consideradas como diaclases. No caso dos **planos de estratificação** importa considerar que, nas rochas sedimentares, em origem estes representam apenas os contactos entre estratos adjacentes, sem discretas aberturas; quando a rocha é exposta à superfície (ou se encontra perto dela), ou é deformada por compressão/tensão, os estratos individuais tendem a deslocar e a separar-se de forma irregular e descontínua uns dos outros (cada estrato, obviamente, ainda está em contacto com os de cima e de baixo, mas com pequenos vazios entre eles em que as águas podem penetrar); finos mantos de argilas ao longo dos planos de estratificação podem favorecer estas movimentações funcionando como lubrificantes. Muitos geólogos preferem não incluir nas fraturas os planos de estratificação porque estes seguem planos de fraqueza pré-existent. Neste trabalho entende-se como **lineamento estrutural** (= traço de fratura) aquele elemento no terreno visível em imagens de satélite, fotografias aéreas e/ou mapas topográficos como linha significativa do território que difere dos padrões patentes para as áreas contiguas, e reflete, presumivelmente, uma estrutura subsuperficial (O’LEARY *et al.*, 1976). Naturalmente, nestas características incluem-se alinhamentos de tonalidade do solo, linhas claras ou escuras no solo, alinhamentos de vegetação, desenvolvimentos retilíneos dos vales, etc. que, na maioria dos casos, refletem a geologia do substrato e podem denotar a presença de falhas e/ou diaclases (COOK, 2003).

por diferentes subsistemas integrados, entre os quais se destacam o hidrológico e o geoquímico que operam no modelado do maciço lítico. As formas cársicas (superficiais e/ou subterrâneas) são produtos fundamentais da interação entre os elementos/mecanismos que caracterizam e atuam nestes dois subsistemas (FORD & WILLIAMS, 2007).



**Fig. 1** – Esquemática de um geossistema cársico onde se apresentam as operações e os fluxos do elemento água que, por sua vez, regista as dinâmicas do sistema. As ações ou retroações positivas ou negativas entre as componentes do sistema identificam, respetivamente, um reforço e uma resistência à operação aplicada (revisto e adaptado de BOYER *et al.*, 1998; CASTIGLIONI, 2005).

Em termos das condições de **suscetibilidade à carsificação**<sup>14</sup> de um maciço lítico carbonatado, estas decorrem (a) da capacidade do sistema hídrico para erodir (erosividade) e, (b) da resistência do corpo lítico em ser erodido (erodibilidade), ambos a diferenciar-se no espaço e no tempo. Diferentes condições endógenas num mesmo maciço lítico carbonatado

<sup>14</sup> A **suscetibilidade** é aqui entendida como a propensão de um determinado território em sofrer um determinado fenómeno (e.g. a carsificação) e é determinada pelas **caraterísticas intrínsecas do relevo** (litologia, estrutura geológica, morfologia do terreno, solo e coberto vegetal, presença ou não de uma cobertura detritica insolúvel mais ou menos permeável, comportamento hidrológico e hidrogeológico do sistema, etc.) e pelos **fatores humanos** (distribuição das áreas artificializadas, distribuição e intensidade de utilização das captações de águas, etc.). Estas caraterísticas do território, por ação de **fatores desencadeantes extrínsecos** (e.g. o clima), originam diferentes graus de suscetibilidade.

determinam diferentes graus de suscetibilidade à carsificação para as unidades geológicas que o compõem; por outro lado, diacrónica ou sincronicamente, as condições exógenas controlam o desenvolvimento do processo. Como nos dá conta SOARES (1998/2001), os próprios mecanismos de dissolução química das rochas carsificáveis, fundamentais ao desenvolvimento de uma paisagem cársica, têm **velocidades de reação** variáveis, no espaço e no tempo: “[...] a uma possibilidade de desenvolvimento externo associa-se uma continuação interna a velocidades diferentes da observada à superfície”<sup>15</sup>.

Este conceito de **velocidade**, no caso do carso sinónimo de velocidade de meteorização por dissolução (= erosão cársica), pode ser compreendido através da **ablação específica** definida como o volume de rocha dissolvido anualmente à superfície<sup>16</sup>. A título de exemplo, em Portugal, ensaios realizados em dois dos mais importantes maciços carbonatados do centro do País revelaram valores de dissolução cársica na ordem dos 62,4 m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano (CRISPIM, 1986b) e 67,6 m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano (CUNHA, 1990b, 1996), para o Maciço de Sicó, a contrastar com os outros de 11,5 (?) m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano (FLEURY, 1925), 70 m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano (FERREIRA *et al*, 1988) e 40-90 (56,4) m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano (CRISPIM, 1995), estabelecidos para o Maciço Calcário Estremenho. Dados mais gerais à escala global, publicados em SALOMON (2000), apontam para valores extremamente variáveis, entre 1 e 520 m<sup>3</sup>/Km<sup>2</sup>/ano em diferentes regiões carbonatadas do mundo, o que demonstra como tal conceito de velocidade, no caso da carsificação, é difícil de controlar, pois é dependente de vários parâmetros como: agressividade química das águas, rapidez de renovação do fluxo hídrico que atravessa o sistema (caraterísticas hidráulicas das águas, principalmente turbulência e geometria), natureza litológico-petrográfica das rochas, temperatura, tectónica, gradiente topográfico, espessura das camadas rochosas, etc. As águas que se infiltram no maciço tendem a saturar-se progressivamente; na igualdade de outras condições o atravessamento de grandes espessuras de rochas permite atingir mais rapidamente o seu ponto de saturação ou de equilíbrio, com conseqüente termo da corrosão. Águas menos saturadas tendem a ter uma maior eficácia na dissolução química das rochas carbonatadas (FORD & WILLIAMS, 2007). Experiência de laboratório tem demonstrado como uma rápida dissolução ocorre quando a rocha carbonatada contém entre 0-14% de insolúveis, com uma clara correlação positiva entre a percentagem de CaO e a taxa de dissolução (FORD & WILLIAMS, 2007). Dolomias puras [CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>] normalmente apresentam uma dissolução mais lenta por comparação com a calcite, mas

---

<sup>15</sup> Muitas vezes, no caso do carso, o **fator tempo** é julgado através de técnicas essencialmente laboratoriais (*in* DE WAELE *et al.*, 2009): (a) as radiométricas (<sup>14</sup>C, <sup>234</sup>U/<sup>230</sup>Th, <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb, <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) (POLYAK *et al.*, 1998; DORALE *et al.*, 2004; EGGINS *et al.*, 2005; LUNDBERG *et al.*, 2000; WOODHEAD *et al.*, 2006; entre outros) e (b) a espectroscopia de ressonância do spin eletrónico (*electron-spin resonance spectroscopy* - ESR) (BAHAIN *et al.*, 2011), sobre espeleotemas e travertinos; (c) os nuclídios cosmogénicos (<sup>10</sup>Be/<sup>26</sup>Al) (STOCK *et al.*, 2005) e (d) a luminescência opticamente estimulada (*optically stimulated luminescence* - OSL) e as técnicas paleomagnéticas (ZUPAN HAJNA *et al.*, 2008; entre outros), sobre depósitos cársicos detriticos. A todas estas análises laboratoriais se junta, inevitavelmente, uma leitura geológica e geomorfológica do carso; pois, a simples datação radiométrica de um espeleotema, sem considerar o contexto geológico e geomorfológico em que se insere, dá exclusivamente uma informação de idade provável deste espeleotema (SOARES, 1998/2001).

<sup>16</sup> Existem numerosas metodologias para o seu cálculo: ver a este respeito os trabalhos de PLAN (2005) e HÄUSELMANN (2008), com uma boa panorâmica fornecida também por GABROVŠEK (2009).

RAUCH & WHITE (1970) tem demonstrado como a maior solubilidade em rochas carbonatadas ocorre quando apresentam um conteúdo em MgO entre 1-3%. JAMES & CHOQUETTE (1984) sugerem que, a paridade de temperatura, a **calcite-alto-magnésiana** ( $4\% < \text{MgCO}_3 < 25\%$ ) é normalmente o mineral mais solúvel, seguido pela **aragonite**, a **calcite-baixo-magnésiana** ( $0\% < \text{MgCO}_3 < 4\%$ ), a **calcite pura** e finalmente a **dolomite**. Estes contrastes na solubilidade mineralógica, particularmente durante uma exposição subaérea, é um dos principais fatores que condicionam a diagénese e a evolução da porosidade/permeabilidade nos carbonatos (MOORE, 2001).

Há aqui uma convergência entre mecanismos (dissolução/precipitação química, erosão mecânica/acumulação detrítica, enterramento/exposição do maciço, levantamento tectónico/subsidência, etc.), características endógenas (litologia e características diagenéticas, estrutura geológica, presença ou não de uma cobertura detrítica insolúvel importante, topografia, solo e coberto vegetal) e características exógenas (clima e ação do ser humano)<sup>17</sup> que, num contexto evolutivo variável no espaço-tempo, avaliado através de uma análise multi-escalar (de micro a macro, passando pela meso-escala), acabam por determinar a **suscetibilidade** do maciço lítico onde o próprio **grau de carsificação** se configura como resultado final na complexa elaboração do modelo geossistémico<sup>18</sup> (Fig. 2).

A **litologia** e as **caraterísticas diagenéticas** da rocha carsificável podem ter efeitos importantes no estilo, extensão e grau de carsificação: pureza das rochas carbonatadas (percentagem da componente solúvel vs. insolúvel – esta última constituída essencialmente por minerais de argilas e quartzo)<sup>19</sup>, granulometria e textura (uma matriz micrítica/biomicrítica - microcristalina - é mais solúvel, e a solubilidade diminui substancialmente quando a esparite - cristais grosseiros – se torna superior ao 40-50% em volume) (NOIRIEL *et al.*, 2013), dolomitização (processo pelo qual um sedimento calcário, ou o seu precursor, é completamente/parcialmente convertido em dolomia, pela substituição do  $\text{CaCO}_3$  original por carbonato de magnésio, através da ação de fluidos com elevada proporção de  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ),

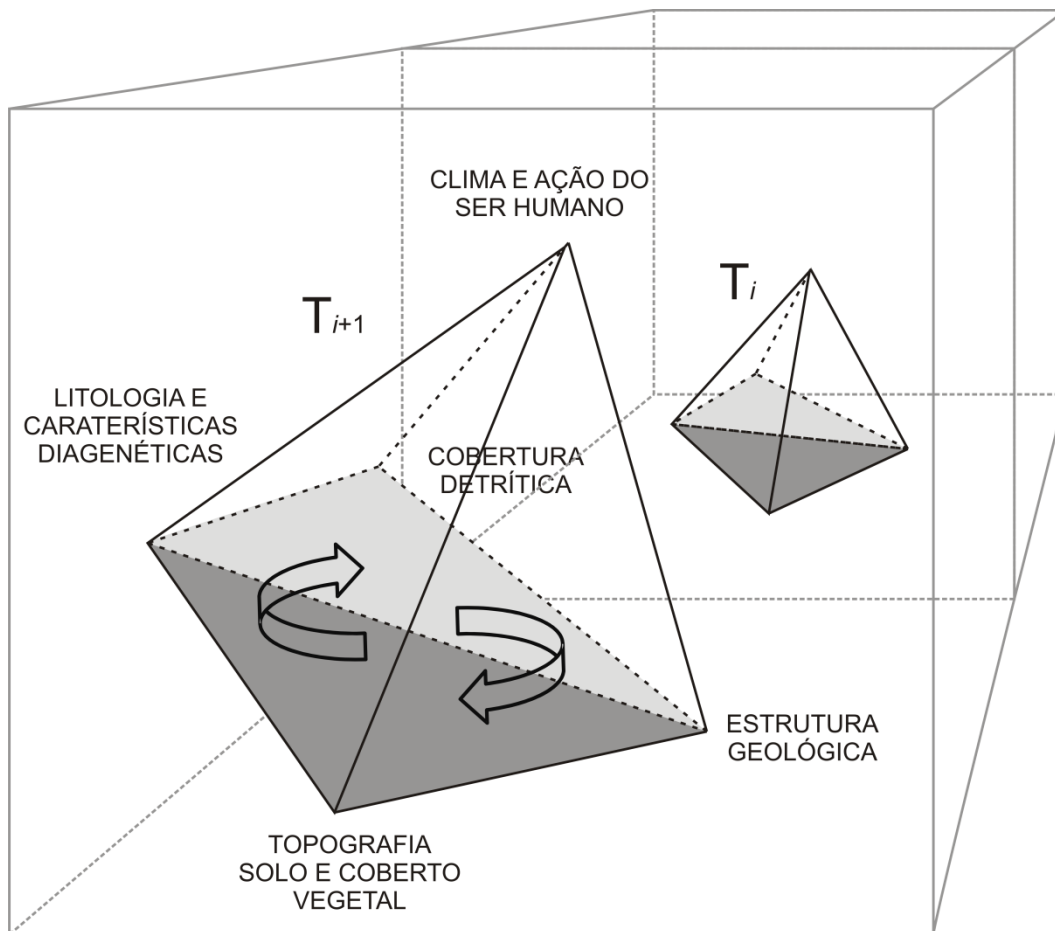
---

<sup>17</sup> Existem diferentes classificações dos fatores condicionantes ao processo de carsificação. SAURO (1979) considera quatro grupos fundamentais: fatores geológicos, geomorfológicos, climáticos e biológicos. PICCINI (1999a,b) considera os fatores geológicos divididos em dois grandes grupos em que são incluídos também os hidro-morfológicos: (a) os fatores ligados à situação geológico-estrutural já existente antes do desenvolvimento do fenómeno cársico, e portanto definidos como “**fatores passivos**”; e (b) os “**fatores ativos**” que, pelo contrário, são ligados a eventos que se verificam contemporaneamente com o processo cársico, interagindo com ele, e que podem sofrer mutações durante as fases de carsificação.

<sup>18</sup> A modelização pode ser um valioso instrumento para conduzir ao pensamento sistémico; os **modelos** permitem construir uma visão do mundo bastante rica, de maneira a manifestar a complexidade do real mas, ao mesmo tempo, bastante simples da ser legível e memorizável (MOLINES & CUADRADO, 1997). No entanto, importa salientar como os sistemas complexos (e.g. o geossistema) correspondem a muito mais que a soma das suas partes e, portanto, qualquer tentativa de modelizar a sua estrutura é necessariamente parcial e incompleta (em cada sistema existem muitos modelos) (ROCHA & MORGADO, 2007). Nesta perspetiva, todos os modelos têm uma carga subjetiva intrínseca; BOX, citado em ROCHA & MORGADO (2007) afirma que “[...] *todos os modelos estão errados, mas alguns são úteis*”.

<sup>19</sup> De acordo com WHITE & WHITE (2001) um alto teor de insolúvel constituído por areia quartzosa oferece menos resistência ao desenvolvimento cársico que a argila, pois as partículas argilosas proporcionam uma maior capacidade de impermeabilização da rocha carbonatada obstruindo qualquer pequena pré-cavidade ou vazios de proto-cavidade.

desdolomitização, frequência dos planos de estratificação (a espessura das camadas - o ataque químico das águas é disperso onde os estratos são mais finos; nestes, também falta a força mecânica para sustentar grandes espaços vazios, o que proporciona muitas vezes fenômenos de colapso), porosidade primária e presença de juntas de estratificação margosas, ou mesmo camadas interstratificadas de margas, sulfatos (gesso e anidrite) e sal-gema, são todos particularmente importantes (a organização estratigráfica do maciço lítico controla a espessura e as características químicas do sistema hídrico subterrâneo) (WHITE, 1998; FORD, 2002; FORD & WILLIAMS, 2007).



**Fig. 2** - Esquemática piramidal das condições endógenas (litologia e características diagenéticas, estrutura geológica, cobertura detrítica insolúvel, topografia, solo e coberto vegetal) e exógenas (clima e ação do ser humano), fundamentais na avaliação da evolução (paleo)cársica de um maciço lítico essencialmente carbonatado, num quadro analítico de tipo geossistêmico. Tais condições se movimentam no espaço (representado pelo cubo) e no tempo ( $T_i$  e  $T_{i+1}$  a marcar evolução).

A **estrutura geológica**<sup>20</sup> é importante a todas as escalas (particularmente na meso e macro-escala) na medida em que condiciona a orientação e transmissibilidade do fluxo hídrico

<sup>20</sup> A **estrutura geológica** é aqui entendida no seu todo, onde se conjugam as ações que decorrem das causas que dirigem o processo de sedimentação, juntamente com a que modificam a atitude (geometria) da estratificação ligada essencialmente a movimentações tectónicas.



no interior do maciço lítico carbonatado (a dita permeabilidade em grande): da fissuração local (planos de estratificação, diaclases, falhas e lineamentos estruturais) até às deformações e translocações da tectónica das placas (estruturas de tipo monoclinal, dobrada, cavalgamento, domo diapírico, etc.), com estas últimas a controlar as taxas de levantamento/denudação do maciço lítico e consequentemente o seu potencial hidráulico (PALMER, 2007). Além disso, algumas destas grandes estruturas, como as dobras, podem proporcionar também fraturação local importante nas porções mais superficiais do maciço lítico através da libertação do *stress* (*stress release*).

A **influência climática** sobre o carso prende-se essencialmente com as precipitações meteóricas (água e neve), as temperaturas e a bioprodutividade: à precipitação, essencialmente pela quantidade de água disponível para proporcionar a dissolução dos carbonatos e o modo como esta se distribui no tempo; à temperatura, porque esta é suscetível de influenciar o balanço hídrico, através do comando da evapotranspiração potencial, e de alterar a velocidade das reações químicas (corrosão), das desagregações mecânicas (termoclastia ou crioclastia) e das alterações biogénicas, ou seja, do próprio processo de carsificação. De acordo com SALOMON (2000) “[...] *il est possible de considérer qu’une augmentation de température tend à annihiler largement les effets d’une plus grande solubilité du CO<sub>2</sub> dans les eaux à basse température. En fait, d’une façon générale, les eaux du milieu tropical dissolvent les carbonates plus vite que celles des milieux froids* (ROSSI, 1976)”.

Relacionados com o clima, mas também com a litologia, com a cobertura detritica, com a topografia e com o grau de **ocupação humana**, está o desenvolvimento dos **solos** e do **coberto vegetal**<sup>21</sup>, também estes suscetíveis de introduzir importantes modificações no mecanismo de corrosão dos carbonatos através da acidificação das águas por incorporação de CO<sub>2</sub> de origem essencialmente biogénica e de ácidos orgânicos (através da atividade biológica no solo) (TRUDGILL, 1985), com pesos distintos nas regiões tropicais (~93%), mediterrâneas (~80%), temperadas oceânicas (~79%) e de alta montanha/periglaciares (~45%). Exceções encontram-se nas regiões desérticas onde a acidificação das águas deve-se essencialmente à incorporação de CO<sub>2</sub> atmosférica e de origem não orgânica, assim como de ácidos exclusivamente inorgânicos (SALOMON, 2000). Com base nestas últimas considerações, muitos autores classificam o carso em função das características climáticas em que se desenvolve. São reconhecidas várias tipologias distintas de **carso**: **temperado húmido** (chuva todo o ano), **mediterrâneo** (verão seco), **tropical**, **árido** e **semiárido**, **glaciar** ou alpino, **periglaciar**, **litoral** (tropical e temperado) (JENNINGS, 1985; SALOMON & PULINA, 2005; entre outros).

---

<sup>21</sup> Textura e estrutura dos **solos**, juntamente com o trabalho penetrativo das raízes das plantas, podem facilitar também a circulação das águas acidificadas até as rochas subjacentes e potencialmente carsificáveis (TRUDGILL, 1985).

Importa salientar como a **topografia**, além de condicionar a velocidade de escoamento subaéreo, controla a maneira como se faz a circulação e a concentração da água à superfície (águas em lento movimento e espacialmente concentradas favorecem a aceleração do mecanismo de dissolução) (KUPPER, 1985), antes de se infiltrar no maciço lítico (a recarga do sistema). O relevo controla a localização das áreas de recarga e de descarga (as exsurgências) do sistema hídrico subterrâneo. Eventos geomorfológicos importantes (frequentemente associados a variações climáticas) podem proporcionar alterações no gradiente hidráulico por causa de modificações nas condições de escoamento (o encaixe fluvial ligado a períodos glaciares proporciona um aumento do potencial hidráulico, enquanto a submersão de exsurgências costeiras, pela subida glacio-eustática do nível do mar, o reduz). Assim sendo, as formas do relevo superficial e o sistema de condutas subterrâneas desenvolvem-se em conjunto, sendo este uma circunstância incomum aplicável exclusivamente aos sistemas cársicos. FORD & WILLIAMS (2007) admitem que “[...] *for this reason, if one is to understand karst hydrogeology it is also necessary to understand karst geomorphology, and vice versa*”.

### 1.1.2.3 **Carsificação no contexto sedimentológico**

Num contexto analítico de cariz essencialmente sedimentológico e estratigráfico, o **processo de carsificação**, entendido como o conjunto dos mecanismos que condicionam, juntamente com outros, a **criação/perda de porosidade/permeabilidade**, durante o desenvolvimento de uma sucessão sedimentar carbonatada, integra-se no fenómeno mais geral da **diagénese** - inclui todas as alterações naturais (químicas, físicas e biológicas) que ocorrem nos sedimentos a partir do momento da sua deposição, continuando através de compactação, litificação e mais além, excluindo a meteorização e o metamorfismo (SCHOLLE, 1978; SCHOLLE *et al.*, 1983; JAMES & CHOQUETTE, 1990; TUCKER & WRIGHT, 1990; MOORE, 2001; entre outros)<sup>22</sup>. A porosidade e a permeabilidade inicialmente são controladas pelas condições de sedimentação no momento da deposição, mas, subsequentemente são alteradas através da própria diagénese. Assim sendo, numa perspetiva sedimentogenética, e de acordo com JAMES & CHOQUETTE (1988), o carso pode ser entendido como “[...] *all of the diagenetic features - macroscopic and microscopic, surface and subterranean - that are produced during the chemical dissolution and associated modification of a carbonate sequence*”. Dito de uma forma mais genérica, o **carso** (no caso de sedimentos carbonatados) pode ser considerado uma **fácies diagénética** produzida e controlada pela dissolução,

---

<sup>22</sup> O limite entre a **diagénese** e o **metamorfismo** não é absoluto em termos de pressão e temperatura, nem existe uma fronteira nítida entre a diagénese e a **meteorização**. A diagénese compreende todos os processos que convertem um sedimento numa rocha sedimentar. Trata-se de um processo continuamente ativo pelo qual o conjunto dos minerais sedimentares reage de forma a recuperar o equilíbrio com um ambiente cuja pressão, temperatura e quimismo estão mudando. Essas reações podem aumentar, modificar ou destruir a porosidade/permeabilidade (ALI *et al.*, 2010).

migração nas águas naturais e eventual precipitação do carbonato de cálcio (ESTEBAN & KLAPPA, 1983)<sup>23</sup>.

Numa sucessão sedimentar carbonatada a criação de **porosidade por dissolução** geralmente ocorre em resposta a uma alteração significativa no quimismo dos fluidos (*i.e.* alteração nas condições de salinidade, temperatura ou pressão parcial da CO<sub>2</sub>) que atravessam os poros. Estas mudanças são mais suscetíveis de ocorrer no início da diagénese (eogénese) em conjunto com o desenvolvimento de um sistema hídrico meteórico (vadoso e freático), com definição de um **carso eogenético**<sup>24</sup>. Nestas condições, a dissolução leva a um aumento da porosidade de tipo fábrica seletiva (*e.g.* moldada) (*sensu* CHOQUETTE & PRAY, 1970), claramente controlada pela mineralogia deposicional de cada grão (MOORE, 2001). Durante a eogénese e em ambiente meteórico, quando águas subsaturadas, no que diz respeito à maioria das espécies minerais carbonatadas, entram em contacto com o sedimento, constituído essencialmente por aragonite e calcite magnesiana, estes minerais são progressivamente dissolvidos. Esta dissolução faz aumentar o grau de saturação das águas com respeito à calcite (ou dolomite), ao ponto de provocar a precipitação de calcite (ou dolomite) (MOORE, 2001; MORSE & MACKENZIE, 1990; entre outros). Se o tempo de exposição subaérea for suficiente, a estabilidade da calcite magnesiana e da aragonite é alcançada através da dissolução das fases instáveis e a precipitação das estáveis (*i.e.* calcite e dolomite), ainda antes da eventual cobertura por mais sedimentos (MOORE, 2001). A dissolução da calcite magnesiana, em geral, não desenvolve uma porosidade moldada; pelo contrário a dissolução da aragonite resulta num transporte significativo de CaCO<sub>3</sub> e na criação de uma porosidade secundária moldada. De acordo com MOORE (2001), é mesmo esta porosidade moldada desenvolvida durante a eogénese que faculta a maior parte do cimento calcítico (esparite) que, muitas vezes, irá obstruir a porosidade deposicional intergranular como consequência de uma rápida dissolução. No caso em que a dissolução/precipitação seja lenta (*i.e.* célula de cristal por célula) os esqueletos dos fósseis aragoníticos serão preservados como “fantasmas” de calcite (por substituição mineralógica). Ou seja, os contrastes de estabilidade mineralógica existentes nos sedimentos carbonatados que caracterizam a fase eogenética controlam o sistema diagenético e a evolução da sua porosidade através do equilíbrio dissolução/precipitação, enquanto as diferenças mineralógicas e de solubilidade estiverem presentes, a dissolução e a precipitação continuarão.

---

<sup>23</sup> Existem vários estudos de **sedimentologia dos carbonatos** que contribuíram para melhor entender o desenvolvimento do **carso** (com um eventual seu soterramento a configurações de **paleocarso**), de forma a fornecer evidências sobre condições geológicas passadas. De particular interesse são os trabalhos de BATHURST (1975), SCHOLLE *et al.*, (1983) e TUCKER & WRIGHT (1990), sobre as rochas carbonatadas e a sua diagénese. Outros trabalhos focalizaram o entendimento do carso de acordo com a classificação e distribuição das diferentes tipologias de porosidade em rochas carbonatadas (CHOQUETTE & PRAY, 1970; MOORE, 2001; BUDD *et al.*, 1995), assim como do paleocarso (JAMES & CHOQUETTE, 1988; WRIGHT, 1991).

<sup>24</sup> Esta tipologia de carso foi formalizada como sendo **Carbonate Island Karst Model**, embora o fator fundamental seja a presença de sedimentos carbonatados jovens e não a específica presença de uma ilha (MYLROIE & CAREW, 2000; JENSON *et al.*, 2006).

De acordo com VACHER & MYLROIE (2002), esta reorganização da porosidade durante a eogénese, em ambiente meteórico, leva a um surpreendente aumento da permeabilidade sem um grande aumento da porosidade; 10-20% do sedimento corresponde a uma larga porosidade geralmente de tipo fábrica não seletiva (e.g. cavernas, brechas, fraturas, etc.) e com estes canais de poros a transmitir 99,99% do fluxo das águas, com a permeabilidade horizontal muitas ordens de grandeza maior do que a permeabilidade vertical. Nos casos em que haja forte evaporação (e.g. litoral árido ou semiárido), pisólitos, nódulos e crustas carbonatadas (caliche/calcretos) podem desenvolver-se (ALSHARHAN & KENDALL, 2003). Mais tarde, após a cobertura, vários processos, e condições geológicas específicas (e.g. altas pressões, altas temperaturas, maturação de hidrocarbonetos, desidratação de xistos, recarga meteórica pós-orogénica, etc.), podem fornecer fluidos subterrâneos *per ascensum* (por ascensão), quimicamente agressivos, que proporcionam dissolução (MOORE, 2001), com definição de um **carso mesogenético** (de tipo **hipogénico**). O aumento da porosidade nestas condições é, muitas vezes, descrita como sendo uma simples expansão da porosidade secundária pré-existente moldada (ou da pré-existente porosidade primária intergranular), para uma porosidade vacuolar ou cavernosa (MOORE & DRUCKMAN, 1981; MOORE & HEYDARI, 1993; entre outros). Finalmente, a dissolução pode ocorrer em qualquer momento durante a história diagenética sempre que o sedimento carbonatado, mineralogicamente estável (calcários e dolomias), tenha sido exumado da cobertura e colocado de novo em contacto com as águas meteóricas, com definição de um **carso telogenético** (MOORE, 2001; VACHER & MYLROIE, 2002). Esta dissolução, no geral, caracteriza-se pela criação de uma porosidade de tipo fábrica não seletiva. Os novos poros, assim criados (*i.e.* vacúolos, condutas e cavernas - dependendo do tamanho), irão cortar e atravessar todos os elementos da fábrica (*i.e.* grãos, matriz e cimento).

Em ambas as fases mesogenética e telogenética, a distribuição final da porosidade é controlada pela porosidade pré-existente estabelecida inicialmente no ambiente de deposição original, ou desenvolvida sucessivamente por diagénese precoce e por fraturação. Em particular, a **fraturação** (incluindo os movimentos relativos ao longo dos planos de estratificação; *sensu* JOŽE & STANKA, 1998; LOWE & WATERS, 2014) pode ocorrer a qualquer momento durante a história diagenética da sucessão carbonatada, a partir de um recobrimento de muito baixa espessura (início da litificação). A estes, temos que acrescentar, no controle da porosidade final, a possível presença e distribuição dos **estilólitos** (superfícies serrilhadas em que a matéria mineral foi removida por dissolução de pressão - se desenvolvem durante a compactação litostática do sedimento ou por atividade tectónica), assim como fenómenos de **brechificação** (relacionados com colapsos por dissolução em rochas calcárias ou evaporíticas, com falhas ou com a formação de solos) (FORD & WILLIAMS, 2007).

#### 1.1.2.4 *Paleocarso: natureza poligénica e polifásica do carso*

Ao contrário da maioria dos outros sistemas naturais, a evolução de um sistema cársico pode, em certo ponto da sua história geológica, ser travada. Neste caso pode-se configurar uma situação de **paleocarso** (carso antigo) em que o sistema é enterrado (**recoberto**) por sedimentos mais recentes, ou contemporâneos, ficando assim inerte (hidrologicamente dissociado do sistema contemporâneo ao seu soterramento) (JAMES & CHOQUETTE, 1988; BOSÁK *et al.*, 1989; WRIGHT, 1991; FORD & WILLIAMS, 2007). Ocasionalmente um paleocarso pode ser novamente **exumado** e **reativado** (mostrando um conjunto de formas testemunhos de **cripto-carsificação**)<sup>25</sup>, retomando assim um desenvolvimento que foi interrompido (natureza **poligénica** e **polifásica** do carso)<sup>26</sup> o que, obviamente, complica bastante a sua reconstituição; muitas vezes, as evidências passadas da carsificação (formas e depósitos) são totalmente ou parcialmente destruídas, ou profundamente alteradas, pelas fases subsequentes (CUNHA & SOARES, 1987; CUNHA, 1990b; DIMUCCIO, 1998; DIMUCCIO & CUNHA, 1999).

De acordo com SOARES (1998/2001), “[...] *um paleocarso é...um edifício onde o prefixo paleo se constitui como dificuldade acrescentada*” ao julgamento das formas e dos depósitos com elas associados. Muitas vezes, fenómenos de remeximento e de cripto-carsificação, comandados por reorganização estrutural dos volumes (tectónica) e/ou por variações climáticas, complicam a leitura dos dados e, conseqüentemente, a interpretação das respetivas fases evolutivas.

Vários autores têm proposto um limite cronológico para distinguir um **carso** de um **paleocarso**. BOSÁK *et al.* (1989) estabelecem o Miocénico como limite a partir do qual os processos são neo-cársicos, de atividade recente e portanto não sujeitos ao prefixo *paleo*. No entanto, na literatura científica, tal critério não se aplica sempre e distinguem-se formas paleocársicas de idade plistocénica/holocénica, tal como as descritas em PALMER & PALMER (1989) na Florida (Estados Unidos), ou em GAVRILOVIĆ (1989) ao largo da costa do Mar Adriático (entre outros). Evidentemente que os tais limites são imprecisos, baseando-se em critérios distintos e, muitas vezes, é mesmo muito complicado estabelecer as diferenças entre

---

<sup>25</sup> No desenvolvimento da **carsificação sob cobertura**, o mecanismo dominante parece ser o da **cripto-corrosão** *sensu* NICOD (1994): “[...] *sous ce terme très général, nous avons regroupé...tous les processus de dissolution et d'altération sous couverture, qu'elle soit pédologique, résiduelle (terra rossa) ou sédimentaire (sables)*”. Este mecanismo permite atingir valores de dissolução da rocha carbonatada, no **epicarso** (a porção mais superficial do sistema), da ordem dos 80-90% do sistema total. Importa salientar que, neste contexto, a chamada “**terra rossa**”, sedimento típico das áreas cársicas mediterrâneas que geralmente preenche total ou parcialmente as formas cársicas, é um material fino e avermelhado que só em parte resulta da evolução dos resíduos insolúveis das rochas carbonatadas (*in situ*); de facto trata-se de um sedimento com origem claramente mais complexa (poligénica) e com um papel geomorfológico ainda largamente em debate (ŠUŠTERŠIĆ *et al.*, 2009; e referências neste incluídas).

<sup>26</sup> As naturezas **poligénicas** e **polifásicas** referem-se, respetivamente, a multiplicidade de processos/mecanismos síncronos e fases diacrónicas que atuam num determinado espaço geográfico na definição do seu modelado. No entanto, é importante evidenciar como as “**fases**” são aqui entendidas como meras formas de simplificação por nós definidas.

um carso ativo e outro inativo, ou simplesmente entre formas derivadas de processos suficientemente antigos. O problema prende-se efetivamente com a definição de um limite cronológico. Quando se trata de ambientes litorais, onde as flutuações do nível do mar ditam variações do nível freático e consequentes variações na carsificação, com períodos cársicos ativos alternando com outros inativos, a diferenciação entre formas cársicas e paleocársicas parece ser ainda mais complicada.

Para além disso, CHOQUETTE & JAMES (1988), tendo em conta a organização estratigráfica do(s) **paleocarso(s)** que caracteriza(m) uma sucessão carbonatada, identificam três grandes escalas/tipologias:

- (a) um **carso deposicional** que se constitui como a natural consequência da acreção sedimentar ao nível do mar e é de esperar dentro da sucessão carbonatada que tipifica um determinado sistema deposicional (e.g. plataforma/rampa carbonatada). Esta tipologia é comumente associada com ciclos de escala métrica na sucessão sedimentar, geralmente com a presença de relevos topográficos de reduzidas dimensões. Os efeitos da exposição subaérea são normalmente restringidos a formas de dissolução superficial, a uma cimentação muito pouco profunda e a uma reduzida dissolução subterrânea em que os processos atuam sobre um sedimento na maioria ainda não completamente litificado e, portanto, ainda com elevada porosidade/permeabilidade;
- (b) um **carso local** que se desenvolve quando parte do sistema deposicional é exposto, geralmente por causa de movimentações tectónicas, pequenas descidas do nível do mar ou movimentações sin-sedimentares de blocos falhados. Dependendo do período de tempo envolvido, os efeitos da exposição subaérea podem variar consideravelmente até chegar ao desenvolvimento de um carso completo (i.e. superficial e subterrâneo). Esta tipologia de carso pode ser correlacionada lateralmente em áreas que não apresentam os efeitos de uma exposição subaérea ou um registo contínuo da deposição;
- (c) um **carso regional** (ou inter-regional), claramente muito mais extenso que os anteriores e relacionado com os principais eventos tectono-eustáticos (à macro-escala). Este tipo de carso mostra uma intensa erosão com uma grande variedade de formas e depósitos, assim como uma generalizada dissolução subterrânea. A extensão e profundidade a que se desenvolve a carsificação, no geral, é maior que no carso local, embora em sítios onde a tectónica resulte em elevados soerguimentos (com consequente longa exposição subaérea), a diferenciação entre as duas escalas de carso seja de difícil entendimento.

Neste contexto, em que a determinação e interpretação dos **tempos de carsificação**<sup>27</sup> de um maciço lítico carbonatado são questões atuais e fundamentais nos estudos sobre este tipo de geossistema, um dos problemas fundamentais reside na definição do **início da carsificação** e da maneira como se fez a preservação dos produtos desta mesma carsificação (formas e depósitos). O papel da preservação é fundamental, pois este geossistema funciona, muitas vezes, como uma armadilha que capta e conserva as informações geológicas e ambientais do passado numa espécie de arquivo natural em que formas e depósitos assumem uma importância crucial para as reconstituições paleogeográficas e paleoclimáticas. No entanto, estas informações só podem ser lidas de forma mais correta através de uma **conjugação transdisciplinar** – *i.e.* abordagem científica que visa a unidade do conhecimento; desta forma, procura-se estimular uma nova compreensão da realidade articulando elementos que passam entre, além e através das disciplinas, numa busca de compreensão da complexidade (ROCHA FILHO, 2007). A complicar ainda mais a tentativa de interpretação da evolução do sistema cársico concorre o facto da carsificação poder ter início muito cedo, logo durante as primeiras etapas de organização do maciço lítico potencialmente carsificável (por vezes mesmo antes da diagénese - *e.g.* no caso em que houver dissolução em ambiente de *sabkha*, de dunas carbonatadas ou até na construção de um recife) (FORD, 2002). Mas, nas situações mais comuns, a carsificação só se inicia depois um longo períodos de enterro da rocha potencialmente carsificável, quando já se atingiu uma certa maturidade diagenética.

Assim sendo, e de acordo com alguns autores (LOWE, 1992, 2000; FILIPPONI *et al.*, 2009; PLAN *et al.*, 2009; LOWE & WATERS, 2014), o início da carsificação pode explicar-se através da **hipótese do horizonte embrionário** (*i.e.* *inceptions horizons hypothesis* – IHH), segundo a qual a dissolução começa a atuar a partir de um número limitado e específico de descontinuidades sin e pós-deposicionais na sucessão carbonatada (RAUCH & WHITE, 1970; PALMER, 2007). Em geral, os planos de estratificação são as entidades espacialmente mais contínuas num maciço lítico que, quando suficientemente abertos, permitem o fluxo de águas subterrâneas na maioria das configurações estruturais conhecidas e, normalmente, apresentam desvios superiores por relação à abertura média, em comparação com falhas e diaclases (FORD & WILLIAMS, 2007). Porque determinados estratos/planos de estratificação numa série sedimentar carbonatada se tornam horizontes embrionários e outros não, é uma questão ainda pouco debatida na literatura da especialidade. Esta hipótese baseia-se na suposição de que as águas subterrâneas sozinhas não podem iniciar a desenvolver proto-cavidades em rochas carbonatadas a menos que certas pré-condições (*i.e.* **pré-carso**) favoráveis sejam presentes: *e.g.* se uma determinada camada ou plano de estratificação contém grandes concentrações de sulfuretos (pirite, etc.) estes minerais podem oxidar e produzir H<sub>2</sub>S ou mesmo ácido sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) nas águas subterrâneas; de acordo com o IHH, mesmo uma libertação lenta de ácido por este processo seria suficiente e crucial para tornar os

---

<sup>27</sup> WHITE (1988) escreveu: “[...] the **time** scale for the development of karst features cannot be longer than that of the rocks on which they form”.

fluidos de circulação subterrânea soluções altamente corrosivas e assim acelerar a etapa inicial na origem de uma proto-cavidade. No que diz respeito ao termo do processo cársico (ou mais propriamente à **interrupção da carsificação**) não há dúvida que esta ocorre no momento em que o maciço lítico, juntamente com as suas formas do relevo, é completamente destruído (erodido). No entanto, a forma mais comum de interrupção ocorre através da perda das funções hidrológicas do sistema: redução excessiva de gradiente hidráulico (falta de relevo), metamorfismo, mineralização, transgressão marinha, soterramento por depósitos continentais ou vulcânicos, movimentos tectónicos, variações climáticas (falta de água), etc. (BOSÁK *et al.*, 1989; BOSÁK, 2002, 2007; FORD, 2002).

Tendo em conta o que foi dito neste breve quadro teórico introdutório, e de uma forma geral, salientam-se o **tempo** e o **espaço**, na tentativa de reconstituir a evolução da carsificação num maciço lítico carbonatado, como representando os “**pilares**” sobre os quais assenta, e se sustenta, a nossa representação do real (a realidade geológica e geográfica do corpo lítico investigado, na área de estudo). Neste sentido, o estudo do carso e dos paleocarso(s) deve ser abordado de uma forma integral, atendendo a aspetos morfossedimentares (e morfogenéticos), petrográficos, estratigráficos e estruturais, tanto na perspectiva local, a partir do estudo de detalhe dos afloramentos (micro e meso-escala), como na perspectiva regional (macro-escala), marcada pelo desenvolvimento da ossatura carbonatada e nos posteriores agentes e processos que a afetam e modelam. Finalmente, todos estes aspetos se integram na interpretação e elaboração de **modelos geológicos** (e.g. arquitetura de fácies e modelo deposicional do corpo lítico carsificado, distribuição estratigráfica do paleocarso) e **geomorfológicos** (e.g. definição de diferentes tipologias de carso e paleocarso).

Evidencia-se ainda que o conceito de **(paleo)carso** não se limita aqui à definição de uma forma, e eventualmente de um depósito, que resultam de um ou vários processos/mecanismos, mas sim como **parte do registo geológico local e regional**. Além disso, importa referir como por vezes, a evolução do(s) (paleo)carso(s) - à superfície e em profundidade - contempla fenómenos tão complexos e intimamente interligados que só em contextos geológicos estruturalmente simples é possível reconstituir as condições específicas de **pré-carso** e do correspondente **início da carsificação**, assim como o seu eventual **termo**; nos outros torna-se uma tarefa irrelevante e/ou quase impossível. A este propósito, e a título de exemplo, FORD (2002) admite que “[...] *The Classical Karst, which with its neighboring regions is the home of western karst studies, is a very poor type area for the study of karst evolution! This is because its geological structure is much too complicated for general evolutionary modeling purposes*”.



### 1.1.3 Carsos e paleocarsos de Portugal

No quadro geral da geologia portuguesa, carso e paleocarso são expressivos em **unidades geológicas** essencialmente **carbonatadas** de diferentes idades, e com distintos graus de **suscetibilidade à carsificação**.

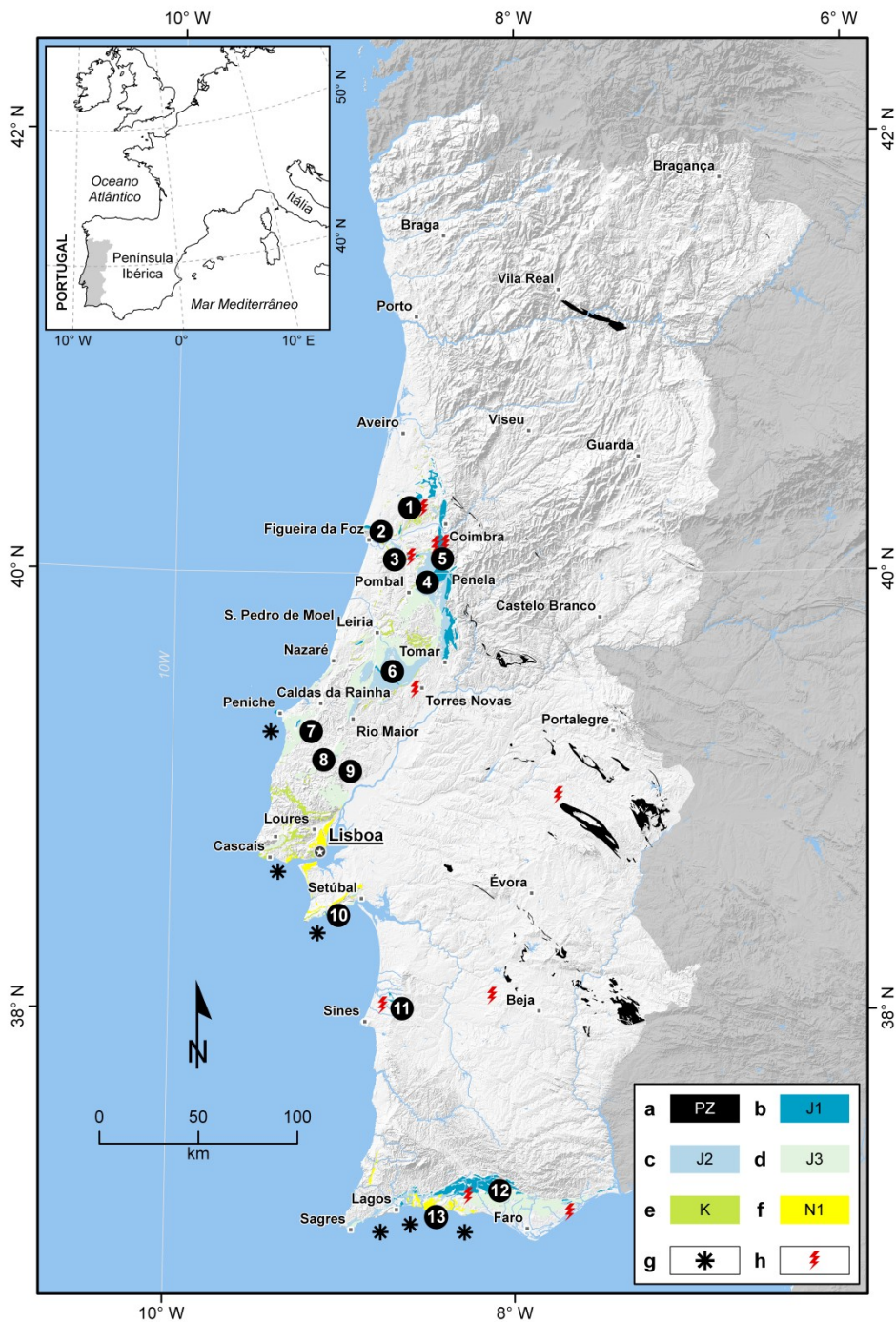
No domínio do **Maciço Hespérico**<sup>28</sup>, se desenvolvem alguns (paleo)carsos em mármore, dolomias, calcários dolomíticos silicificados, brechas e mineralizações no contacto com rochas carbonatadas, todas do Paleozoico (Câmbrico, Ordovícico e Devónico) (PZ na **Fig. 3**). Em particular, os mármore essencialmente ordovícicos do norte de Portugal (**Trás-os-Montes**) formam faixas estreitas na dependência de estruturas dobradas e de cavalgamentos ou carreamentos com um carso superficial incipiente e um subterrâneo com alguma importância e interesse hidrogeológico (CRISPIM, 2010a). Mármore e dolomitos paleozoicos do sul de Portugal (**Alentejo**) afloram com maior continuidade e constituem relevos residuais com reduzido comando acima da peneplanície com um carso subterrâneo representado por algumas cavidades fósseis (FEIO, 1951, 1952), juntamente com outras com desenvolvimento essencialmente vertical em que, por vezes, é possível observar a oscilação do nível freático (CRISPIM, 2010a).

No caso das **Orlas meso-cenozoicas** (Ocidental e Meridional)<sup>29</sup> as unidades que apresentam carsificação mais evoluída e típica são aquelas que compõem os maciços e planaltos essencialmente calcários do **Jurássico Médio**, particularmente do Bajociano/Bathoniano inferior (J2 na **Fig. 3**). De norte para sul distinguem-se o Planalto de Outil-Cantanhede (= Planalto de Ançã-Cantanhede *in* DIMUCCIO & CUNHA, 1999), a Serra da Boa Viagem (ALMEIDA, 1997), o Anticlinal de Verride (LOPES VELHO, 1989), as Serras de Condeixa, Sicó e Alvaiázere (= Maciço de Sicó-Alvaiázere) (CUNHA, 1990b), as Serras de Aire e Candeeiros e de S. António (= Maciço Calcário Estremenho) (MARTINS, 1949; CRISPIM, 1995; RODRIGUES, 1998), o Planalto da Cesareda (DELGADO, 1867) e o carso litoral em Peniche, a Serra da Arrábida (RIBEIRO, 1937; WRIGHT & WILSON, 1987; RIBEIRO *et al.*, 2000; CRISPIM, 1999; CRISPIM *et al.*, 2006; PREGO, 2008) e, finalmente, no extremo meridional do País, o Barrocal Algarvio (ALMEIDA & CRISPIM, 1987; CRISPIM *et al.*, 1993).

---

<sup>28</sup> Trata-se do fragmento mais contínuo e ocidental do **Soco Varisco europeu** (RIBEIRO *et al.*, 1979; RIBEIRO, 2013; entre outros).

<sup>29</sup> As rochas sedimentares de idade mesozoica e cenozoica em Portugal Continental confinam-se essencialmente às chamadas **Orlas meso-cenozoicas Ocidental e Meridional** (ou Algarvia). Trata-se de grandes unidades morfoestruturais correspondentes às porções continentais das **Bacias sedimentares Lusitânica** (ou Lusitana, Lusitaniana *in* KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a,b) e do **Algarve** (*in* TERRINHA *et al.*, 2013), entidades geológicas distintas e mais vastas que se prolongam também em *offshore* e relacionadas com a instalação de uma margem continental passiva a oeste e a sul da Península Ibérica (RIBEIRO *et al.*, 1979).



**Fig. 3** – Distribuição espacial dos principais afloramentos das unidades geológicas afetadas por carsificação diferenciada em Portugal Continental, com indicação da localização dos principais maciços, serras e planaltos essencialmente carbonatados das Orlas meso-cenozoicas (Occidental e Meridional) (de acordo com as informações retiradas dos trabalhos de síntese de CUNHA, 1993b, 1996 e CRISPIM, 2008, 2010a,b). As unidades líticas consideradas, e respetiva atribuição cronostratigráfica, estão de acordo com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, publicada em 1992 pelo Serviço Geológico de Portugal (OLIVEIRA *et al.*, 1992). (a) Mármore, dolomias, calcários dolomíticos silicificados, brechas e mineralizações do Paleozoico (Câmbrico, Ordovícico e Devónico) do Maciço Hespérico; (b) Jurássico Inferior, onde se incluem as unidades essencialmente calco-dolomítico da sua base e as margo-calcárias da porção média e superior; (c) Jurássico Médio, essencialmente calcário na Orla Ocidental e margo-calcário na Orla Meridional; (d) Jurássico Superior carbonatado, essencialmente calco-margoso na Orla Ocidental e calco-dolomítico na Orla Meridional; (e) Calcários do Cretácico; (f) Calcários impuros do Miocénico; (g) Regiões onde se desenvolve um carso litoral; (h) Localização dos principais afloramentos de tufo calcário e travertino (ver no texto). Na Orla Ocidental: (1) Planalto de Outil-Cantanhede; (2) Serra da Boa Viagem; (3) Anticlinal de Verride; (4) Maciço de Sicó-Alvaiázere; (5) **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra (região Coimbra-Penela); (6) Maciço Calcário Estremenho; (7) Planalto da Cesareda; (8) Serras do Bouro e de Montejunto; (9) Serra da Ota em Alenquer; (10) Serra da Arrábida; (11) Santiago do Cacém. Na Orla Meridional: (12) Barrocal Algarvio; (13) Litoral Algarvio. Relevo em sombreado retirado de *Global Imagery and Shaded Relief, Europe and Africa* (Copyright © 2001-2008 ESRI).

No entanto, evidências de carsificação aparecem também em unidades do **Jurássico Superior** (essencialmente Oxfordiano e Kimmeridgiano – J3 na **Fig. 3**) da Serra da Boa Viagem (ALMEIDA, 2001), de Pombal-Abiúl (SOARES, 1998/2001), da Serras do Bouro e de Montejunto (APPOLINARIO, 1897; CRISPIM, 2008), de Santiago do Cacém (CRISPIM, 2010a) e no Barrocal Algarvio.

Outras rochas carbonatadas do **Cretácico** (K na **Fig. 3**) mostram carsificação diferenciada, sobretudo na região de Leiria (e.g. Vale do Lapedo) (TELES, 1992), Alcobaça (Ribeira do Mogo) (CRISPIM, 2010b), Nazaré (PENA DOS REIS *et al.*, 1997; CORROCHANO *et al.*, 1998), Serra da Ota em Alenquer (CRISPIM; 2010a), Cascais, Sintra (Pêro Pinheiro - Pedra Furada em FLEURY, 1917; SILVEIRA & ABREU, 2006), Loures e Serra da Arrábida.

A todos estes temos que acrescentar os calcários sempre impuros do **Miocénico** (N1 na **Fig. 3**) de Lisboa e Arrábida (ANTUNES, 1990-91; PAIS & LEGOINHA, 2000), onde a carsificação e a ação do mar se combinam na criação de formas (carso litoral) que não chegam a tomar as evidências da costa algarvia (DIAS & CABRAL, 2002).

Tufos calcários e travertinos, já francamente do **Quaternário**, podem observar-se na região de Condeixa onde se encontra o afloramento mais extenso do país (CHOFFAT, 1895; MENDES, 1974, 1985; CUNHA, 1990b; NETO *et al.*, 1993; PESSOA *et al.*, 1993; SOARES *et al.*, 1997, 1998; GOMES, 1999, 2000; FERREIRA & VELHO, 2006), outros pequenos afloramentos em Torre-Outeiro de Bera (SANTOS, 1996), em Ançã (CARVALHO, 1952; MACHADO & COSTA, 1925; DIMUCCIO, 1998) e em Soure (ROMARIZ, 1960). Mais para sul, outros afloramentos de tufo calcário aparecem na região de Torres Novas, relacionados com o Rio Almonda e com o Rio Alviela em Pernes (ROMAN & TORRES, 1907), na região de Cano e Casa Branca (Sousel – perto de Estremoz) (ROMAN, 1917; CARVALHO, 1968), em Santiago do Cacém (CARVALHO & ROMARIZ, 1973), em Ferreira do Alentejo (ROMAN, 1917; ZBYSZEWSKI, 1958) e no Algarve (Estói, Loulé, Ribeira das Mercês, Tavira, etc.) (GUERREIRO *et al.*, 2010, 2011a,b,c, 2013)<sup>30</sup>.

Na região de Coimbra-Penela (a área de estudo), as unidades essencialmente calcodomífticas da base do **Jurássico Inferior** (o corpo lítico investigado), das mais antigas rochas carbonatadas da Orla Ocidental, também apresentam carsificação<sup>31</sup> (CARVALHO, 1948, 1949a, 1950a, 1955; SOARES & CONDE, 1956; SOARES *et al.*, 1957, 1985a; CUNHA, 1990b; DIMUCCIO, 2002, 2004, 2005a, 2008, 2011; DIMUCCIO & CUNHA, 2008; DIMUCCIO *et al.*,

---

<sup>30</sup> Também algumas **regiões diapíricas** da Orla Ocidental apresentam unidades geológicas carsificadas (*in* CRISPIM, 2010b): o Vale Tifónico de Óbidos (Caldas da Rainha) (GUÉRY, 1984 citado em ROCHA, 1987), o Diápiro de Maceira (ou do Vimeiro) (ROCHA, 1904; ZBYSZEWSKI & VIANA, 1949; REGALA & LUÍS, 2004) e a faixa diapírica de Rio Maior-Porto de Mós com depósitos de tufo calcário a jusante do Olho de Água da Ribeira de Cima.

<sup>31</sup> Os afloramentos de rochas carbonatadas do Jurássico Inferior ao longo do litoral de Peniche também apresentam alguma carsificação subterrânea (e.g. a Gruta da Furninha em DELGADO, 1884).

2014b) ainda que não tão expressiva como a dos calcários do Jurássico Médio dos Maciços de Sicó-Alvaiázere e Estremenho. O afloramento calco-dolomítico, a sul de Coimbra, morfologicamente identifica as chamadas **Colinas Dolomíticas** (Fig. 3).

### 1.1.3.1 Estado da arte

Com base em alguns trabalhos de síntese já publicados (CUNHA, 1993b, 1996, 2003c; SOARES, 1998/2001; CUNHA & DIMUCCIO, 2002b, 2008a; BRILHA *et al.*, 2005; CRISPIM, 2010a,b), assim como numa nova pesquisa bibliográfica mais atualizada, tentou-se definir um quadro cronológico da investigação sobre as principais áreas cársicas de Portugal Continental e expor, assim, o seu estado da arte em termos de conhecimentos científicos já adquiridos.

Em Portugal, aos trabalhos pioneiros de FLEURY (1917, 1923, 1925)<sup>32</sup>, sobre os lapiás dos calcários a norte do Rio Tejo, e outros de hidrogeologia (FLEURY, 1915, 1916, 1940), se juntam também as primeiras investigações de ZBYSZEWSKI *et al.* (1941, 1947) na **Gruta do Almonda** no Maciço Calcário Estremenho. No entanto, a primeira grande investigação científica em geomorfologia cársica apenas surge com MARTINS (1949): “**Maciço Calcário Estremenho – Contribuição para um Estudo de Geografia Física**”. Na mesma altura, BIROT (1949) aborda as questões relacionadas com as superfícies de erosão do Portugal central e setentrional com referência específica aos maciços carbonatados da Orla Ocidental e especialmente ao Maciço Calcário Estremenho. MACHADO & MACHADO (1948) realizaram um dos primeiros inventários das cavidades subterrâneas dos principais maciços da Orla Ocidental. Sucessivamente, MARTINS (1950) trata de estudar com maior pormenor os **Poljes de Minde e Alvados**, duas das mais espetaculares formas cársicas de superfície do Maciço Calcário Estremenho.

Depois um hiato de cerca de 20 anos surge um trabalho de investigação relevante em Geografia Física sobre os **Tufos Calcários de Condeixa** e seu significado para a compreensão da morfogénese do **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (MENDES, 1974, 1985). No entanto, apesar da produção bibliográfica sobre o carso em Portugal entre os anos 1950 e 1980 ter sido muito reduzida, os avanços na **exploração espeleológica** das cavidades nos principais maciços carsificados<sup>33</sup>, durante este período, foi bastante relevante (GE-LMGUC, 1960; CEC, 1977; GAEP, s/d; ARRUDA, 1972; CONS, 1959; FERREIRA & FERREIRA, 1964;

---

<sup>32</sup> Não temos de esquecer, no entanto, que esporádicas **descrições de grutas** e notícias relacionadas com litologias carsificadas já foram divulgadas anteriormente a estas datas através de uma série de trabalhos, talvez não tão incisivos nos aspetos cársicos como os de FLEURY, mas bastante informativos. A título de exemplo podem citar-se os trabalhos de CHOFFAT (1895), COSTA (1853) e DELGADO (1867, 1884), entre outros.

<sup>33</sup> Em 1947 é criada a **Sociedade Portuguesa de Espeleologia** (SPE) e os resultados de muitas destas explorações subterrâneas serão publicados através das suas revistas: **Boletim - Série Antiga** (anos, 1957-1964), **Algarcho** (anos, 1976-1988) e **Algar** (anos, 1987-1993).

SOUSA, 1964; os resultados de algumas destas e de outras explorações foram publicados em THOMAS, 1985 - ver recensão em CUNHA, 1987). Os trabalhos de SOARES & CONDE (1956) e SOARES *et al.* (1957) também proporcionam uma primeira visão geral da distribuição do **carso subterrâneo na Beira Litoral** com ênfase nos aspetos geológicos e geomorfológicos das grutas desta província. Nesta mesma altura surgem também uma série de trabalhos importantes que abordam mais os aspetos sedimentológicos dos materiais detríticos de preenchimento de algumas fendas de dissolução (a configurar situações de paleocarso), nas unidades líticas calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior que afloram no alto de Santa Clara Nova em Coimbra (CARVALHO, 1948, 1949a, 1950a, 1955).

Os anos entre 1980 e 1999 foram decisivos na retoma e em novos desenvolvimentos dos estudos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos e de exploração espeleológica<sup>34</sup> das áreas cársicas portuguesas, sobretudo no Maciço Calcário Estremenho e no Maciço de Sicó-Alvaiázere<sup>35</sup>. Contribuições fundamentais foram os trabalhos de DAVEAU (1973, 1980), DAVEAU & RODRIGUES (1985), CRISPIM (1986a, 1987b, 1992, 1993, 1995), ALMEIDA *et al.*, (1995); CRISPIM & MONTEIRO (1990), FERREIRA (1982), FERREIRA *et al.* (1988), NICOD (1995, 1996), RODRIGUES (1988, 1989, 1995, 1996a, 1996b, 1996c, 1996d e 1998 – ver recensão em CUNHA, 1999a), RODRIGUES & PEREIRA (1994) e RODRIGUES & ZÊZERE (1992, 1996) sobre o **Maciço Calcário Estremenho**, bem como os trabalhos de CRISPIM (1986b, 1987c), CUNHA (1983, 1985, 1986a, 1986b, 1990a, 1990b, 1991, 1993a, 1999b, 1999c), CUNHA & SOARES (1987, 1997), CUNHA *et al.* (1996) e PEIXINHO DE CRISTO (1997) sobre o **Maciço de Sicó-Alvaiázere**. Os carsos da **Serra da Boa Viagem** (ALMEIDA, 1993, 1997, 2001), do pequeno **Planalto de Outil-Cantanhede** (LOPES NUNES, 1959; GOMES, 1965, 1991; DIMUCCIO, 1997, 1998; DE MARCO & DIMUCCIO, 1999; DIMUCCIO & CUNHA, 1999) e o **fluvio-carso do Vale do Lapedo** já no rebordo NW do Maciço Calcário Estremenho (TELES, 1992, 1993), foram objeto de uma investigação no domínio essencialmente da geomorfologia<sup>36</sup>. O **carso algarvio** foi objeto de investigação sobretudo na área da hidrogeologia (ALMEIDA & CRISPIM, 1987), das formas cársicas (CRISPIM, 1987a; CRISPIM *et al.*, 1993), dos riscos naturais e da geologia estrutural ligada ao desenvolvimento de estruturas deformativas com possível origem cársica (DIAS & CABRAL, 1998a, 1998b;

---

<sup>34</sup> A **Sociedade Portuguesa de Espeleologia** publica um valioso documento de suporte a realização de topografia espeleológica (CRISPIM, 1985). No mesmo período editam-se as revistas **Espeleo Divulgação** (anos, 1982-1986), o primeiro e último número de **Profundezas de Sicó** (ano, 1997), assim como alguns números esporádicos da revista **Troglo** (anos, 1995, 1998, 2001, 2002). Em 1985 onze clubes nacionais de espeleologia juntam-se, em Torres Vedras, e constituem a **Federação Portuguesa de Espeleologia** (FPE).

<sup>35</sup> Foi nesta altura, e precisamente no 1987, que se realizou o **IV Simpósio de Geologia Aplicada e do Ambiente – Sistemas Cársicos do Litoral Atlântico**, na cidade de Tomar (SGEA-DGUL, 1987).

<sup>36</sup> O Laboratório Nacional de Engenharia Civil do Ministério das Obras Públicas, Transporte e Comunicação do Departamento de Hidráulica, publica, em 1994, para a Comissão Europeia, a **“Caracterização qualitativa, quantitativa e de vulnerabilidade à poluição dos aquíferos cársicos de Portugal”**. É de salientar neste período também a realização de uma série de **“Jornadas de Estudo”** sobre ambientes cársicos promovidas pelo Parque Natural de Serra d’Aire e Candeeiros (anos, 1991-1995), assim como de uma **“Table-Ronde Franco-Portuguesa”** sobre **“Le Karst au Portugal (Géomorphologie, Spéléologie, Etudes Environnementales)”** em Coimbra, e publicação do respetivo **“Livret-Guide de L’excursion ao Massif de Sicó e Massif Calcaire de L’Estremadura”** (SALOMON *et al.*, 1995).

FORTH *et al.*, 1999; ROBERTS & PLATER, 1999). Um trabalho notório e de índole internacional foi seguramente o de CRISPIM (1999) sobre a sistematização das evidências sismotectónicas em grutas da **Serra da Arrábida**.

Já no início do século XXI regista-se uma nova atenuação na atividade científica sobre o carso português, com alguma produção bibliográfica muito esporádica e localizada<sup>37</sup>. Exemplos são os trabalhos realizados sobre o carso do **litoral algarvio** (DIAS & CABRAL, 2002) e da **Serra da Arrábida** (PAIS & LEGOINHA, 2000; VARGAS *et al.*, 2003), outros sobre, **tufos calcários** e **travertinos** sempre no Algarve (GUERREIRO *et al.*, 2013), assim como trabalhos de hidrogeologia cársica (NETO, 2003; NETO & TROGER, s/d; FLORÊNCIO, 2005; DIMUCCIO & CUNHA, 2008), e de síntese morfostrutural no **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (SOARES, 1998/2001, 2007/2008) e na região a norte de Coimbra (Anadia) com ênfase, também aqui, nas estruturas deformativas de possível origem cársica que afetam as coberturas detríticas plio-pleistocénicas (DINIS *et al.*, 2007). Naturalmente, não podemos esquecer a edição do **“Glossário Ilustrado de Termos Cársicos”** numa importante tentativa de uniformizar a linguagem científica portuguesa sobre o carso (RODRIGUES *et al.*, 2007), apesar de não ter sido a primeira (UIS, 1973).

Os trabalhos mais recentes sobre o carso português abordam essencialmente temas relacionados com a **exploração espeleológica** (NEVES *et al.*, 2003; IURILLI *et al.*, 2013; entre outros), as **dinâmicas sedimentares em grutas** (CUNHA & DIMUCCIO, 2008b; DIMUCCIO *et al.*, 2014a) e a **climatologia subterrânea** (LEAL *et al.*, 2009; DIMUCCIO *et al.*, 2010), onde parece haver como denominador comum uma investigação preocupada sobretudo com os aspetos subseqüentes ligados à inventariação, conservação, preservação e possível utilização turística do património cársico nacional. Finalmente, novas perspetivas de análise em Portugal surgem através da chamada **abordagem geoarqueológica** sobre o registo sedimentar terrestre (natural e cultural) conservado essencialmente em grutas e abrigos sob rocha (**“Buracas”** – *sensu* CUNHA, 1985, 1986b) dos Maciços de Sicó-Alvaiázere e Estremenho, em que a estreita colaboração científica entre geólogos, geógrafos, arqueólogos e antropólogos se torna num novo, mas não totalmente inédito, paradigma (ANGELUCCI 2002a, 2002b; ALMEIDA *et al.*, 2006; CUNHA *et al.*, 2006a; AUBRY *et al.*, 2008a, 2008b, 2008c, 2011, 2013; ANGELUCCI & ZILHAO, 2009; DIMUCCIO & AUBRY, 2010; DIMUCCIO *et al.*, 2008, 2011a).

No entanto, se o carso superficial está relativamente bem estudado, o mesmo não acontece com o carso subterrâneo, apesar do meritório trabalho desenvolvido pelas equipas de

---

<sup>37</sup> Contudo, a **Sociedade e a Federação Portuguesa de Espeleologia** têm organizado, separadamente, vários **Congressos Nacionais**, e um **européu** em Lisboa no 1999. No mesmo ano de 1999, o Instituto de Promoção Ambiental, junto com outras instituições, organizam as **Jornadas comemorativas do 50º aniversário da publicação da obra “Maciço Calcário Estremenho”** (MARTINS, 1949), e sua reedição. Destaca-se também, neste período, a realização de um encontro científico sobre **“Desafios para as regiões cársicas no início do terceiro milénio”**, em 2002, em Coimbra (ver recensão em DIMUCCIO, 2002/2004), do **Espeleo-congresso Nacional em Alcanena CINA**, no 2003, do **“Simpósio Ibero-Americano sobre património geológico, arqueológico e mineiro em regiões cársicas”**, no 2007, em Batalha (e publicação das Atas no ano seguinte – BRANDÃO *et al.*, 2008), assim como, no mesmo ano, o Colóquio intitulado **“Desenvolvimento socioeconómico promovido pelo património geológico e geomorfológico nas Terras de Sicó”**, em Alvaiázere.

espeleólogos, trabalho este que se resume quase sempre à inventariação, reconhecimento e topografia das cavidades e que, em parte significativa dos casos, nem sequer tem sido alvo de publicação. Talvez por essa e outras razões, no território nacional não abundam os estudos científicos sobre o meio cársico sobretudo numa **perspetiva integrada geológico-geomorfológica** (o que se pretende neste trabalho) onde ao estudo essencialmente geomorfológico de pormenor do **conteúdo** (as formas e os depósitos cársicos) se associa e integra o estudo sedimentológico, estratigráfico e estrutural do **contentor** (o corpo lítico carsificado) através de uma abordagem multi-escalar (DIMUCCIO *et al.*, 2014b).

Constituem exceção os trabalhos de CRISPIM (1992), sobre as características cársicas dos litótipos carbonatados do Maciço Calcário Estremenho, os trabalhos de PENA DOS REIS *et al.* (1997) e CORROCHANO *et al.* (1998) sobre evidências paleocársicas a micro e macro-escalas obtidas através da análise estratigráfica de pormenor do Cretácico Superior carbonatado do Sítio da Nazaré, e outros de cariz exclusivamente estratigráfica e sedimentológica que, no entanto, permitiram identificar condições paleocársicas (essencialmente à micro-escala) através da análise de fácies das sucessões carbonatadas de águas rasas do Jurássico Médio na **Bacia Lusitânica** (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 2007; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2002; MARTINS *et al.*, 2003). Destas últimas, as sucessões carbonatada mais recentemente descritas e interpretadas foram as dos sítios de Giesteira (Plataforma de Fátima) e as observáveis nas pedreiras de Melriça e Iberobrita (no Maciço de Sicó-Alvaiázere) (MARTINS *et al.*, 2003, 2004; MARTINS, 2008).

No âmbito dos estudos sobre **património cársico** (geológico e/ou geomorfológico) em Portugal Continental, os Maciços de Sicó, Estremenho e de Montejunto foram os que tem sido alvo de trabalhos diferenciados mas bastante dispersos nos últimos anos, onde os denominadores comuns são a importância das escalas de análise e de representação cartográfica, de avaliação, promoção e preservação de formas e depósitos observados (CUNHA 2003a,b; CUNHA & DIMUCCIO, 2010; CUNHA & VIEIRA, 2002/2004; BRILHA *et al.*, 2005; CUNHA *et al.*, 2007, 2014; CRISPIM, 2008, 2010a, 2010b; RODRIGUES & FONSECA, 2010). CRISPIM (2010b) enfatiza a importância das grutas na conservação de vestígios arqueológicos e jazidas paleontológicas, bem como no registo das variações do nível do mar no caso do carso litoral. A título de exemplo, em outras regiões carbonatadas, como Peniche, embora o carso seja menos exuberante em comparação com os principais maciços da Orla Ocidental, existem condições de exposição das unidades geológicas do Jurássico Inferior de um demonstrado excepcional interesse nacional/internacional em termos científico, cultural, didático-pedagógico e paisagístico que necessita de ser formalmente reconhecido e preservado (DUARTE, 2004).

Pela especificidade genética e evolutiva, pelo valor patrimonial de que se revestem, bem como pela sua fragilidade ambiental, os sistemas cársicos portugueses estão quase todos

integrados na **rede nacional de áreas protegidas**, o que implica condições específicas de gestão territorial<sup>38</sup>. Algumas cavidades cársticas dos principais maciços carsificados portugueses estão abertas ao público para **turismo de massa** (Grutas de Alvados, de St.º António, de Mira de Aire e da Moeda - Maciço Calcário Estremenho) (BRANDÃO, 2009), outras com particular **interesse arqueológico** (Buraca Grande e Buraca Escura – Maciço de Sicó; Gruta dos Alqueves ou Cova da Moura – **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra; Gruta da Oliveira no Sistema Cárstico do Almonda – Maciço Calcário Estremenho; Gruta do Escoural - Alentejo) e outras para **turismo da natureza** (Gruta do Soprador do Carvalho ou Gruta Talismã - Maciço de Sicó; Algar do Pena – Maciço Calcário Estremenho). Além disso, os sistemas cársticos constituem, quase sempre, **reservas hídricas** importantes para o abastecimento público, como é o caso dos sistemas carbonatados das Orlas meso-cenozoicas portuguesas (PEIXINHO DE CRISTO, 1988, 1997; ALMEIDA *et al.* 1995, 2000; CRISPIM, 2010a, 2010b).

Um outro aspeto a considerar quando se consideram as áreas cársticas portuguesas é o da exploração dos seus **recursos geológicos** (e.g. a pedra) e a **conservação do património** que, muitas vezes, **colidem** entre si (CUNHA, 1990a, 1991, 1993a, 1999b; CRISPIM, 2010b). Daí que o aumento de conhecimento sobre estes sistemas naturais e a possibilidade de prever **impactes das atividades antrópicas** tenha não só um importante papel do ponto de vista teórico e científico, como seja especialmente importantes em termos de **gestão** e de **ordenamento do território**. A caracterização das **condicionantes físicas e antrópicas** dos atuais territórios cársticos, além de permitir consolidar o conhecimento dos espaços geográficos, permite identificar os **fatores condicionantes** dos processos de carsificação e assim expressar graus de suscetibilidade, com óbvia utilidade no planeamento territorial, sobretudo à escala local.

## 1.2 CONTEXTO GEODINÂMICO E GEOLÓGICO REGIONAL

Em termos gerais, as grandes transformações paleogeográficas, da escala regional à escala local, são profundamente marcadas pelas variações no contexto geodinâmico da área em análise, através do controle sobre as movimentações tectónicas (soerguimentos vs. abatimentos relativos). Depois, ou simultaneamente, as variações eustáticas e/ou climáticas condicionam as diversas morfogéneses (evolução da rede hidrográfica, evolução cárstica, evolução das vertentes, aplanamentos, etc.) até à configuração atual do relevo.

---

<sup>38</sup> Alguns exemplos são: os **Parques naturais** das Serras de Aire e Candeeiros, o da Arrábida, o de Sintra-Cascais, do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina e o da Serra de S. Mamede; parte da área de **Paisagem protegida** da Serra de Montejusto; **Sítios classificados** como os Lapiás de Negrais e da Granja dos Serrões, os campos de megalapiás de Pêro Pinheiro, etc.; áreas cársticas incluídas na **Rede Natura 2000**, como é o caso de parte do Maciço de Sicó-Alvaiázere, Peniche-Santa Cruz, outras no Barrocal Algarvio, etc.



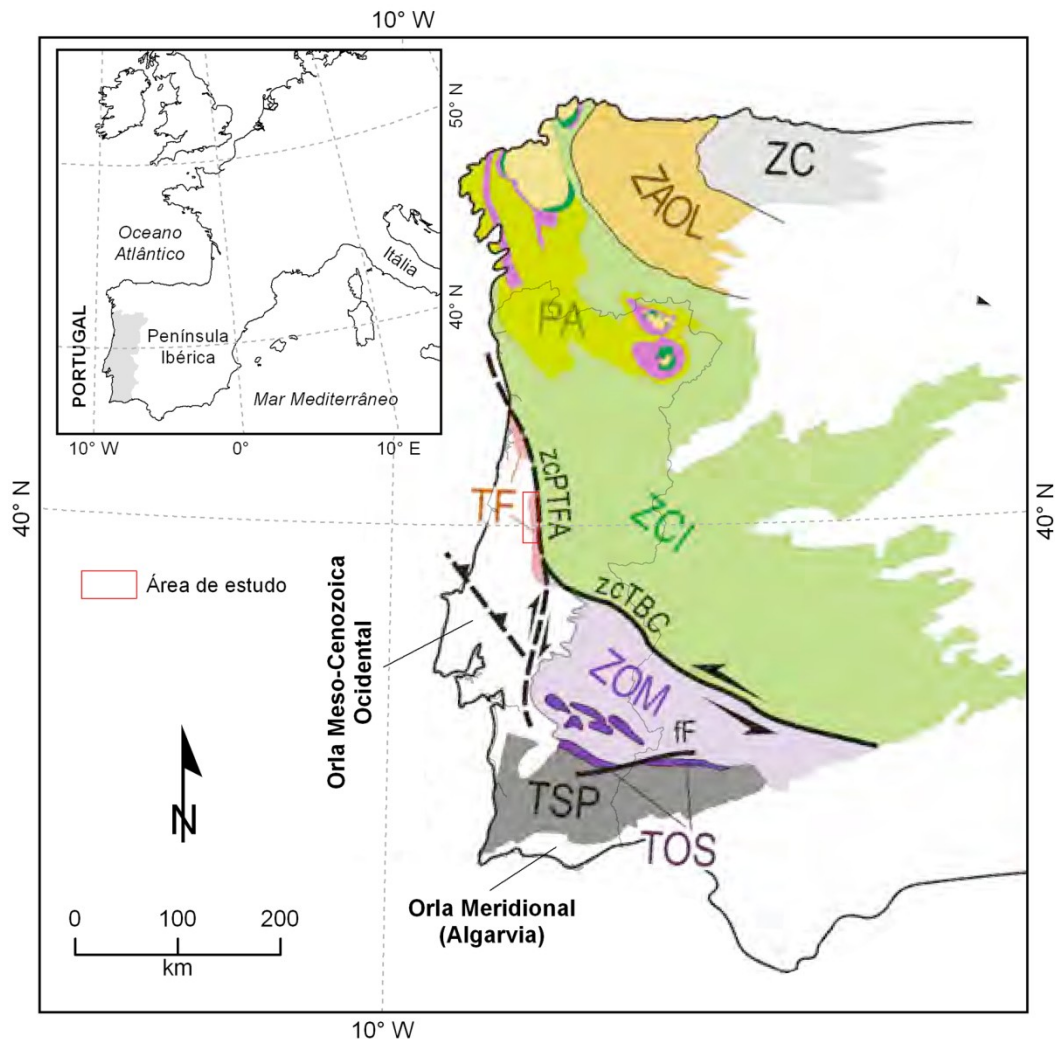
Face estas considerações, e tendo em conta os objetivos definidos para esta tese, assim como a localização da área de estudo na interseção entre dois mundos geológicos e geomorfológicos distintos (o **Soco Varisco Ibérico** a identificar o **Maciço Hespérico**, e a **Bacia Lusitânica** juntamente com a sua **cobertura pós-Aptiano superior** a identificar a **Orla Meso-cenozoica ocidental**) (Fig. 4), antes de enquadrar o corpo lítico investigado e a área de estudo torna-se indispensável caracterizar (de uma forma geral) o **ciclo Varisco ante-Mesozoico** responsável por muitas das estruturas que, inevitavelmente, irão condicionar a subsequente **evolução geodinâmica Meso-cenozoica da Placa Ibérica** (a chamada herança hercínica) e, desta forma, sintetizar sobre o quadro geológico regional - o da **Bacia Lusitânica sensu RASMUSSEN et al. (1998)** - com particular ênfase para a sua caracterização estrutural e evolutiva no intervalo Triásico-Cretácico.

### 1.2.1 Ciclo Varisco ante-mesozoico

A ossatura geológica da Península Ibérica, sobre a qual assenta uma cobertura pós-Pérmica, é formada por metassedimentos (xistos, grauvaques e quartzitos - todos intensamente dobrados e falhados) e rochas ígneas intrusivas (essencialmente granitos) de composição variadas mas predominantemente ácidas e intermédias, do Precâmbrico até ao Ordovícico, e que identificam o **Maciço Hercínico** (= Soco Hercínico = **Soco Varisco Ibérico** – *sensu* RIBEIRO, 2013)<sup>39</sup>. A diversidade estrutural do Soco Varisco Ibérico implica a sua subdivisão em unidades estruturais de 1ª ordem (Terrenos tectonoestratigráficos) (= “Terrenos”) (RIBEIRO & SANDERSON, 1996) e de 2ª ordem (“Zonas”) (= Zonas Geotectónicas = Unidades Geodinâmicas) segundo critérios estratigráficos, tectónicos, metamórficos e magmáticos (RIBEIRO *et al.*, 1979, 2007; DALLMEYER & MARTÍNEZ GARCIA, 1990; entre outros). Distinguem-se, em Portugal Continental, a **Zona Centro Ibérica** (ZCI), a **Zona de Ossa-Morena** (ZOM) e a **Zona Sul Portuguesa** (ZSP); à escala da Península Ibérica juntam-se a Zona Cantábrica (ZC), a Zona Astúrica-Occidental-Leonesa (ZAOL) e a Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM). As diferentes zonas estabelecidas são delimitadas por grandes acidentes tectónicos, o que alude a um controlo da zonalidade por falhas profundas que separam compartimentos crustais de diferente natureza (RIBEIRO *et al.*, 1979). RIBEIRO (2013) propõe a organização do Soco Varisco Ibérico em três placas ou “Terrenos”: Avalónia, Finisterra e Ibéria. Neste arranjo, a ZCI e a ZOM pertencem ao Terreno Ibérico, enquanto as faixas alongadas com direção subparalela à **zona de cisalhamento direita Porto-Tomar-Ferraria do Alentejo** (CHAMINÉ *et al.*, 2003a,b,c) pertencem ao Terreno Finisterra e apresentam afinidades com a ZOM (Fig. 4).

---

<sup>39</sup> De um ponto de vista morfo-estrutural, o Soco Varisco Ibérico identifica o chamado **Maciço Hespérico** - conjunto morfoestrutural à escala da Península Ibérica com origem no arrasamento da cadeia Varisca (RIBEIRO *et al.*, 1979).



**Fig. 4** – Unidades estruturais de 1ª ordem (“Terrenos”) e de 2ª ordem (“Zonas”) do **Soco Varisco Ibérico** (in RIBEIRO, 2013 e adaptada de RIBEIRO & SANDERSON, 1996; VERA, 2004; DIAS, 2010). As zonas geotectónicas que compõem o Terreno Ibérico são: ZC = Zona Cantábrica; ZAOL = Zona Astur-ocidental Leonesa; ZCI = Zona Centro Ibérica; PA = Parautóctone com afinidade à ZCI; ZOM = Zona Ossa-Morena; Complexo basal com afinidade à ZOM (em roxo). Terrenos exóticos (carreados sobre os anteriores) (em branco); TSP = Terreno sul Português; TCA = Terreno Continental alóctone (em amarelo); TON = Terreno ofiolítico do NW Ibérico (em verde escuro); TOS = Terreno Ofiolítico do SW Ibérico (em azul escuro); TF = Terreno Finisterra (em cor de rosa). zcPTFA = Zona de cisalhamento direita Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo; zcTBC = zona de cisalhamento esquerda Tomar-Badajoz-Córdova; ff = Falha de Ficalho.

Relativamente à tipologia de contactos entre os “Terrenos”, reconhecem-se dois tipos principais: as suturas, relacionadas com a separação de terrenos exóticos, relativamente a um elemento de referência denominado Terreno Autóctone Ibérico; as zonas de cisalhamento que separam terrenos próximos com origem comum mas que foram deslocados durante o processo orogénico até a posição atual.

Em termos de evolução, a orogénese hercínica (varisca) na Península ibérica, com início no Devónico Médio até ao Carbónico Superior/Pérmico, de uma forma esquemática e de acordo com vários autores (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1995; DIAS & RIBEIRO, 1995; entre outros), apresenta um carácter polifásico em que foi possível identificar três episódios fundamentais de

deformação: **fase D1** – produziu dobras de plano axial subvertical, de direção NW-SE, e uma xistosidade paralela ao plano axial – responsável pelo soerguimento do orógeno; **fase D2** – produziu dobras menores de plano axial subhorizontal, com uma foliação de plano axial – resultante de uma importante distensão na crosta superior como consequência do colapso gravítico do orógeno; **fase D3** (tardi-varisca ou **tardi-hercínica**) – produziu as grandes estruturas de tipo frágeis da Ibéria no Carbónico Superior/Pérmico Inferior, tendo, algumas delas, permitido a ascensão e intrusão dos granitos pós-orogénicos com 280 Ma (WILSON *et al.*, 1989); trata-se das grandes zonas de falha de direção NE-SW a NNE-SSW (a maioria apresentam um desligamento esquerdo) e as suas conjugadas NW-SE a NNW-SSE, a que se juntam as outras de direção E-W a ENE-WSW nas porções mais meridionais.

### 1.2.2 Geodinâmica e cinemática meso-cenozoica da Placa Ibérica

O quadro geodinâmico de Portugal Continental, no contexto mais geral de formação e evolução da **Placa Ibérica** (= microplaca Ibérica ou simplesmente Ibéria), durante o Meso-Cenozoico é condicionado pela fraturação do **Supercontinente Pangeia** (formado durante as últimas fases da orogenia varisca, no final do Paleozoico), pela abertura do oceano Atlântico e pela reorganização do ancestral *Tethys* (o *Neotethys*). A cinemática de placas durante o Meso-Cenozoico controla o desenvolvimento de novos elementos estruturais, assim como leva à reativação de outros herdados do Ciclo Varisco anterior. A abertura do Oceano Atlântico sucede-se à do *Neotethys*, com a Ibéria situada na interseção dos dois sistemas e funcionando como charneira entre as Placas Norte-Americana, Euroasiática e Africana<sup>40</sup>.

Durante a generalidade do **Mesozoico**, na Europa sul ocidental, domina um regime tectónico distensivo, desde o Triásico Médio-Superior até ao final do Cretácico inicial (WILSON, 1989; MAUFFRET *et al.*, 1989; entre outros), que proporciona a individualização da Placa Ibérica e a sua separação da América do Norte (Terra Nova) e da África. A distensão, com estiramento litosférico considerável (WILSON *et al.*, 1983, 1989; MANATSCHAL *et al.*, 2010; entre outros), proporciona a formação de margens continentais não vulcânicas (de tipo passivas) (e.g. a **Margem Ocidental Ibérica** do lado Ibérico e a **Margem Terra Nova** do lado Norte-Americano) com instalação generalizada de bacias sedimentares distensivas e transtensivas de tipo *rift* não vulcânicas (quase sempre condicionadas pelas estruturas herdadas dos ciclos orogénicos anteriores).

---

<sup>40</sup> Juntamente com a Placa Ibérica existiam também o **Bloco de Ebro** e o de **Alboran** que representavam segmentos crustais autónomos. A parte as várias incertezas e discussões ainda em curso, parece que estes blocos se tornaram solidários com a Ibéria, respetivamente pelas orogenias Pirenaica e Bética (OLIVET, 1996).

Durante a extensão mesozoica prevalece um estilo tectónico de tipo *thick-skinned* associado com falhas normais de bordadura de bacias e a estruturas de tipo *graben*-interno e semi-*graben* (KULLBERG *et al.*, 2013). Em trabalhos recentes (MANATSCHAL *et al.*, 2010), a estrutura global da **Margem Ocidental Ibérica** (juntamente com a sua conjugada de Terra Nova), são interpretadas como sendo o resultado de uma migração e localização da extensão mesozoica que reflete uma mudança progressiva da deformação passando por 4 fases distintas e consequenciais (Fig. 5): (1) estiramento litosférico com nucleação de falhas lítricas de alto ângulo associadas a clássicas estruturas de semi-*graben* subsidentes; a crosta continental é pouco estirada e as bacias sedimentares de tipo *rift* desenvolvem-se independentemente uma das outras, afetando uma ampla região; (2) na transição entre uma extensão de tipo distribuída para localizada verifica-se um afinamento da crosta como resultado de múltiplas fases de extensão caracterizada pela formação de sistemas conjugados e dissociados de falhas de descolamento que acomodam a exumação de níveis mais profundos de crosta e/ou manto; (3) segue-se uma fase de exumação com sistemas de falhas de descolamento que cruzam e cortam a crosta já fragilizada e exumação de rochas serpentinizadas do manto no fundo do mar; (4) finalmente, a fase de expansão oceânica define-se pela localização de processos térmicos e mecânicos numa estreita zona correspondente a uma proto-crista oceânica.

No caso de Portugal destaca-se a abertura da **Bacia Lusitânica** (KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a,b; entre outros), na Margem Ocidental Ibérica<sup>41</sup>, e na dependência da **Faixa de Cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar**, e da **Bacia do Algarve** (TERRINHA *et al.*, 2013; entre outros), na Margem Meridional Ibérica, controlada pela **Faixa de Cisalhamento de Açores-Gibraltar**<sup>42</sup>. A extensão mesozoica é compensada pela subdução para norte do bordo setentrional do **Oceano Paleotethys** que proporciona assim o início da **Orogenia Alpina** na Europa meridional e a migração para leste da Placa Africana através da **Faixa de Cisalhamento de Açores-Gibraltar**<sup>43</sup>. A abertura progressiva do *Tethys* Alpino (parte ocidental do Oceano *Tethys*) a partir do Jurássico Inferior promoveu subsidência acentuada e abriu

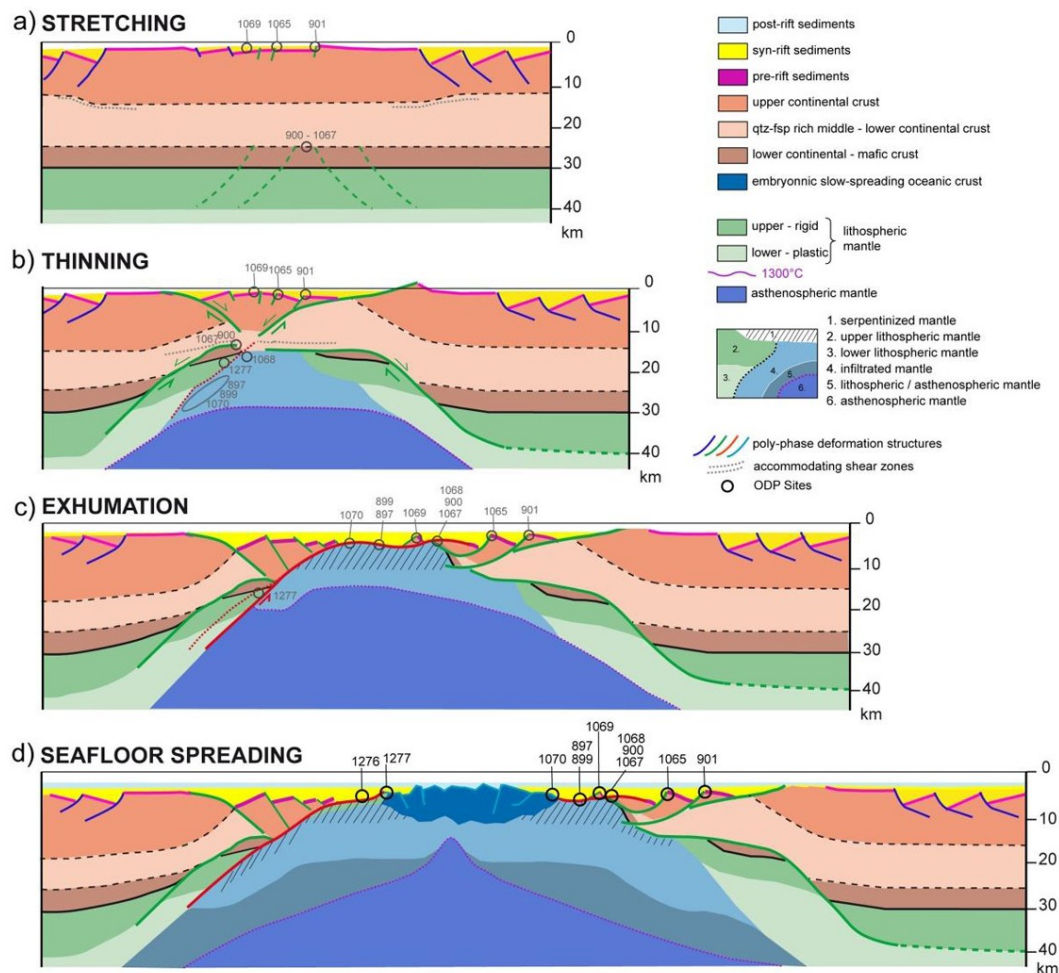
---

<sup>41</sup> Outras bacias extensivas, atualmente em *offshore* e com uma espessa sucessão estratigráfica meso-cenozoica, desenvolvem-se ao longo da Margem Ocidental Ibérica. De sul para norte distinguem-se: a **Bacia do Alentejo**, a **Bacia de Peniche**, a **Bacia do Porto** e as **Bacias interior e exterior da Galiza**. Estas bacias, além de terem os mesmos tipos de controlo (eustatismo e clima), têm também um quadro tectónico, durante a própria evolução, muito semelhante. Em particular, a extensão de *rifting* entre a Ibéria e a Terra Nova (na placa Norte-Americana) é o primeiro fator tectónico que pode ser evocado na origem destas bacias através a imposição de uma distensão máxima perpendicular ao eixo Atlântico. A uma escala menor adiciona-se o tipo de cisalhamento crustal determinante para a localização dos eixos das bacias consideradas, e portanto importante para a subsidência. Um último fator tectónico condicionante é o correspondente aos grandes acidentes de origem varisca que afetam o soco e que provocam a compartimentação em sub-bacias e blocos mais elevados com comportamento diferenciados nos grandes episódios tectono-estratigráficos que as bacias sofreram no tempo. O *rift* Atlântico teve uma evolução polifásica com uma deformação localizada e migrante em direção as área de ruptura litosférica (*breakup*). Esta complexa evolução ficou registada na migração das sucessões sedimentares sin-tectónicas e na evolução da subsidência (MANATSCHAL *et al.*, 2010; DUARTE SOARES, *et al.*, 2012).

<sup>42</sup> Às porções continentais das duas bacias sedimentares de um ponto de vista morfoestrutural identificam, respetivamente, e juntamente com as coberturas sedimentares pós-colmatação, as chamadas **Orla meso-cenozoica Ocidental** e **Orla Meridional (Algarvia)** (Fig. 4).

<sup>43</sup> Esta última constitui limite transformante entre placas que, na fase inicial do Ciclo Alpino, separou o continente **Laurásia**, a norte, e o **Gondwana**, a sul.

espaço à penetração do mar *Neotethys* para ocidente, com a invasão marinha de toda a bordadura Ibérica e a sua ligação ao Atlântico central, no NW Africano, e ao domínio Boreal no NW-Europeu a partir do Sinemuriano superior. A partir do Kimmeridgiano, até ao Barremiano, o domínio oceânico envolve também a região norte da Ibéria e desenvolve-se um ramo setentrional do *Tethys* Alpino e uma ultralenta exumação do manto (VISSERS & MEIJER, 2012).



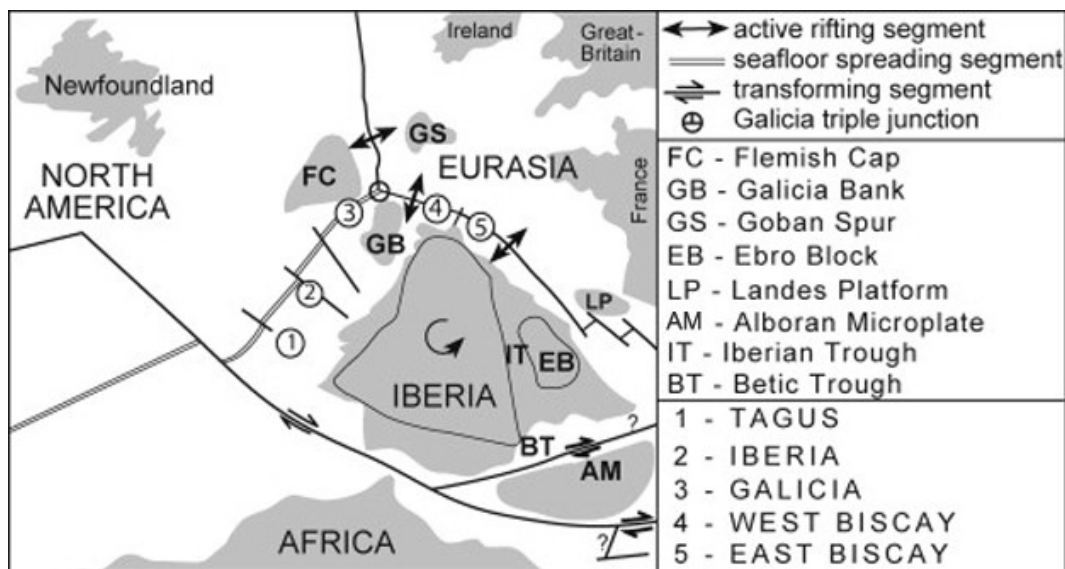
**Fig. 5** – Modelo conceptual esquemático da evolução do *rift* Atlântico entre a Ibéria e a Terra Nova (*in* PÉRON-PINVIDIC & MANATSCHAL, 2009; MANATSCHAL *et al.*, 2010). Para a descrição das quatro etapas consideradas (a-d) ler o texto. Os números no topo de cada figura referem-se aos sítios com sondagens ODP (*Ocean Drilling Project*).

A posição paleogeográfica da **Margem Ocidental Ibérica** durante o **Cretácico** é de ~30°N de latitude (STAMPFLI *et al.*, 2002), com uma associação paleontológica que reflete uma influência dominante de tipo *Tethys*. Esta influência desvanece-se com o fecho do Oceano *Tethys* e conseqüente incremento da influência boreal no final do Cretácico como resposta a uma rutura da litosfera continental, formação de litosfera oceânica e abertura progressiva migrante de sul para norte do Oceano Atlântico (ALVES *et al.*, 2006). Esta abertura progressiva do Atlântico faz-se ao longo de três setores com distintas cronologias extensionais e cujos

limites corresponderão provavelmente a estruturas tectónicas à escala da placa (PINHEIRO *et al.*, 1996): o **Sector do Tejo** (Planície Abissal do Tejo), o **Sector Ibérico** (reentrância SE da Planície Abissal Ibérica) e o **Sector da Galiza** (margem oeste). Sucessivamente, a rutura da litosfera continental continua para leste do ponto triplo de Galiza ao longo do **Golfo de Biscaia** através da exumação do manto e com início de uma expansão oceânica ultralenta entre a Ibéria e a Eurásia (VISSERS & MEIJER, 2012) (Fig. 6).

No Aptiano, a progressão deste contexto extensional leva ao deslizamento para SE e à rotação esquerda de  $\sim 35^\circ$  da Placa Ibérica (assim individualizada e delimitada por estruturas litosféricas maiores: a **Zona de fratura Charlie Gibbs** a norte, a **Faixa de Cisalhamento Açores-Gibraltar** a sul, o **Rift Atlântico** a oeste e o **Rift da Tethys** a sul e SE), com subdução de litosfera oceânica manto-dominada no seu limite setentrional, permitindo interações de tipo transpressivo com a Placa Eurasiática, a norte, e com a Africana a sul (VISSERS & MEIJER, 2012).

Entre o Albiano e o Santoniano, o limite setentrional da Placa Ibérica apresenta uma fase de estanhação em termos de cinemática de placa, num contexto geral progressivo de abertura do **Golfo de Biscaia**, que impede a continuação da subdução manto-dominada com conseqüente convergência no domínio pirenaico a chegar quase a um impasse (VISSERS & MEIJER, 2012).



**Fig. 6** – Reconstituição da configuração do contexto geodinâmico da Placa Ibérica durante o Cretácico com indicação das fases de rutura de litosfera continental e subsequente expansão oceânica. 1 a 5 = Segmentos de *rifting* das margens ocidental e setentrional Ibérica (in DINIS *et al.*, 2008).

A formação de crosta oceânica no **Golfo de Biscaia** termina no Campaniano inicial a médio (a cerca 80-83 Ma) (GRADSTEIN *et al.*, 2004). Ao mesmo tempo, o afastamento entre

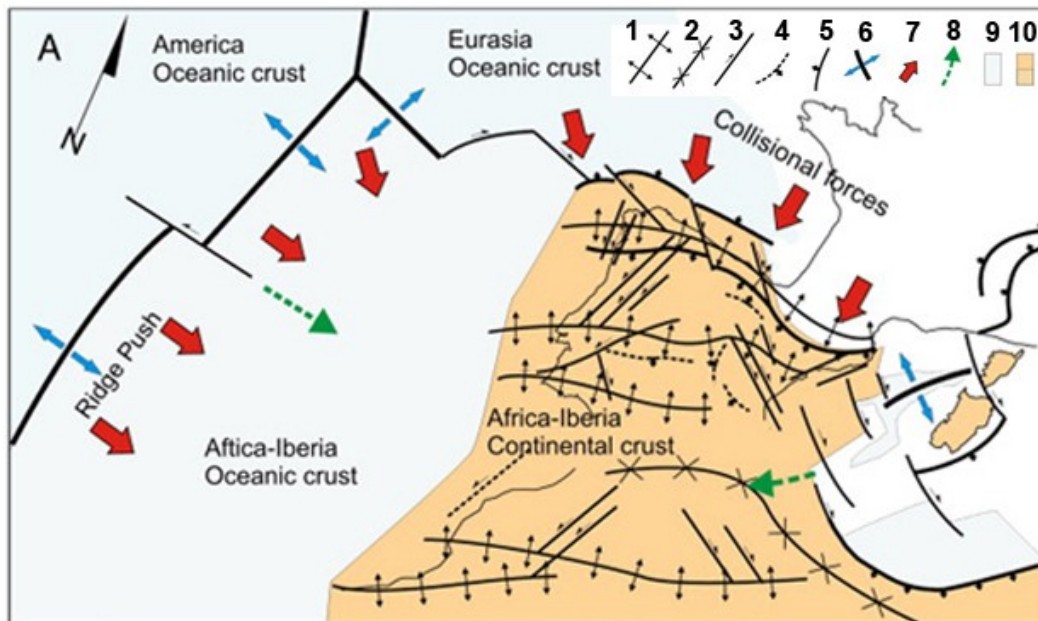
as placas litosféricas da Ibéria e da África cessou e as duas começam a mover-se juntas (GALDÉANO *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; SIBUET & COLLETTE, 1991), ao contrário do afastamento entre as placas Norte Americana e Ibérica que ainda persiste. No Campaniano médio-Maastrichtiano, a direção da convergência no limite setentrional da Placa Ibérica (**Golfo de Biscaia**) sofre uma profunda mudança, nomeadamente o decréscimo do movimento transpressivo e o incremento de uma compressão N-S (OLIVET, 1996; ROSENBAUM *et al.*, 2002), incluindo subsidência térmica e subdução ativa continental para norte, no domínio pirenaico (SIBUET *et al.*, 2004). Ao encurtamento crustal entre a Ibéria e a Eurásia correspondem movimentos esquerdos ao longo do eixo do Golfo (VISSERS & MEIJER, 2012) e falhas normais em escadaria (*en échelon*) orientadas NE-SW, num contexto de cisalhamento esquerdo E-W na zona central e ocidental da Ibéria, durante o Cretácico superior (GAMA PEREIRA, 2008; MACHADINHO *et al.*, 2010).

Na transição para o **Cenozoico**, com a totalidade da crosta oceânica do *Tethys* completamente subdutada, o contexto geodinâmico passa a compressivo através de uma colisão generalizada entre a Placa Africana, recentemente individualizada, e a Placa Euroasiática, com o limite de placa entre a Ibéria e a África reativado (a ~35 Ma). A Ibéria sofre assim uma intensa deformação intraplaca com tensão horizontal compressiva máxima ( $S_{Hmax}$ ) genericamente N-S (VEGAS, 2005, 2006) a NE-SW (no domínio Pirenaico) (CLOETINGH *et al.*, 2002) que proporciona dobramentos litosféricos com comprimento de onda da ordem dos 300 km (CLOETINGH *et al.*, 2002, 2005) (**Fig. 7**). Estes dobramentos litosféricos produzem relevos montanhosos estreitos, predominantemente de tipo *pop-up* na crosta continental mais superficial (frágil) mostrando geometria antiforme, separados por bacias sedimentares nas áreas relativamente subsidentes. O encurtamento assim desenvolvido fica acomodado no interior da crosta viscosa sob os *pop-ups* que levam a variações de espessura laterais da crosta dúctil (CLOETINGH *et al.*, 2011).

No Oligocénico-Miocénico a direção meridiana de  $S_{Hmax}$  terá rodado para NNW-SSE a NW-SE (CABRAL, 1995; DE VICENTE *et al.*, 2011; KULLBERG *et al.*, 2000, 2013; entre outros) com deslizamento lateral da Placa Africana para NW e da Placa Ibérica para SE e rejuvenescimento tectónico de algumas estruturas (a porção mais norte-ocidental da Placa Ibérica mostra uma atividade tectónica continuada até ao presente) (CABRAL & RIBEIRO, 1990; SEQUEIRA *et al.*, 1997; SOARES *et al.*, 2007)<sup>44</sup>. À escala da Placa Ibérica, as fraturas variscas herdadas e com direção ENE-WSW a NE-SW são reativadas como falhas inversas e cavalgantes com vergências NW e SE, as NNE-SSW como desligamentos esquerdos, e as NW-SE como desligamentos direitos.

---

<sup>44</sup> Falhas ativas durante o Quaternário, e até no presente, parecem ser sobretudo aquelas normais e de desligamento esquerdo de direção essencialmente NNW-SSE e NNE-SSW, respetivamente (JABALOY *et al.*, 2002).



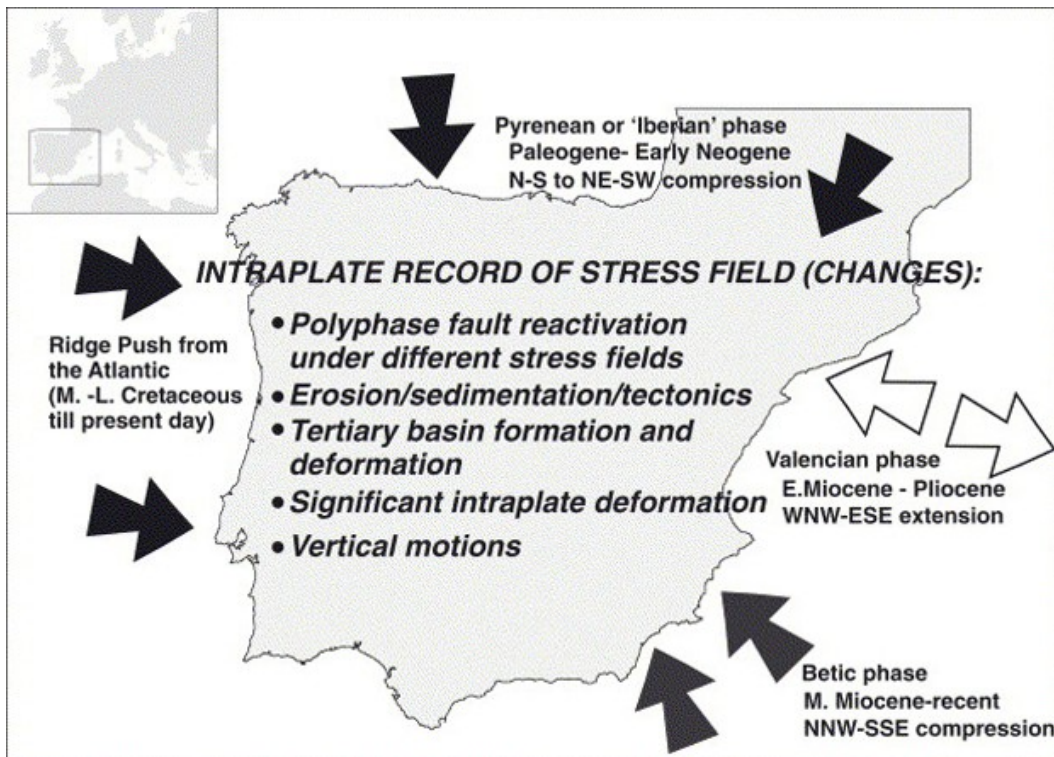
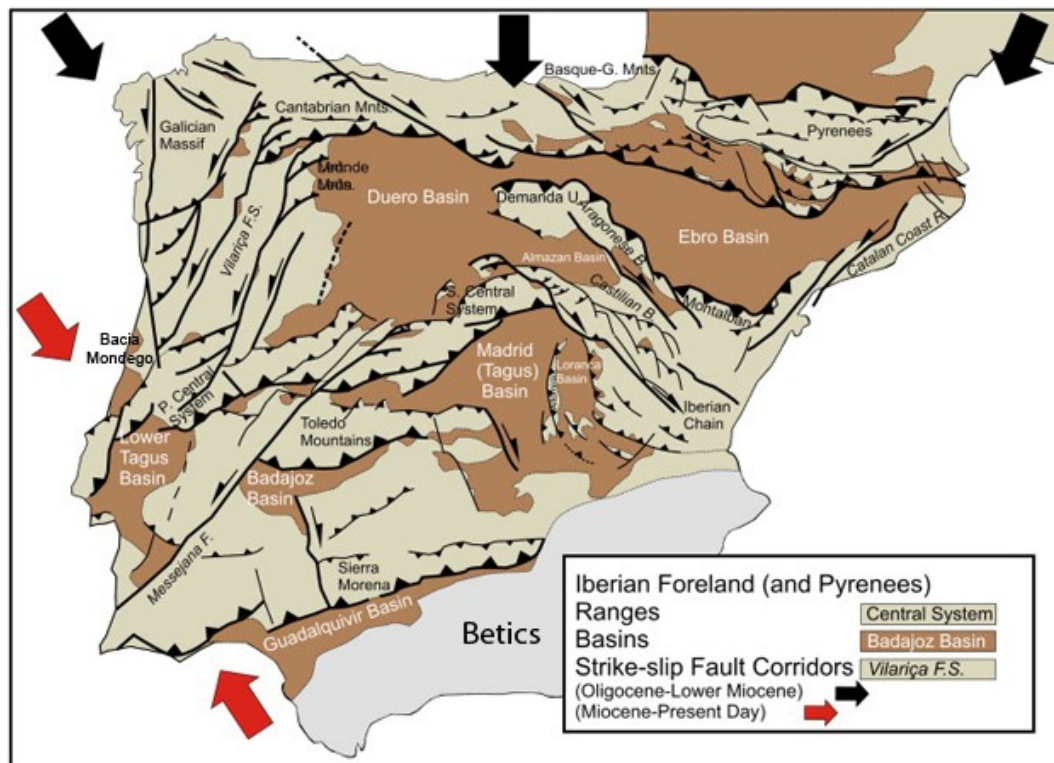
**Fig. 7** – Esquemática paleotectónica relativa ao desenvolvimento de dobramentos litosféricos na Placa Ibérica durante o Cenozoico. 1 = Dobramento litosférico (anticlinal na crosta superior frágil - *buckling*); 2 = Dobramento litosférico (sinclinal na crosta superior frágil); 3 = Corredor de cisalhamento na crosta; 4 = Cavalgamento na crosta superior (transporto tectónico); 5 = Cavalgamento principal na crosta (transporto tectónico); 6 = Crista oceânica (transporto tectónico); 7 = Principal força aplicada; 8 = Descolamento; 9 = Crosta oceânica; 10 = Crosta continental; (adaptado de DE VICENTE & VEGAS, 2009).

A Cadeia Alpina acentua-se e amplia-se para oeste com a formação da **Cadeia Cântabro-Pirenaica** na periferia setentrional da Placa Ibérica, essencialmente durante o Paleogénico, e da **Cadeia Bética** (VERGÉS & FERNÁNDEZ, 2012) na periferia meridional, a partir do Neogénico (CLOETINGH *et al.*, 2011) (**Fig. 8**). Testemunhos no interior da Placa Ibérica, deste novo contexto compressivo Cenozoico (essencialmente Pirenaico), são os levantamentos tectónicos do soco segundo um modelo de *thick-skinned* (RIBEIRO *et al.*, 1990), que dão expressão aos relevos da **Cordilheira Ibérica** (em território Espanhol) e do **Sistema Central de Montanhas** (em território Português e Espanhol) limitados por falhas cavalgantes ou de desligamento e que, de uma forma geral, representam a expressão superficial dos dobramentos litosféricos (CLOETINGH *et al.*, 2011)<sup>45</sup>.

De acordo com este modelo, o **Sistema Central de Montanhas** é considerado uma estrutura de *pop-up* com direção principal E-W a NE-SW que, no segmento português, é delimitada a norte pelo **Cavalgamento de Lousã-Seia** com vergência NW, e a sul pelo do **Ponsul**, com vergência SE (RIBEIRO *et al.*, 1990) (**Fig. 8**).

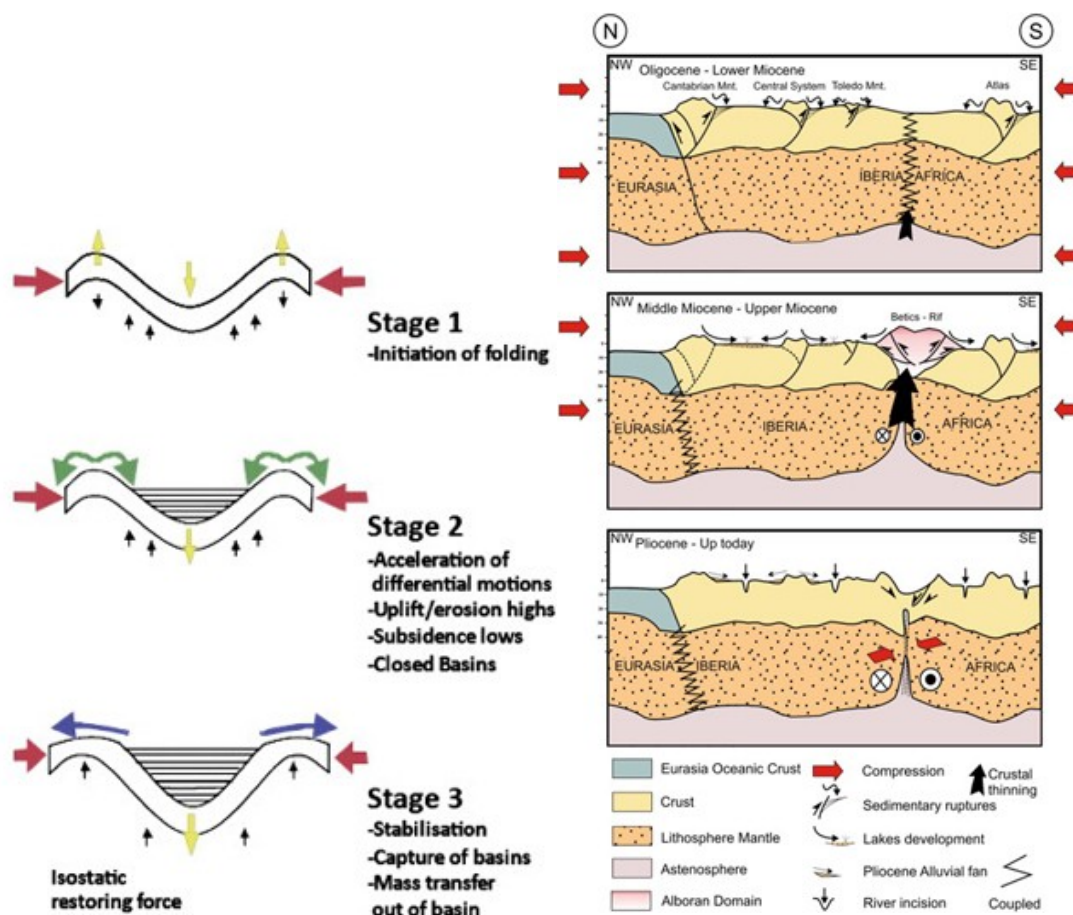
<sup>45</sup> Na margem ocidental outros relevos constituídos pela cobertura meso-cenozoica também iniciaram a sua definição morfostrutural simultaneamente com os anteriores (**Serra da Boa Viagem, Maciço de Sicó-Alvaiázere, Maciço Calcário Estremenho, Montejunto, Arrábida**) num período de tempo incluído entre o Cretácico Superior, o Paleogénico e o Miocénico. Neste caso, algumas das estruturas cavalgantes que os bordeiam mostram dobras de arrasto tectónico (*forced folds*) associadas.





**Fig. 8** – Na imagem superior, as principais unidades tectónicas (bacias sedimentares cenozoicas, sistemas de montanhas relacionados com os dobramentos litosféricos, corredores estruturas de tipo transcorrente) na Ibéria (in DE VICENTE & VEGAS, 2009). A Bacia Cenozoica do Mondego localiza-se logo a norte da Bacia do Baixo Tejo, as duas separadas pelo sector português do Sistema Central de Montanhas. Na imagem inferior, indicação da variação do campo de tensões na Ibéria durante o Cenozoico (in CLOETINGH *et al.*, 2002).

Nas zonas relativamente subsidentes, entre os levantamentos do soco, desenvolvem-se bacias sedimentares de tipo flexura (a **Bacia do Mondego**<sup>46</sup> – considerada um *Thrust Basin* de tipo *Open ramp basin* – e a **Bacia do Baixo Tejo**) (DE VICENTE *et al.*, 2011) que correspondem a depressões alongadas de direção essencialmente NE-SW e que se desenvolvem segundo um modelo que prevê três etapas fundamentais (Fig. 9): **etapa 1** - formação da bacia = aceleração da subsidência e soerguimento durante o dobramento; **etapa 2** - estabilidade relativa = equilíbrio entre a subsidência tectónica e o fornecimento sedimentar das zonas soerguidas em erosão; **etapa 3** - captura da bacia = soerguimento global e erosão (CLOETINGH *et al.*, 2011)<sup>47</sup>.

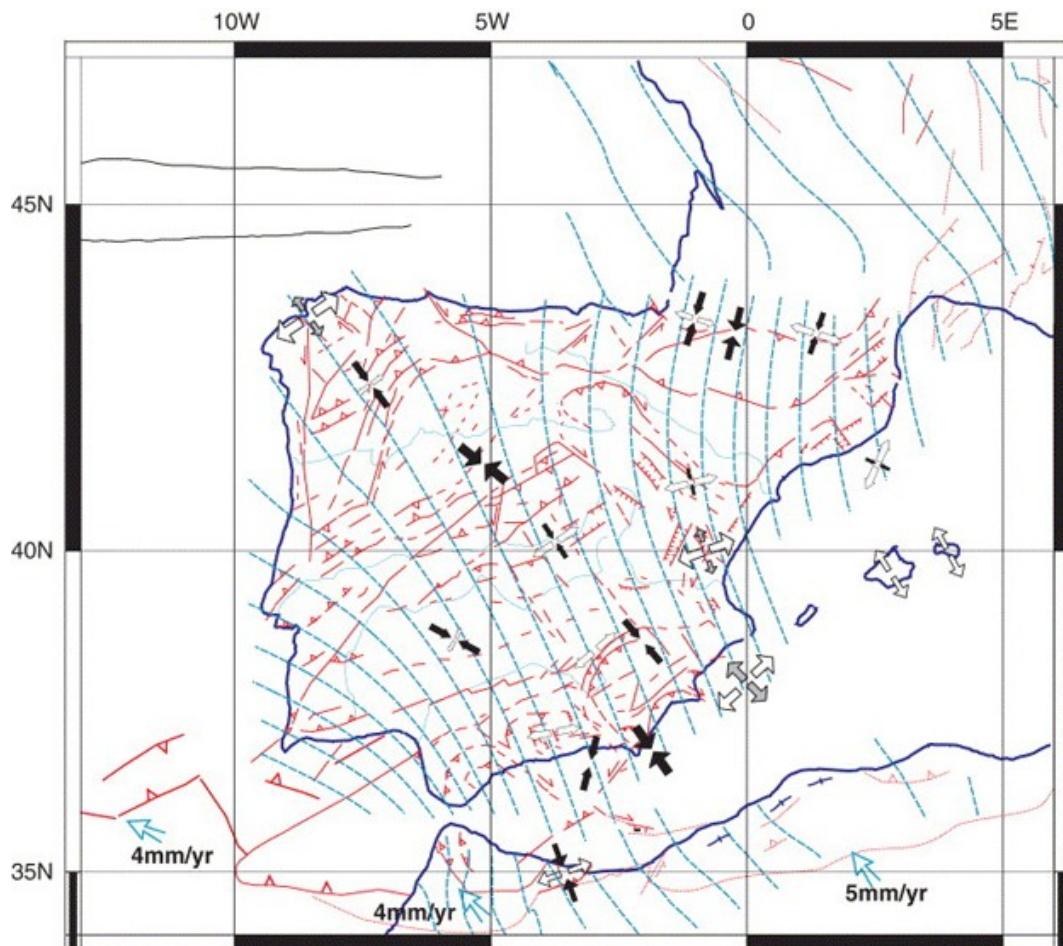


**Fig. 9** – À esquerda, esquematização das principais etapas na evolução de uma bacia sedimentar relacionada com dobramentos litosféricos (in CLOETINGH *et al.*, 2011). A direita, esboços transversais (não à escala) da evolução tectónica da Eurásia-Ibéria-Africa durante o Cenozoico (in DE VICENTE & VEGAS, 2009).

<sup>46</sup> Na designação **Bacia Cenozoica do Mondego** integram-se os espaços de acomodação sedimentar que irão identificar as bacias intramontanhosas que bordejam internamente a **Plataforma do Mondego** (as Bacias da Lousã, Mortágua, etc.), e a região do **Baixo Mondego**, respetivamente a oriente e a ocidente. SOARES (1998/2001) considera a **Bacia do Mondego** correspondente ao subdomínio setentrional da **Bacia Lusitânica**.

<sup>47</sup> Numerosas outras pequenas bacias sedimentares cenozoicas intramontanhosas se desenvolvem dentro e nos bordos destes levantamentos do soco e ao longo de estruturas de desligamento em contextos transtensivos ou transpressivos (as **Bacias de Vilarica e Longroiva** que formam parte do **sistema de falhas Bragança-Vilarica-Manteigas**, ou as **Bacias de Chaves, Vila Real, Besteiros e Mortágua** que se desenvolvem ao longo do **sistema de falhas de Vérin-Régua-Penacova** etc.).

Durante a maioria do Pliocénico regista-se uma certa estabilidade tectónica. No **Pliocénico superior** e **Quaternário** o regime de deformação muda substancialmente passando a uma  $S_{Hmax}$  orientada NNW-SSE (para a fachada norte-ocidental da Ibéria) a WNW-ESE (na fachada sudoeste) (RIBEIRO *et al.*, 1996). Atualmente, Portugal Continental localiza-se na **Placa Euroasiática**, próximo da fronteira com a **Placa Núbica**, e junto à margem continental oeste-Ibérica. De acordo com o modelo NUVEL1-A (DeMETS *et al.*, 2010), as duas placas localmente convergem a uma velocidade de ~4 mm/ano (Fig. 10).

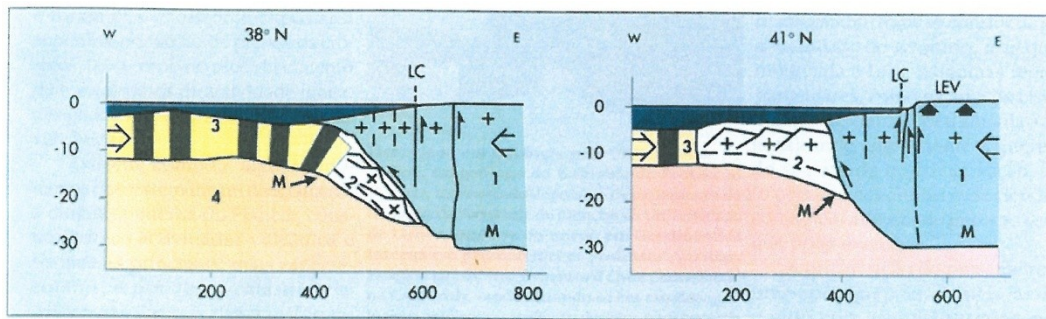


**Fig. 10** – Trajetórias (linhas a traço descontinuo azul) do campo de tensão atual na Ibéria, com base nas orientações da tensão horizontal compressiva máxima ( $S_{Hmax}$ ) (setas pretas) obtidas por diferentes metodologias (depois ANDEWEG *et al.*, 1999). As linhas finas vermelhas evidenciam as principais estruturas tectónicas e alinhamentos estruturais (in CLOETINGH *et al.*, 2005).

A orientação da convergência parece ser tanto mais rodada para oeste quanto mais recente forem os indicadores de tensão (chegando mesmo a ser aproximadamente W-E entre a Ibéria e a Núbica) e gerando um regime transpressivo direito cujos efeitos de deformação se distribuem numa faixa de litosfera com algumas centenas de quilómetros de largura no limite entre a Placa Euroasiática e a Placa da Núbica. Este quadro geodinâmico mais recente proporciona acumulações de tensões e o desenvolvimento de uma significativa atividade

tectónica e sísmica no domínio de interplaca, particularmente na fachada ocidental do território continental português e nas áreas atlânticas adjacentes (CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996; GUTSHER *et al.*, 2012). Importantes alterações nas condições do limite meridional da Placa Ibérica (a **Faixa de Cisalhamento Açores-Gibraltar**) (ZITELLINI *et al.*, 2009; TERRINHA *et al.*, 2009) e da porção SW da margem continental, parecem justificar este novo quadro que, provavelmente, se relaciona com uma transição de margem continental passiva a margem ativa convergente (J.C. DUARTE *et al.*, 2013), como consequência de uma rotação dextrogiro da Ibéria entre a Eurásia e a Núbia (CABRAL & RIBEIRO, 1989).

Esta convergência é acompanhada por colisão continental a SE e nucleação de uma zona de subdução na margem ocidental Ibérica a partir da área de subdução incipiente intraoceânica do **Banco de Gorringe** a SW, com cedência de litosfera mais avançada a sul e progredindo para norte (RIBEIRO, 2002, 2013) (Fig. 11).



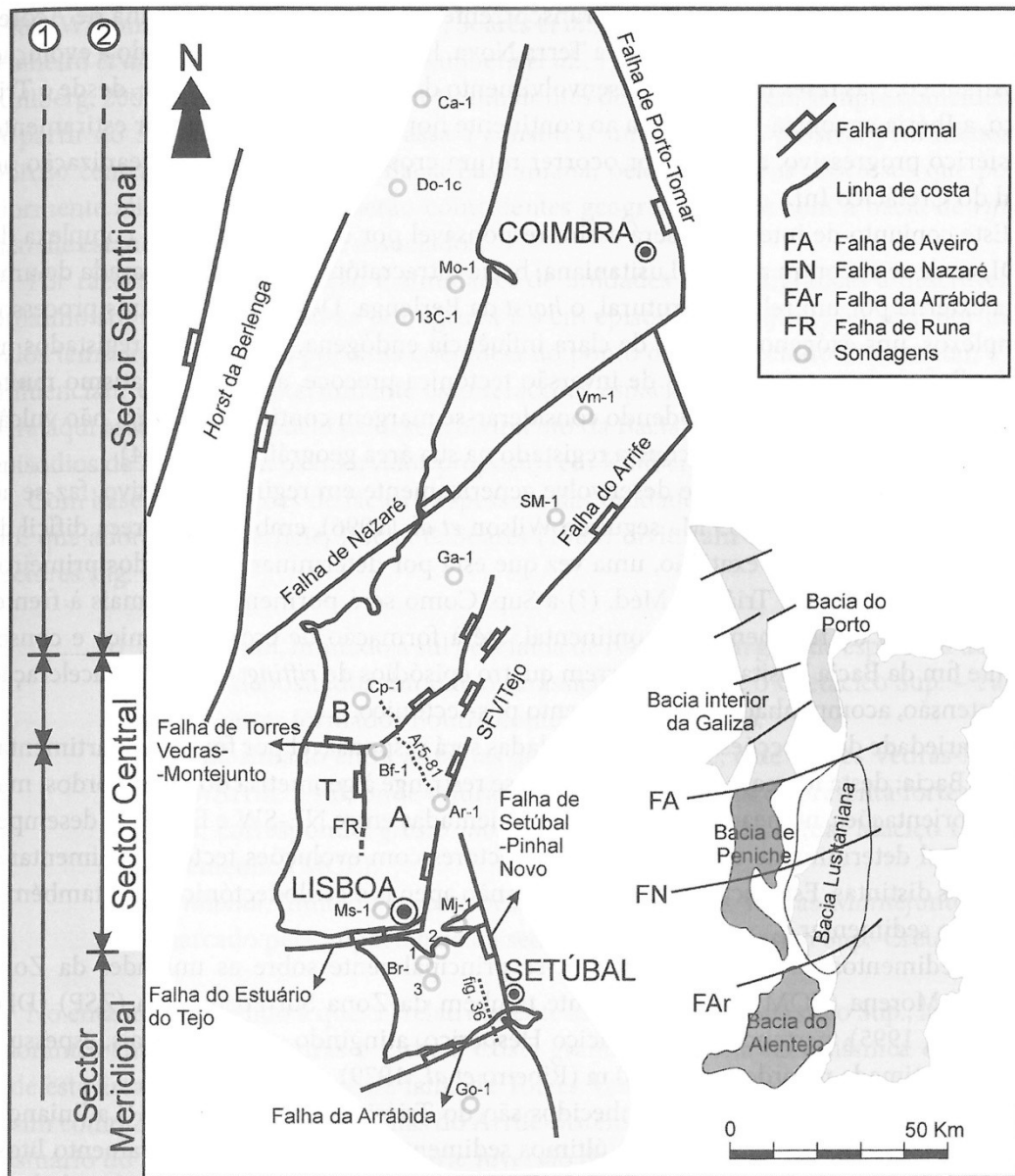
**Fig. 11** - Esquematização para a transição da margem continental ocidental Ibérica da passiva a ativa convergente com desenvolvimento de uma zona de subdução já estabelecida a sul (à latitude de 38°N) e em fase de nucleação (incipiente) mais a norte (à latitude de 41°N). 1 = Crusta continental não estirada; 2 = Crusta continental estirada; 3 = Crusta oceânica; 4 = Manto superior; LC = Linha de costa; LEV = Levantamento; M = Descontinuidade de Mohorovicic. Profundidade e distâncias horizontais em quilómetros. Exagero da escala vertical 8x (segundo interpretação do Prof. António RIBEIRO – in CABRAL, 1996).

### 1.2.3 Bacia Lusitânica

#### 1.2.3.1 Caracterização e estruturação

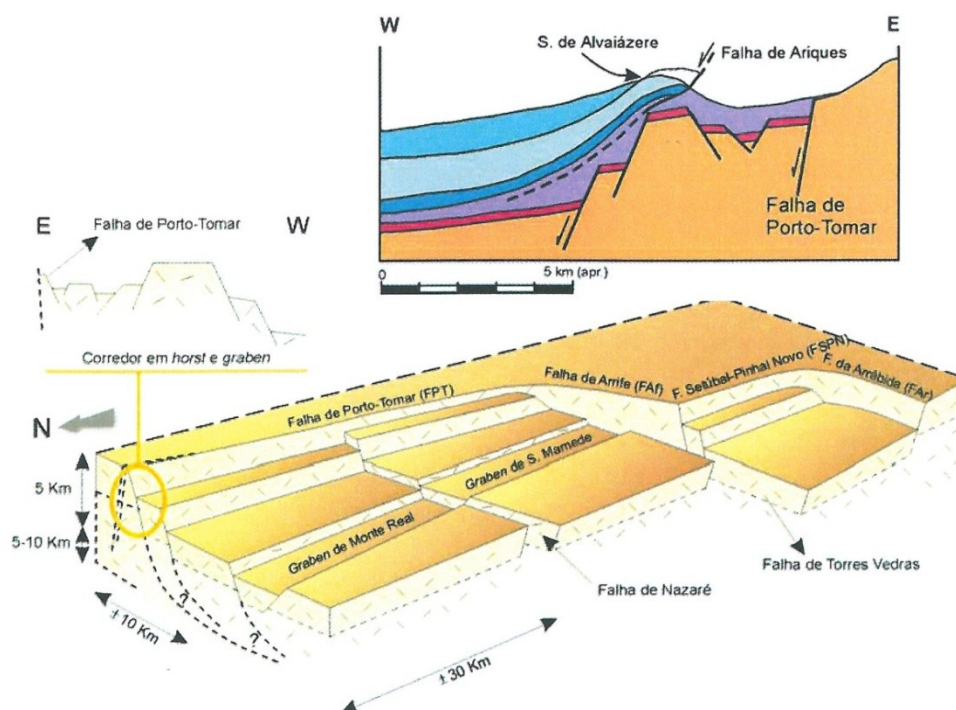
A **Bacia Lusitânica**, considerada uma bacia sedimentar distensiva de tipo *rift* (não vulcânica) na porção central da **Margem Ocidental Ibérica**, enquadra-se no contexto de abertura do Atlântico Norte durante parte do Mesozoico (desde o Triásico Médio?-Superior ao Aptiano superior, altura em que a margem se torna de tipo passiva, pelo menos na sua porção central) (RIBEIRO *et al.*, 1979; GUÉRY *et al.*, 1986; WILSON, 1989; WILSON *et al.*, 1989; PINHEIRO *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003; PENA DOS REIS *et al.*, 2010/2011; KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a,b; entre outros). A bacia atualmente é a única bacia sedimentar do Atlântico Norte em que grande parte do seu enchimento é exposto em

afloramento (e.g. ver SOARES *et al.*, 1993a; AZERÊDO *et al.*, 2003; REY *et al.*, 2006; KULLBERG *et al.*, 2013), com a restante parte imersa, na plataforma continental. De uma forma geral corresponde a uma depressão complexa alongada segundo uma direção aproximada NNW-SSE por ~200 km, e com mais de 100 km na direção perpendicular, ocupando assim uma área superior a 20 000 km<sup>2</sup> na porção central da Margem Ocidental Ibérica (Fig. 12).



**Fig. 12** – Na imagem em baixo a direita, enquadramento tectónico das bacias sedimentares da Margem Ocidental Ibérica. Na imagem central, individualização dos limites estruturais que definem a **Bacia Lusitânica** e sua classificação em setores (meridional, central e setentrional) segundo diferentes autores (1 – de acordo com ROCHA & SOARES, 1984; 2 – *in* KULLBERG *et al.*, 2013); A, B e T identificam as sub-bacias de Arruda, Bombarral e Turcifal, respetivamente; as outras siglas indicam as diferentes sondagens realizadas (*in* KULLBERG *et al.*, 2013).

A formação e evolução geodinâmica da Margem Ocidental Ibérica condicionam profundamente a arquitetura estrutural da **Bacia Lusitânica** que se desenvolve num contexto intra-cratónico interno, separado de uma zona externa pelo relevo estrutural que atualmente identifica o chamado **horst da Berlenga**<sup>48</sup>, constituído por rochas ígneas e metamórficas, a ocidente, e pelo **Maciço Hespérico**, a oriente. O bordo norte-oriental da Bacia materializa-se pela chamada **Faixa de Cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar** (NNW-SSE) que, no contacto entre a crosta não estirada com a crosta estirada se materializa, em parte, através de uma falha com geometria geral subvertical e normal (a **Falha de Porto-Tomar**, na Fig. 12). Ao longo deste rebordo oriental, na faixa interna da bacia, desenvolve-se um corredor estrutural com orientação meridiana e largura entre os 5-15 km que se estende desde poucos quilómetros a norte de Coimbra até Tomar. Este corredor apresenta uma série de estruturas, no soco estirado, em *horst* e *graben* delimitadas por falhas com geometria essencialmente lítrica (GIBBS, 1984) com acomodação distensiva E-W (KULLBERG *et al*, 2013) (Fig. 13)<sup>49</sup>.



**Fig. 13** – Na imagem inferior, diagrama a bloco que mostra a geometria do soco no final da evolução da **Bacia Lusitânica** no sector relativo ao seu bordo oriental (in KULLBERG *et al.*, 2013). No corte geológico esquemático em alto a direita (correspondente ao bordo este da Bacia, a altura de Alvaiázere) é possível observar o comportamento diferenciado entre o Soco Varisco (em castanho claro), que apresenta uma tectónica de tipo *thick-skinned* (profunda - com envolvimento do soco), e a cobertura essencialmente mesozoica (unidades geológicas com diferentes tonalidades de azul onde se inclui o **Grupo de Coimbra**, o restante Jurássico Inferior-Médio e o Jurássico Superior) que acomoda a distensão através de uma tectónica de tipo *thin-skinned* (pelicular) com o nível de descolamento na **formação de Dagorda** (em roxo). Em vermelho as unidades basais do **Grupo de Silves**.

<sup>48</sup> A oeste do *horst* Hercínico da Berlenga desenvolve-se, na zona do talude continental, a zona externa (ou **Bacia de Peniche**) (in ALVES *et al.*, 2006; entre outros).

<sup>49</sup> Estas estruturas em *horst* e *graben* do soco propagam-se para a cobertura sedimentar meso-cenozoica. A extensão aproximadamente E-W se reflete na cobertura mesozoica do rebordo oriental da bacia assim como demonstram as estruturas tectónicas sin-sedimentares que afetam o Triássico Médio-Superior na faixa Coimbra-Tomar e que apontam para a mesma cinemática (campo de tensão distensivo radial E-W) (KULLBERG, 1991; SOTO *et al.*, 2012; SOARES *et al.*, 2012).

A sul de Tomar, o rebordo oriental da Bacia torna-se irregular, com direção NE-SW, ao longo do limite SE do Maciço Calcário Estremenho, através da **Falha normal do Arrife**<sup>50</sup>. Mais para sul as **Falhas normais do Vale Inferior do Tejo** e de **Setúbal-Pinhal Novo**, com direção respetivamente N-S e NNW-SSE, delimitam a bacia. O bordo ocidental materializa-se através de um sistema de falhas submeridianas (NNE-SSW) localizadas entre as Berlengas e a Península de Peniche<sup>51</sup>. O bordo meridional corresponde a uma elevação de soco a sul da Arrábida (**Falha da Arrábida** com orientação ENE-WSW)<sup>52</sup>, e o setentrional a uma transição de estruturas em *en échelon* para a Bacia do Porto (materializada pela **Falha de Aveiro**), mais a norte (KULLBERG *et al.*, 2013).

Os sedimentos que preenchem a **Bacia Lusitânica**, de idade compreendida entre o Triásico Médio?-Superior e o Aptiano superior (*in* KULLBERG *et al.*, 2013), associados as fases de estiramento litosférico até à rutura continental, assentam, principalmente, sobre as unidades da ZOM e provavelmente também da ZSP do Soco Varisco Ibérico (DIAS & RIBEIRO, 1995). Em alguns locais, estes sedimentos podem atingir os 5000 m de espessura (RIBEIRO *et al.*, 1979).

A interação entre tectónica, fornecimento sedimentar e clima controla a estratigrafia de larga-escala da bacia. O espaço tectonicamente criado durante o estiramento litosférico, pela reativação das fraturas essencialmente meridianas herdadas da orogenia varisca, entre os 300 Ma e os 280 Ma (RIBEIRO *et al.*, 1979; RIBEIRO, 2002), é ocupado por sedimentos marinhos e continentais. Com uma orientação do traçado principal da distensão aproximadamente E-W durante quase toda a evolução da bacia, as estruturas herdadas com direção entre NNW-SSE a NNE-SSW funcionam como falhas de acomodação da maior parte do estiramento crustal produzindo um sulco em *grabens* e semi-*grabens* inclinados, antitéticos. Outras estruturas profundas (no soco), com direção de NE-SW e E-W (as chamadas **Falhas de Nazaré** e de **Torres Vedras-Montejuento** - *sensu* KULLBERG *et al.* 2013) (Fig. 12), além de funcionar como falhas de transferência, acomodam movimentações verticais que influenciam profundamente uma compartimentação interna diferencial da Bacia em grandes setores com evoluções tectono-sedimentares distintas. A geometria de movimentação dos sistemas de falhas normais que limitam a Bacia influenciam de maneira preponderante a arquitetura da mesma e do seu preenchimento sedimentar. Por outro lado, a análise deste registo sedimentar revela os aspetos mais importantes da evolução deste sistema de falhas (nucleação, propagação e

---

<sup>50</sup> De acordo com KULLBERG *et al.* (2013), a **Falha do Arrife** apresenta um estilo tectónico do tipo *thick-skinned* (*sensu* COWARD, 1983) durante a extensão mesozoica e, sucessivamente, durante a compressão cenozoica, de tipo *thin-skinned*.

<sup>51</sup> A norte de Figueira da Foz, um sistema de fraturas N-S delimita um bloco de soco elevado, com alguma semelhança com o *horst* da Berlenga e que se estende até aos Montes do Porto (MONTENAT *et al.*, 1988). Estes conjuntos de blocos elevados desenvolvem-se, provavelmente, na conjugação de um sistema de fraturas extensivas com pendor para oeste com um outro sistema antitético de pendor para leste; tem sido considerado como responsável pelo confinamento da bacia e como área fonte de clastos em várias etapas do seu enchimento.

<sup>52</sup> A **Falha da Arrábida** constitui-se como falha de transferência entre a **Bacia Lusitânica** a norte e a Bacia do Alentejo a sul (KULLBERG *et al.*, 2013).

ligação). Segundo alguns autores, no caso da **Bacia Lusitânica** as falhas normais que limitam o bordo ocidental têm sido ativas durante a maioria do tempo da sua evolução; pelo contrário, aquelas do rebordo oriental têm registado momentos de inatividade essencialmente durante o Jurássico Inferior e Médio (KULLBERG *et al.*, 2013).

Apesar de a **Bacia Lusitânica** evoluir num regime tectónico distensivo no Mesozoico e Cenozoico inicial, processos geodinâmicos de inversão tectónica transitória precoce, com carácter episódico, parecem ter tido influência na sua dinâmica, assim como documentado pela Bacia do Algarve (TERRINHA & RIBEIRO, 1995). Inversão tectónica precoce na **Bacia Lusitânica** reconhece-se essencialmente durante o Caloviano superior-Oxfordiano inferior a médio na região da Arrábida (KULLBERG *et al.*, 2000), na Serra dos Candeeiros, Porto de Mós e, eventualmente, na Serra de Montejunto (KULLBERG *et al.*, 2013). A estes eventos episódicos de inversão tectónica transitória precoce, a condicionar a evolução da Bacia, temos que acrescentar algum magmatismo (apesar desta ser considerada uma Bacia não vulcânica) que, por vezes, e segundo alguns autores (RASMUSSEN *et al.*, 1998; KULLBERG *et al.*, 1997, 2013; entre outros), é um dos mecanismos desencadeante da atividade halocinética e, principalmente, diapírica (*i.e.* com perfuração das camadas subjacentes), a partir do final do Cretácico Superior e na dependência da **formação de Dagorda** (complexo evaporítico do Triásico-Hetangiano que, nas áreas mais profundas da Bacia pode atingir os 1000-1500 m de espessura)<sup>53</sup>. Estes mesmos autores, no entanto, não excluem a possibilidade de pequenos movimentos halocinéticos no Jurássico Inferior. Durante a inversão cenozoica a maioria das estruturas diapíricas já existentes terão sido reativadas, favorecendo a acentuação da atividade extrusiva das unidades evaporíticas. O modelo invocado para explicar a ocorrência sistemática de domos sobre os topos das falhas normais do soco, assim como em zonas internas dos grandes *grabens* a que corresponde sempre um alto estrutural do soco (*horst*), prevê a adaptação dúctil da cobertura sedimentar à deformação frágil do soco através da acomodação da transição entre os dois estilos tectónicos já evidenciados – *thick e thin-skinned* (*in* KULLBERG *et al.*, 2013).

A composição lítica das fontes de alimentação condiciona o tipo de fornecimento sedimentar e, por sua vez, os fatores exógenos como o clima e o regime de transporte ditam a natureza e composição deste material<sup>54</sup>. A posição do nível eustático e o balanço entre espaço disponível/material carregado influenciam principalmente a geometria dos corpos sedimentares. Com base em variações de fácies e espessura das unidades litostratigráficas do Jurássico

---

<sup>53</sup> Outros autores defendem a existência de halocinese (*i.e.* movimentação de sal), e por vezes mesmo de diapirismo, na **Bacia Lusitânica**, durante o Jurássico Superior em que o mecanismo desencadeante é a distensão (WILSON *et al.*, 1989; ALVES *et al.*, 2003; CARVALHO *et al.*, 2005; entre outros).

<sup>54</sup> A deposição no Mesozoico teve como vetores fundamentais uma maior abertura às influências marinhas para oeste e para sul, ao contrário do enchimento detrítico que inclui uma componente de alimentação axial N-S e uma componente transversal mais intensa de leste.

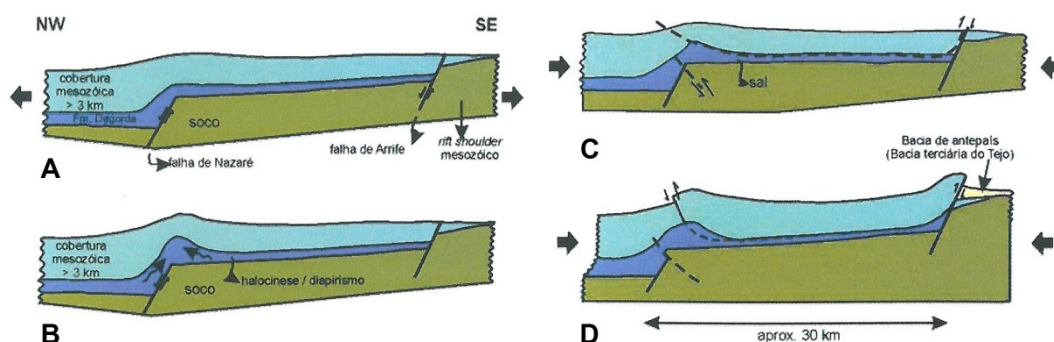


Inferior (em afloramento), a bacia foi dividida em três setores principais (ROCHA & SOARES, 1984), limitados pelas estruturas tectónicas anteriormente referidas (Fig. 12):

- (a) **Setor setentrional** - limitado a sul pela Falha de Nazaré, com uma sedimentação relevante durante o Jurássico Inferior-Médio até ao Cretácico Superior. Relativamente ao Sector central, apresenta valores de estiramento crustal mais elevados e uma maior espessura das unidades jurássicas com fácies mais profundas. Os sistemas de fraturas principais Coimbra, Choinhas, Sicó, Arunca-Montemor, Monte Real e Mamarrosa-Palhaça, juntamente com os acidentes diapíricos, identificam corredores estruturais importantes que influenciam de maneira decisiva a evolução paleogeográfica deste setor;
- (b) **Setor central** – entre a Falha de Nazaré a norte e as Falhas de Torres Vedras-Montejunto e Arrife a sul, com um Jurássico Médio relativamente espesso e bem exposto, correspondendo essencialmente ao atual Maciço Calcário Estremenho (até Torres Vedras). Apresenta um magmatismo, e consequentemente diapirismo, importante durante o Cretácico Inferior. Outros autores identificam como limite meridional o conjunto dos sistemas de falhas do Estuário do Tejo-Vale Inferior do Tejo por serem as falhas, entre a da Nazaré e do Arrife, mais reativadas durante a compressão cenozoica (*in* KULLBERG *et al.*, 2013). Trata-se, portanto, das descontinuidades mais importantes a nível da crosta;
- (c) **Setor meridional** – com uma sedimentação do Jurássico Superior-Cretácico Inferior importante, fica confinado a Península de Setúbal e limitado a sul pela Falha da Arrábida.

A chamada **Falha de Nazaré**, segundo alguns autores, corresponde ao prolongamento no soco aflorante do Maciço Hespérico da falha do limite norte da Serra da Lousã (**Cavalgamento de Lousã-Seia**) (KULLBERG *et al.*, 2013). De acordo com CABRAL (1995), também neste trabalho se considera que “[...] a Falha Seia-Lousã se encontra interrompida a oeste pelas estruturas que definiram o bordo oriental da **Bacia Lusitânica** durante o episódio de abertura do Atlântico Norte, não se ligando, poi, ao acidente tectónico Nazaré-Leiria-Pombal, embora o alinhamento aproximado das estruturas da Lousã e Nazaré-Pombal sugira que eles se relacionam em profundidade”. Na parte imersa, esta falha dá expressão morfológica ao chamado **Canhão da Nazaré** (VANNEY & MOUGENOT, 1990). Este sistema de falhas, juntamente com os outros que materializam as Falhas do Tejo e do Cabo de S. Vicente, corresponde a estruturas profundas, intra-placa, herdadas da orogenia varisca (STAPEL *et al.*, 1996) e que, segundo RIBEIRO (2002), correspondem a falhas transformantes aquando da abertura do Atlântico Norte. Alguns autores apontam, para a **Falha de Nazaré**, uma geometria/dinâmica complexa em que, durante a extensão mesozoica a falha funcionou em regime transtensivo (KULLBERG, 1991), inclinando para NW e recoberta por flexura da cobertura sedimentar. Sucessivamente, durante a compressão cenozoica, passa a ser

cavalcante com vergência para norte e associada a estrutura de tipo *pop-up* (RASMUSSEN *et al.*, 1998; entre outros). O modelo evolutivo atualmente publicado da Falha de Nazaré a considera uma estrutura compósita em que um prisma evaporítico (com a **formação de Dagorda** a funcionar como horizonte de descolamento) acomoda a transferência de uma deformação *thick-skinned* do soco para uma deformação *thin-skinned* da cobertura sedimentar segundo o esquema apresentado na **Fig. 14**.



**Fig. 14** – Interpretação estrutural e evolução da denominada Falha de Nazaré de acordo com um modelo de transição de uma tectónica de tipo *thick* a *thin-skinned* (in KULLBERG *et al.*, 2013). A) Durante a distensão radial E-W Mesozóica, a Falha de Nazaré funciona como falha normal inclinada para norte, proporcionando a acumulação de maior espessura de sedimentos neste último compartimento; B) Subida de evaporitos ao longo da falha formando-se estruturas diapíricas (e.g. a parede de sal em Leiria), após o Cretácico Superior; C) Aquando da inversão tectónica Terciária, a geometria herdada terá favorecido, num nível superior, o desenvolvimento de cavalcamento simétrico (i.e. a Falha de Arrife), descolado no nível evaporítico; D) O encurtamento à superfície terá sido acomodado por descolamento mais profundo, a nível do Soco Varisco.

### 1.2.3.2 Estratigrafia e evolução sequencial

O preenchimento sedimentar da Bacia Lusitânica pode ser subdividido em sequências tectono-estratigráficas que refletem uma evolução paleogeográfica e paleotectónica durante distintas fases de *rifting* (estiramento crustal), rutura continental e passagem a fase de *drifting* (oceanização da Margem Ibérica no Aptiano superior e expansão oceânica). Apesar dos grandes desenvolvimentos dos estudos sobre esta Bacia desde o final do século XIX, ainda não foi definido um modelo único que considere todas as suas características<sup>55</sup>. SOARES *et al.*

<sup>55</sup> A síntese publicada por KULLBERG *et al.* (2013) refere que, deste o início da fragmentação do supercontinente Pangeia, até à formação de crusta oceânica, ocorrem quatro episódios de *rifting* (aceleração da distensão, seguida por relaxamento pós-tectónico), todos incluídos no chamado período *sin-rift*: **1º Episódio de *rifting*** Triásico-Sinemuriano; **2º Episódio de *rifting*** Pliensbachiano-Oxfordiano; **3º Episódio de *rifting*** Kimmeridgiano-Berriasiano inferior; **4º Episódio de *rifting*** Berriasiano superior-aptiano superior. Na síntese da sondagem do ODP 210 (TUCHOLKE & SIBUET, 2007) os autores dividem a evolução da bacia em duas fases onde, a primeira caracteriza-se por um *rift* largo e sem separação continental, a segunda subdivide-se em três episódios distintos. PENA DOS REIS *et al.* (2010/2011) consideram que ocorreram três episódios de *rifting* (Triásico Médio-Superior; Pliensbachiano-Toarciano; Oxfordiano-Kimmeridgiano) e dois episódios de SAG (Hetangiano-Sinemuriano; Aaleniano-Caloviano), seguidos por três episódios de *drifting* (Berriasiano-Barremiano, Aptiano, Albiano-Turoniano) e, finalmente, inversão da Bacia a partir do Turoniano. Nesta última síntese, as bacias de SAG são as que ocupam a área entre uma crista oceânica, incluindo a sua elevação, e o bordo exterior da crusta de transição, ao longo de uma margem continental passiva, com acumulação de grandes quantidades de sedimentos e delimitadas por falhas que se desenvolvem em conjunto ao crescimento da crista oceânica. Devido ao avançado arrefecimento da crusta oceânica envelhecida, nas bacias de SAG a subsidência é geralmente baixa, a menos que seja ativada pela carga sedimentar perto da margem continental.

(1993a) e SOARES & DUARTE (1995) admitem uma evolução da **Bacia Lusitânica** segundo dois ciclos maiores correspondentes ao desenvolvimento de fases megassequenciais: **1º Fase de rifting** = Triásico Médio(?)-Superior a Caloviano superior (= *1<sup>st</sup> unconformity-bounded sequence* segundo WILSON *et al.*, 1989); **2º Fase de rifting** = Oxfordiano médio a Aptiano inferior (= *2<sup>st</sup> e 3<sup>st</sup> unconformity-bounded sequences* segundo WILSON *et al.*, 1989).

Focalizando a nossa atenção essencialmente no **sector setentrional da Bacia Lusitânica**, por se tratar da porção em que se insere a área de estudo desta tese, a **1º Fase de rifting** de SOARES *et al.* (1993a) (= 1º e 2º Episódios de *rifting* de KULLBERG *et al.*, 2013) corresponde a uma evolução tectono-estratigráfica organizada, de acordo com SOARES & DUARTE (1997), em oito **megassequências** (A-H) (**Fig. 15**) (*i.e.* ciclos de fácies transgressivas/regressivas - 2º ordem - *sensu* JACQUIN & DE GRACIANSKY, 1998) que traduzem as tendências verticais na relação paleoambiental das fácies deposicionais, limitadas por **descontinuidades sedimentares** (lacunas ou condensações) à escala regional (D1-D9).

Ao Triásico Médio?-Superior, sob condições climáticas áridas com curtos períodos de precipitações, corresponde uma sedimentação siliciclástica continental de tipo planície aluvial com drenagem para ocidente e com áreas de encharcamento salino localizadas onde as flutuações das películas de água justificavam transformações diagenéticas precoces. Esta sedimentação essencialmente continental faz-se na dependência de depressões subsidentes instaladas sobre um relevo herdado da exumação progressiva da cadeia orogénica varisca (Descontinuidade D1 = Descontinuidade pré-Triásica = Descontinuidade da base do Mesozoico, num intervalo máximo estimado de  $\sim 60 \pm 10$  Ma) (SOARES *et al.*, 1993a).

Em termos litostratigráfico, a estas condições de continentalidade correspondem as unidades (formações) basais do chamado **Grupo de Silves** (*sensu* SOARES, 2002/2004; SOARES *et al.*, 2007, 2012) (= *Grés de Silves* in CHOFFAT, 1887, 1894, 1903/04; CARVALHO, 1950b; PALAIN, 1976; ROCHA *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; SOARES *et al.*, 1985a; ROCHA *et al.*, 1987; GOMES, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003; entre outros) que, na sua totalidade apresenta idade não mais recente do Carniano, a atingir, no limite superior, o Hetangiano-Sinemuriano inferior (CHOFFAT, 1887, 1903/04; CARVALHO, 1950b; PALAIN, 1976; entre outros), apesar de não poder excluir ainda uma idade mais antiga (Triásico Médio ou Inferior) para os corpos líticos da sua base (ROCHA *et al.* 1990b). Em trabalhos recentes, SOARES *et al.* (2012) reutilizaram o modelo sequencial proposto por PALAIN (1976), na região de Coimbra-Penela, distinguindo, para o **Grupo de Silves** os conglomerados essencialmente arcócos e subarcócos (por vezes compactados por cimentação férrica, de cor vermelho tijolo) e os areno-pelitos e pelitos laminados da **formação de Conraria**, na base (= Termo A = A1 + A2 *in* PALAIN, 1976), truncados por uma superfície de descontinuidade a caráter erosivo (D2a nas **Figs. 15 e 16**) (SOARES *et al.*, 2012) e seguidos pelos conglomerados e arenitos avermelhados da **formação de Penela** (= porção inferior do Termo B1 *in* PALAIN, 1976, até às

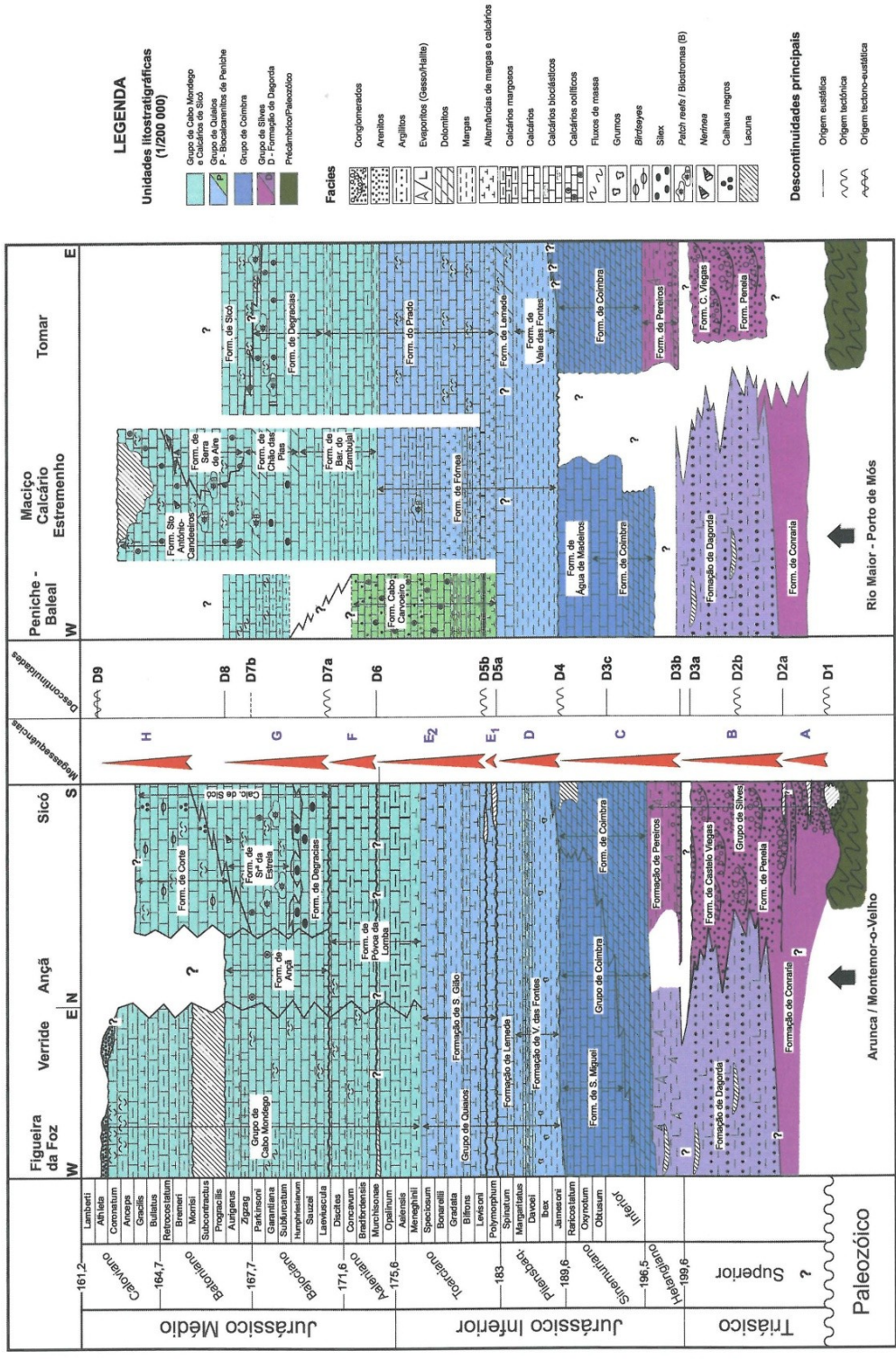
chamadas **camadas de Melhorado** constituídas por arenitos finos, micáceos e pelíticos castanhos e violáceos com irregulares bancadas centimétricas calco-dolomíticas) e da **formação de Castelo Viegas** (= porção superior do Termo B1 *in* PALAIN, 1976). Em acordo com SOARES *et al.* (2012), a passagem entre a **formação de Penela** e a de **Castelo Viegas** faz-se através de uma descontinuidade sedimentar importante a escala regional e com valor cartográfico (D2b nas **Figs. 15 e 16**). No topo da **formação de Castelo Viegas**, um corpo areno-margosos e calco-margosos com fósseis marinhos (= Termo B2 = Camadas greso-carbonatadas com *Isocyprina germani* e *Promathildia turritella* *in* PALAIN, 1976) é delimitado, na base e no topo, por duas descontinuidades sedimentares (D3a e D3b nas **Figs. 15 e 16**). Finalmente seguem-se os arenitos esbranquiçados ou acastanhados, pelitos e dolomitos arenosos e biodetríticos da **formação de Pereiros**, já do Hetangiano (= Termos B2 + C1 + C2 *in* PALAIN, 1976)<sup>56</sup>.

Outros estudos recentes na bordadura oriental da **Bacia Lusitânica**, nos sectores setentrional e central, demonstraram como durante o Triásico Médio?-Jurássico domina um regime tectónico de extensão radial, num contexto regional de subtil extensão E-W, com a ocorrência de duas direções de distensão máxima mutualmente perpendiculares – NE-SW e NW-SE - fortemente influenciadas pelas estruturas ortogonais herdadas da orogenia varisca (falhas aproximadamente NW-SE e NE-SW) (SOTO *et al.*, 2012). Na região de Coimbra-Penela, falhas normais de direção NW-SE, com carácter sin-sedimentar, que afetam exclusivamente a **formação de Conraria** e a **formação de Penela**, indicam uma extensão aproximada NE-SW (N33°E e N55°E na área de Coimbra e Alvaiázere, respetivamente)<sup>57</sup> compatível com um modelo *Riedel* de uma megazona de cisalhamento direita E-W para o conjunto da microplaca ibérica, pelo menos entre o Pérmico Médio e o Triásico Médio. Este regime tectónico proporciona, durante a deposição da **formação de Conraria** e da **formação de Penela**, a ativação/reactivação das falhas NNW-SSE a N-S que localmente identificam o limite oriental da Bacia (**Falha Porto-Tomar**) com consequentes soerguimentos do relevo (a Meseta Ibérica) constituído pelo Soco Varisco (estes eventos tectónicos ficaram registados através das descontinuidades basais de cada formação referida).

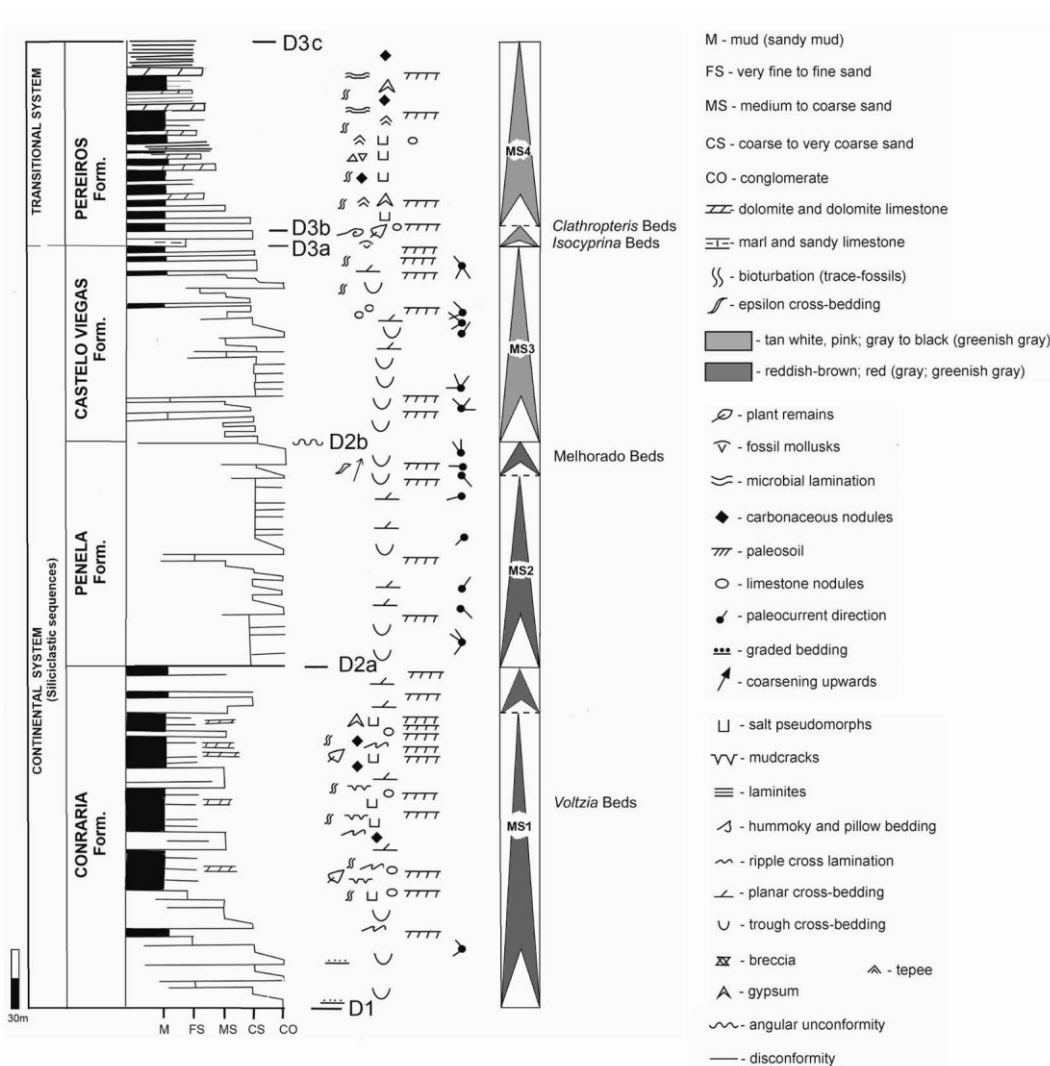
---

<sup>56</sup> A **formação de Pereiros** na base apresenta arcossarenitos grosseiros a muito grosseiros, submaturos a imaturos, esbranquiçados ou acastanhados, com estruturas oblíquas planares ou em ventre e raros fósseis de *Clathropteris meniscoides* Brong (CHOFFAT, 1894; CARVALHO, 1950b). Em descontinuidade sucedem arcossarenitos e arenopelitos cinzentos ou acastanhados laminados e/ou maciços, bioturbados, com marcas cúbicas de sal. No topo da unidade há dolomitos arenosos e pelitos. Em particular, na região de Coimbra-Penela evidenciam-se interstratificações de dolomitos arenosos e biodetríticos (*packstones* a *grainstones*) e brechas de crostas dolomíticas a fina laminação algal. Em KULLBERG *et al.* (2013) refere-se que “[...] Em Avelar, os corpos dolomíticos brechóides, lenticulares, associam-se a estruturas denunciadoras de variações de energia (*tempestitos*)”. Na região de Coimbra-Penela, a **formação de Pereiros** termina por um corpo de camadas calco-margosas esbranquiçadas e/ou acinzentadas (1,5 a 2 m de espessura total) com fina laminação paralela. Mais a sul, em Avelar, no topo da **formação de Pereiros** desenvolvem-se bancadas de grés dolomítico amarelado e micáceo, interstratificadas com dolomitos mais ou menos impuros e fossilíferos: *Modiolus hillanus* Sow., *Isocyprina* (*Eotrapezium*) aff. *germani* (Dunk.), *Promathildia* (*Teretina*) *turritella*, *Protocardia choffati* Boe. e *Plicatula meridionalis* (Boe) (FISHER & PALAIN, 1971), e novos corpos pelíticos violáceos e acastanhados a que se sucede a **formação de Coimbra**.

<sup>57</sup> A extensão NW-SE foi detetada através da suscetibilidade magnética das rochas a indicar que, apesar de existir, durante o Triásico Médio-Hetangiano, foi incapaz de formar novas falhas com direção NE-SW, pelo menos no bordo oriental da **Bacia Lusitânica** (SOTO *et al.*, 2012).



**Fig. 15** - Quadro das unidades litostratigráficas e respetivas megassequências (A-H) delimitadas por descontinuidades sedimentares (D1-D9), dos sectores setentrional e central da **Bacia Lusitânica**, no intervalo Triássico-Jurássico Médio (Caloviano superior) (de acordo com SOARES *et al.*, 1993a, 2007, 2012; SOARES & DUARTE, 1997; DUARTE e SOARES, 2002; AZERÉDO *et al.*, 2003; AZERÉDO, 2007) (in KULLBERG *et al.*, 2013).



**Fig. 16** – Organização litostratigráfica e megassequencial do **Grupo de Silves** na região Coimbra-Penela-Alvaiázere (in SOARES *et al.*, 2012). D1-D3c = Principais descontinuidades sedimentares; D2b corresponde a uma descontinuidade angular com expressão cartográfica; MS1-MS4 = Megassequências positivas.

O limite estrutural oriental da Bacia é assim geometricamente definido por um conjunto de *grabens* e *semi-grabens* oblíquos<sup>58</sup>, subsidentes, que favorecem episódicas invasões marinhas, e/ou acumulação superficial das águas provenientes dos maciços envolventes (não estirados). A descontinuidade D2b (Figs. 15 e 16), de caráter regional e erosivo, entre a **formação de Penela** e a **formação de Castelo Viegas**, marca a completa reorganização das áreas bacinais. Sob condições climáticas quentes e áridas a relativamente húmidas, a este novo período corresponde, nas áreas mais proximais, uma sedimentação de sistemas fluviais entrançados, divagantes e anastomosados (**formação de Castelo Viegas**) que, lateralmente, e para ocidente, passam a uma sedimentação com caráter mais evaporítico com sistemas

<sup>58</sup> As falhas que delimitam os *horsts* e *grabens* apresentam direção principal NW-SE, não coincidente com aquela do postulado limite oriental da Bacia nesta altura – i.e. NNW-SSE a N-S da Falha Porto-Tomar (SOTO *et al.*, 2012). SOARES *et al.* (2012) admitem que pelo menos durante parte do Triásico, este contexto estrutural corresponde a uma falha principal crustal de desligamento esquerda que limita uma serie de sub-bacias de tipo *pull-apart* no interior da **Bacia Lusitânica**.

salinos retrogradantes para leste (**formação de Dagorda**) (= Margas de Dagorda *in* CHOFFAT, 1882, 1883/1884; MOUTERDE *et al.*, 1972; SOARES *et al.*, 1993a)<sup>59</sup> em correspondência de depressões tectónicas subsidentes a funcionar como bacias endorreicas. O limite lateral entre a **formação de Castelo Viegas** e a **formação de Dagorda** é diacrónico (*in* KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a).

Com o aumento da subsidência e do alargamento da bacia, especialmente a partir do Hetangiano, como possível resposta a uma aceleração da distensão e a individualização de importantes depressões tectónicas, aumenta a influência de invasões marinhas periódicas e, conseqüentemente, o carácter evaporítico da sedimentação acentua-se<sup>60</sup>. Estas condições, juntamente com as mesmas características climáticas vigentes desde o Triásico Médio-Superior, proporcionam uma sedimentação em ambientes de transição intermareal, mistos carbonatado-siliciclástico com a instalação diferenciada de uma planície de encharcamentos temporários (*sabkha*) (parte superior da **formação de Dagorda**, a ocidente, e **formação de Pereiros**, a oriente). O campo de tensão distensivo radial proporciona importantes deslocamentos verticais de blocos crustais, favorecendo assim o desenvolvimento de espessuras anómalas dos sedimentos que compõem a **formação de Dagorda** e o **Grupo de Silves**.

Entre o Sinemuriano e a base do Pliensbaquiano a **Bacia Lusitânica** é submetida a profundas alterações geométricas e cinemáticas passando a estruturar-se em semi-*grabens* basculados para oeste e limitados pelo relevo da Berlenga a ocidente, com a espessura dos sedimentos a diminuir para leste onde o limite sedimentar da bacia se localizava a ~10 km para além do atual. A este período corresponde a deposição das unidades calco-dolomíticas do chamado **Grupo de Coimbra** (*sensu* SOARES 2002/2004; SOARES *et al.*, 2007; KULLBERG *et al.*, 2013) que, na margem ocidental da Bacia (no domínio proximal), se subdivide na **formação de Coimbra**, na base, e a **formação de S. Miguel** no topo, separadas por uma descontinuidade (D3c) (**Fig. 15**) que localmente denota um carácter erosivo (SOARES *et al.*, 1993a; KULLBERG *et al.*, 2013)<sup>61</sup>.

A tendência transgressiva durante o Sinemuriano proporciona a instalação de uma sedimentação de ambientes de planície de maré semiáridos e evaporíticos (dolomíticos) com muita baixa energia a oriente (**formação de Coimbra**) (Sinemuriano inferior-base do superior)

---

<sup>59</sup> A **formação de Dagorda** corresponde essencialmente a arenitos e margas gipsíferas e salíferas que geralmente afloram em extensão e espessura apreciável nos vales tifónicos ocidentais (ZBYSZEWSKI, 1959). Alguns autores apontam para uma equivalência estratigráfica entre as Formações de Dagora e de Pereiros (CHOFFAT, 1882, 1883/1884, 1894, 1903/04; MOUTERDE *et al.*, 1972; TEIXEIRA *et al.*, 1979; entre outros); outros consideram ser equivalente lateral de grande parte das unidades do **Grupo de Silves** do Triásico-Hetangiano (ZBYSZEWSKI, 1959; PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1993a, 2012; GOMES, 1996; KULLBERG *et al.*, 2013).

<sup>60</sup> O primeiro destes episódios relevantes de influência marinha corresponde ao Termo B2 do **Grupo de Silves** (*in* PALAIN, 1976) em que a descontinuidade da sua base (D3a) traduz um rápido evento de inundação.

<sup>61</sup> O **Grupo de Coimbra** será tratado com maior detalhe no prosseguir do trabalho, por se tratar do corpo lítico investigado.

e localmente mais aberto a influência marinha e com episódios pontuais de mais alta energia (tempestade/inundação) a ocidente (AZERÊDO *et al.*, 2010; DUARTE *et al.*, 2008; entre outros)<sup>62</sup>. Lateralmente, e para o topo, passa-se à definição de uma rampa homoclinal carbonatada inclinada genericamente para ocidente no Sinemuriano superior (**formação de S. Miguel** a oriente, que identifica um ambiente mais calcário proximal, e a **Formação de Água de Madeiros** a ocidente, de ambiente distal mais profundo) (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE *et al.*, 2008, 2012; entre outros) como consequência do aumento de uma subsidência diferenciada<sup>63</sup>. O Sinemuriano superior é caracterizado também pela ocorrência das primeiras faunas de amonites, essencialmente endémicas, da **Bacia Lusitânica** (e.g. CHOFFAT, 1903/04; MOUTERDE & ROCHA, 1980/1981; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987; DOMMERGUES *et al.*, 2004, 2010; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014)<sup>64</sup>.

Nas porções mais distais da rampa carbonatada (e.g. em S. Pedro de Moel) a sedimentação inclui importantes acumulações de matéria orgânica (*black-shales*), sobretudo na base da **Formação de Água de Madeiros (Membro de Polvoeira)** durante o final do Sinemuriano superior (e.g. DUARTE *et al.*, 2010, 2012; CORREIA *et al.*, 2012; POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013).

O estudo combinado do conteúdo em matéria orgânica e das fácies polínicas no **Membro de Polvoeira** aponta para condições paleoclimáticas quentes/semiáridas a áridas (POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013), com a região de S. Pedro de Moel a funcionar como depocentro da Bacia caracterizada portanto por um ambiente de baixa energia de tipo lacustre/lagunar com uma sedimentação de matéria orgânica principalmente de origem marinha sob condições anóxicas (POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013) (elevadas concentrações de urânio autigénico e valores elevados de carbono orgânico total apontam para uma deposição em ambiente pouco oxigenado – CORREIA *et al.*, 2012, 2013), sendo que o sistema em rampa se aprofundava para NW (DUARTE *et al.*, 2004, 2010)<sup>65</sup>. O registo de bivalves e braquiópodes

---

<sup>62</sup> Estudos recentes sobre as características petrográficas e geoquímicas da matéria orgânica contida em alguns horizontes margosos (Biozona Obtusum) da **formação de Coimbra**, em S. Pedro de Moel, confirmam, mais uma vez, uma deposição em ambiente sedimentar proximal, restrito e estagnado para a parte intermédia da unidade, e mais aberto a influências marinhas para o topo, com preservação de matéria orgânica em ambiente disóxico-anóxico (DUARTE *et al.*, 2012, 2013b; MENDONÇA FILHO *et al.*, 2013; POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013). Este tipo de paleoambiente é confirmado pela associação de ostracodos, apontando-se, localmente, um registo mais salobro (CABRAL *et al.*, 2013).

<sup>63</sup> Na região de S. Pedro de Moel, AZERÊDO *et al.* (2010) evidenciaram a presença de **domos estromatolíticos** de ambiente submareal na base da **formação de Coimbra**, relacionados com um provável ambiente restrito como consequência direta da existência de um alto topográfico nos locais mais distais da rampa carbonatada que pode ter agido como restrição física ao influxo marinho, coadjuvado pela baixa inclinação da rampa. Este bio-evento é interpretado como sendo o registo inicial do incremento do espaço de acomodação sobre a **Bacia Lusitânica** a causa da contínua subida do nível do mar.

<sup>64</sup> Apesar das várias dúvidas que ainda existem relativamente a este endemismo, parece que as mais antigas amonites recolhidas num perfil a norte de S. Pedro de Moel (*Asteroceras* sp. indet.) (Biozona Obtusum) sugerem uma possível afinidade com o domínio NW-Europeu (DOMMERGUES *et al.*, 2010).

<sup>65</sup> Na região de Peniche estes ambientes sedimentares, claramente marinhos, parecem ter sido mais proximais, menos profundos e mais oxigenado do que em S. Pedro de Moel (DUARTE *et al.*, 2010; PAREDES *et al.*, 2013b, 2014; LOUREIRO *et al.*, 2013), com ocasionais fortes episódios locais de influxos de matéria vegetal continental (POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013).

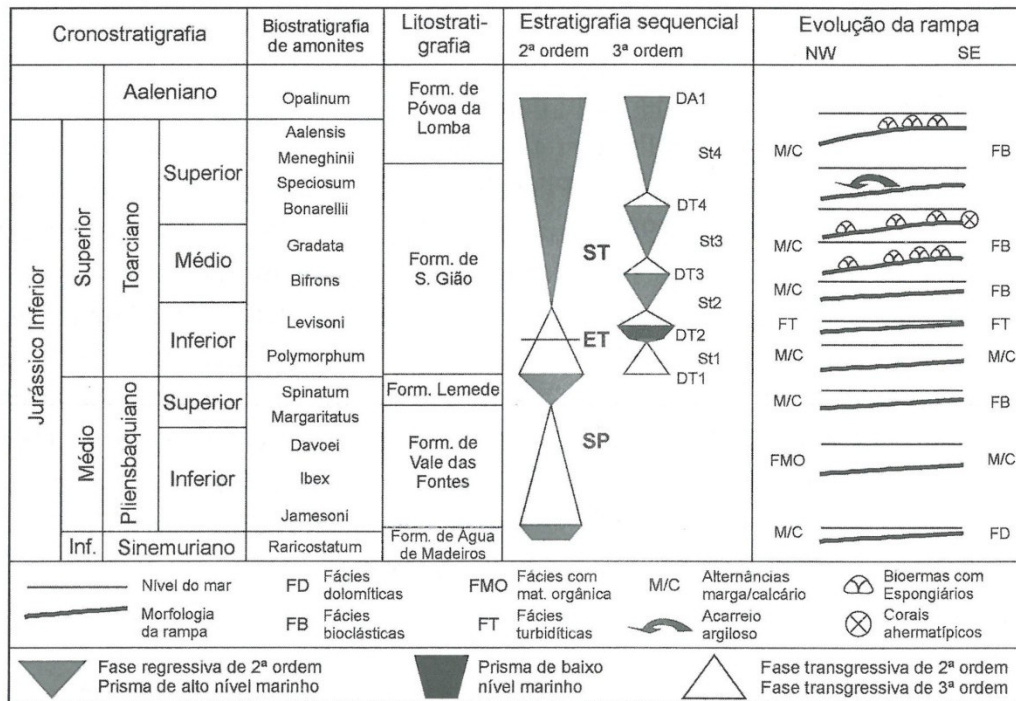


(PAREDES *et al.*, 2013a,b, 2014), assim como de ostracodos (LOUREIRO *et al.*, 2013), observado na transição entre as Biozonas Oxynotum e Raricostatum, na região de S. Pedro de Moel, apontam para um ambiente marinho relativamente mais profundo do anterior, e/ou um défice de oxigénio, em condições pelo menos disóxicas, para este período. A leve diminuição do conteúdo em matéria orgânica, assim como o aumento da componente carbonatada na parte superior do **Membro de Polvoeira**, apontam para o fim da fase transgressiva sinemuriana, com a superfície de máxima inundação (*maximum flooding surface*) correspondente a parte média da Zona de Raricostatum (DUARTE *et al.*, 2010), e o início de uma breve fase progradante (regressão) que perdura até a base do Pliensbaquiano, com águas agora novamente mais oxigenadas (DUARTE *et al.*, 2010; BOUSSAHA *et al.*, 2014).

No intervalo Pliensbaquiano-Oxfordiano (= 2º Episódio de *rifting* de KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a,b), o levantamento estrutural do *horst* da Berlenga proporciona a diferenciação entre um domínio interno e um externo (ou intra-bacinal estirado e extra-bacinal não estirado) e o aumento progressivo da subsidência em relação as movimentações das falhas meridianas. A **Bacia Lusitânica** torna-se uma bacia interna desenvolvida sob mar epicontinental com distensão atenuada. É também a partir deste intervalo temporal que se podem reconhecer os três sectores distintos da Bacia de ROCHA & SOARES (1984) (setentrional, central e meridional) como consequência das movimentações das estruturas com orientação ENE-WSW a E-W que produzem subsidência diferencial e, logo, diferentes espaços disponíveis para a acumulação sedimentar. O vetor distensivo principal é aproximadamente E-W como possível consequência de um reajuste da Placa Ibérica em relação à cinemática do continente africano (ALVES *et al.*, 2002). A descontinuidade evidenciada na passagem entre o Sinemuriano-Pliensbaquiano (D4 na Fig. 15) (sobretudo evidente na região de S. Pedro de Moel) aponta para o início de uma nova fase transgressiva à escala da Bacia com a superfície de máxima inundação correspondente à Biozona de Margaritatus (DUARTE, 2007; DUARTE *et al.*, 2010; SILVA *et al.*, 2011). Este espessamento da coluna de água é acentuado pela tectónica, com movimentos verticais importantes das falhas com orientação NE-SW a E-W que favorece a estruturação (já iniciada no Sinemuriano superior) da rampa carbonatada de baixo gradiente topográfico - rampa homoclinal *in* DUARTE (1997) - suavemente inclinada para NW e com uma maior deposição de sedimentos neste último quadrante (DUARTE & SOARES, 2002).

Genericamente, com alguma exceção para a região de Peniche, ao Pliensbaquiano e ao Toarciano corresponde uma sedimentação essencialmente hemipelágica com uma alternância margo/calcária de rampa distal muito rica em macrofauna (nectónica e bentónica) e com um registo de amonoides que proporciona um forte controle biostratigráfico (MOUTERDE, 1955; MOUTERDE & ROCHA, 1988; MOUTERDE *et al.*, 1983, 2007; DOMMERGUES, 1987; ROCHA, 2007; HENRIQUES & CANALES, 2013; entre outros), juntamente ao dos ostracodos (N'ZABA-MAKAYA *et al.*, 2003) e dos nanofósseis calcários (PERILLI & DUARTE, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2007; REGGIANI *et al.*, 2010b). Em termos litostratigráficos, entre a base do

Pliensbaquiano e o topo do Toarciano referem-se, na generalidade da Bacia, as **formações de Vale das Fontes, Lemede e S. Gião**, todas formalizadas em DUARTE & SOARES (2002) (Fig. 17).



**Fig. 17** – Organização sequencial no intervalo Pliensbaquiano e Toarciano para o setor setentrional da **Bacia Lusitânica**. SP = Sequência pliensbaquiana; ST = Sequência toarciana; st1 a st4 = Sequências de 3ª ordem; ET = Evento tectónico; DT1-DA1 = Limites sequenciais de 3ª ordem (DUARTE, 2007).

Para a **Formação de Vale das Fontes** admite-se uma idade Pliensbaquiano inferior-base do Pliensbaquiano superior (Biozonas entre Jamesoni a Margaritatus - MOUTERDE, 1967), tratando-se de uma unidade de domínio margoso com a alternância de calcários margosos na base (por vezes apresentando níveis de matéria orgânica), passando a margas calcárias, margas e calcários grumosos (de origem microbiana – DROMART & ELMÍ, 1986; ELMÍ *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ-LÓPEZ *et al.*, 2000) com intercalações de margas laminadas localmente ricas em matéria orgânica e, para o topo, corpos essencialmente margosos com elevada percentagem de matéria orgânica (no setor mais distal - Peniche/S. Pedro de Moel) (OLIVEIRA *et al.*, 2006; DUARTE *et al.*, 2010; SILVA *et al.*, 2011). Em termos do modelo deposicional, num contexto geral de subida do nível do mar, durante a transição Pliensbaquiano inferior e superior a Bacia caracteriza-se por uma coluna de água estratificada (circulação restrita com défice de oxigénio, podendo chegar mesmo a anóxico no sentido lateral, em direção à região de S. Pedro de Moel) (MENDONÇA FILHO *et al.*, 2013; CORREIA *et al.*, 2012, 2013) que favorece a sedimentação e a preservação de matéria orgânica (*black-shales*) (DUARTE *et al.*, 2010, 2013a,b; SILVA *et al.*, 2011, 2012, 2013a). De acordo com os

resultados obtidos da análise dos nanofósseis calcários, na **Formação de Vale das Fontes** inferem-se ambientes mais eutróficos (com acarreios fluviais de nutrientes e de material siliciclástico), nas zonas mais proximais (Tomar) e uma elevada profundidade da coluna de água com uma maior penetração da luz (*i.e.* uma zona fótica relativamente mais ampla), nos ambientes mais distais (Peniche) (REGGIANI *et al.*, 2010b). A este período corresponde também uma mistura de organismos com afinidade ao NW-Europeu (Boreal) e ao Oceano *Neotethys* (MOUTERDE & RUGET, 1975; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987; REGGIANI *et al.*, 2010a).

Entre o Pliensbaquiano terminal e a base do Toarciano inferior começa uma nova tendência regressiva com pronunciado arrefecimento da água do mar (SUAN *et al.*, 2010) que coincide com uma sedimentação mais carbonatada (essencialmente calcários micríticos e bioclásticos na região de Tomar-Alvaiázere, e fácies mais margosas no domínio distal), rica em macrofauna nectónica (belemnites e amonites) e bentónica (braquiópodes e bivalves), em áreas de baixa profundidade (**Formação de Lemedo**) (DUARTE & SOARES, 2002).

Num contexto geral de curva eustática tendencialmente ascendente, com possíveis ambientes sedimentares profundos, de acordo com a fauna de braquiópodes encontrada na região de Rabaçal-Condeixa (COMAS-RENGIFO *et al.* 2013b), a definir uma fase transgressiva no Toarciano inferior (parte inferior da **Formação de S. Gião**, essencialmente margosa) (*in* AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE *et al.*, 2007) (**Fig. 17**)<sup>66</sup>, a partir do final do Toarciano inferior (**Formação de S. Gião** a leste e **Formação de Cabo Carvoeiro** a oeste) (DUARTE & SOARES, 2002) define-se uma tendência regressiva que se acentua no Aaleniano (parte inferior da **formação de Póvoa da Lomba**) (AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE, 2007) inclui bioconstruções de espongiários siliciosos no setor oriental da bacia (DUARTE & SOARES, 1993; DUARTE, 1997; DUARTE *et al.*, 2001; REOLID & DUARTE, 2014).

Apesar da sedimentação do Toarciano estar confinada quase exclusivamente a um ambiente de rampa distal, em Tomar e Peniche variações na topografia do fundo marinho proporcionam uma sedimentação de rampa proximal e de cone submarino, **Formação do Prado** e **Formação de Cabo Carvoeiro** respetivamente (DUARTE & SOARES, 2002), com forte influxo de material detrítico continental (siliciclástico e calciclástico - depósitos oolíticos e peloidais remobilizados, assim como matéria orgânica vegetal) (*e.g.* WRIGHT & WILSON, 1984; DUARTE, 1997; HESSELBO *et al.*, 2007; SUAN *et al.*, 2008) a invadir a plataforma carbonatada (através de mecanismos turbidíticos) e provenientes deste ocidente, a confirmar uma paleogeografia controlada pelo soerguimento do *horst* da Berlenga (WRIGHT & WILSON, 1984; GUÉRY *et al.*, 1986; DUARTE, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003; entre outros).

---

<sup>66</sup> Ao Toarciano inferior corresponde um evento global de perturbação ambiental e do ciclo do carbono (**Early Toarcian Oceanic Anoxic Event, T-OAE**) (a ~183 Ma) que afeta profundamente o biota marinho e a produção de carbonatos (*e.g.* HESSELBO *et al.*, 2007; SUAN *et al.*, 2008, 2010).

Numa faixa meridiana correspondente atualmente ao alinhamento Choisinha-Castelo do Rabaçal-Juromelo-Cruzeiro, no setor setentrional da **Bacia Lusitânica**, KULLBERG (*in* SOARES *et al.* 2007) admite uma tectónica extensional com descolamento pelicular (*thin-skinned*) (KULLBERG, 1991; MOUTERDE *et al.*, 1998) evidenciada por um corredor estrutural limitados por falhas N-S (ROSSET *et al.*, 1971) de tipo lístrico a que se associam dobras do tipo *roll-over* confinadas às unidades do Toarciano. Segundo o autor, a idade desta tectónica extensional, com provável descolamento nos níveis evaporíticos das unidades subjacentes, fica restringida ao Toarciano, com a possibilidade de estar ligada a atividade tectónica posterior e sin-sedimentar do Jurássico Médio.

No Jurássico Médio configura-se uma fase geral prográdante com o máximo regressivo (pedogénese, fácies pericontinentais) no topo do Bajociano superior/base do Bathoniano e correspondente a uma possível descontinuidade sedimentar bacinal (AZERÊDO *et al.*, 2009). Esta fase, já iniciada com a deposição da **formação de Póvoa da Lomba** (final do Toarciano superior, ELMI *et al.*, 2007), caracteriza-se por uma sedimentação essencialmente calcária que, na área de Condeixa-a-Nova e do Maciço de Sicó-Alvaiázere foi essencialmente de meio marinho interno a intermédio de pequena profundidade (ilhas-barreiras) (**formação de Degracias + formação de Senhora da Estrela**) (SOARES *et al.*, 2007) num ambiente de rampa carbonatada, quase sempre homoclinal, com inclinação muito suave para NW, onde predominam fácies mais externas no Cabo Mondego (**formação de Cabo Mondego**), e um registo contínuo de associações de amonoides (PAVIA & ENAY, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003; entre outros).

Nas áreas internas setentrionais da Bacia, ao Jurássico Médio corresponde um sistema deposicional caracterizado por um regime micromareal sob clima sub-húmido (MARTINS, 2008). Em particular, ao Bajociano inferior associam-se momentos de instabilidade tectónica (provável aceleração da distensão) comprovados pelos escorregamentos gravíticos (superficiais) sin-sedimentares (*slump*) (KULLBERG *in* SOARES *et al.*, 2007; SOARES 2007/2008; KULLBERG *et al.*, 2013) ligados à formação de gradientes morfológicos (aumento localizado de declive devido a movimentações tectónicas de estruturas submeridianas – *e.g.* a de **Arunca-Montemor-Palhaça**), para oeste (azimutes 200°-300°) evidenciados no Maciço de Sicó nas **formações de Degracias** e de **S.<sup>a</sup> da Estrela** (em Casmilo/S.<sup>a</sup> da Estrela/Degracias/Furadouro)<sup>67</sup> e em Alvaiázere com uma taxa de subsidência da Bacia em zonas mais centrais que supera a taxa de sedimentação (*starved basin*) e consequente aumento do espaço disponível; e pelos outros com direção de movimento para leste (azimutes 70°-110°) na região de Avelar/Penela (em Ateanha/Juromelo/Monte de Vez) pelo basculamento de blocos soerguidos. No limite Bathoniano inferior-Bathoniano médio, sobretudo a ocidente

---

<sup>67</sup> Uma das expressões superficiais destas falhas parece ser a **Falha de Furadouro-Cernache** que apresenta um estilo tectónico misto *thin* e *thick-skinned* (trata-se portanto de uma falha profunda).

(Cabo Mondego) é visível uma variação sedimentológica significativa com importantes superfícies de *hardgrounds*, e condensação a oriente (Descontinuidade D8 na Fig. 15).

Ao intervalo Caloviano superior-Oxfordiano médio corresponde uma cicatrização (Descontinuidade D9 na Fig. 15) a escala da bacia (WILSON, 1989; SOARES *et al.*, 1993a; entre outros) que, nos principais maciços carbonatados se materializa através de uma intensa fase erosiva com importante carsificação e laterização, sob condições climáticas quentes e húmidas, de tipo tropical (e.g. CUNHA, 1990b; SOARES, 1998/2001). O hiato contido nesta descontinuidade D9 exprime-se de formas distintas no âmbito da **Bacia Lusitânica**, assim como das outras bacias sedimentares peri-atlânticas (AZEREDO *et al.*, 1998, 2002; LEINFELDER & WILSON, 1998; KULLBERG *et al.*, 2013): (a) discordância angular; (b) desconformidade com ravinamento e/ou carsificação; (c) superfície de transição brusca de fácies em paraconformidade. Esta descontinuidade é claramente condicionado pela tectónica com interferências eustáticas interbaciais<sup>68</sup>. Neste intervalo verificam-se episódios precoces de inversão tectónica, particularmente evidentes na Bacia do Algarve (TERRINHA *et al.*, 2002), e o soergimento progressivo de toda a Ibéria, provavelmente desde o Caloviano médio, com completa, ou quase, emersão até o Oxfordiano medio (KULLBERG *et al.*, 2013).

No Oxfordiano médio-Berriasiano inferior, correspondente a parte da **2ª fase de rifting** de SOARES *et al.* (1993a) (= 2<sup>st</sup> *unconformity-bounded sequence* segundo WILSON *et al.*, 1989 = 3º Episódio de *rifting* de KULLBERG *et al.*, 2013), uma forte aceleração da distensão proporciona uma profunda e rápida transformação da **Bacia Lusitânica**. A sedimentação torna-se muito diversificada com grande variações laterais de facies e de espessuras ligadas a compartimentações tectónicas de sub-bacias (no sector central – ver Fig. 12) e de variações eustáticas de curto-termo, que permitem o desenvolvimento de descontinuidades sedimentares locais ou regionais de pequena escala. As estruturas tectónicas do bordo ocidental vão ser fortemente reativadas através de um vetor regional distensivo principal E-W<sup>69</sup> e que define uma morfologia da bacia correspondente a um *graben* central com semi-*grabens* periféricos basculados, antitéticos. Além disso, no bordo oriental a reativação das estruturas que limitam a bacia (Falha Porto-Tomar, Falha dos Arrifes, etc.) permitem o soergimento e exposição do Soco Varisco (estilo tectónico de tipo *thick-skinned*) uma vez que se forma um *rift-shoulder*.

Nas áreas centrais da bacia continuam a desenvolver-se *forced folds* na cobertura mesozoica e almofadas de sal acompanhadas por pequenos relevos estruturais do soco subjacente, ligadas a uma tectónica de tipo *thin-skinned*. A esta instabilidade tectónica

---

<sup>68</sup> AZERÊDO *et al.* (2002) sugerem uma regressão forçada complexa com pequenas flutuações relativas do nível do mar que precede a formação desta descontinuidade bacinal na passagem Jurássico Médio/Jurássico Superior, resultando em bruscas variações litológicas.

<sup>69</sup> Apesar desta extensão regional E-W, BASILE (2000) aponta, em sítios diferentes, também para um vetor distensivo de direção N-S a NNE-SSW. SOTO *et al.*, (2012) apontam para uma direção de extensão máxima NE-SW durante o Jurássico Superior no bordo oriental da **Bacia Lusitânica**, com uma fraturação secundária e/ou movimentos gravíticos relacionados ao estiramento regional E-W e a expansão oceânica no Atlântico.

importante correspondem soerguimentos diferenciados das unidades carbonatadas do Jurássico Inferior e Médio, facilitando e diversificando os processos de carsificação (CUNHA & SOARES, 1987; CUNHA, 1990b); de fato, no Maciço de Sicó-Alvaiázere, assim como no Maciço Calcário Estremenho mais a sul, algumas depressões de natureza cársica que se desenvolvem ao longo da superfície erosiva D9 parecem ser preenchidas por margas gresosas e argilitos vermelhos dum provável Oxfordiano e/ou Kimmeridgiano (CUNHA & SOARES, 1987), com a superfície do Jurássico Médio a apresentar indícios de lateritização (ZBYSZEWSKI et al., 1974)<sup>70</sup>. Ao Oxfordiano médio corresponde um acarreo de materiais siliciclásticos de ambas as bordas (ocidental e oriental, com os sedimentos provenientes do *horst* da Berlenga somente a sul do paralelo de Torres Vedras) e com deposição em sistemas de leques deltaicos submarinos em domínio de plataforma mista carbonatada-siliciclástica com as áreas mais centrais da Bacia ainda com águas relativamente profundas pela elevada taxa da subsidência (WILSON et al., 1989; PINHEIRO et al. 1996). Até ao final do Jurássico Superior a tendência é de colmatação progressiva da Bacia com a instalação de sistemas fluviais subcontinentais no sector central a indicar que a mesma se reduziu a um golfo aberto para sul e sem comunicação para norte, com esporádicos influxos de oeste. A sedimentação generalizada areno-conglomerática continental colmata a Bacia, com a única área imersa correspondente a região de Sintra-Cascais (REY, 1999).

Durante a maioria do Cretácico Inferior (no intervalo Berriasiano superior-Aptiano superior) (= 4º Episódio de *rifting* de KULLBERG et al., 2013) no sector setentrional da **Bacia Lusitânica**, verifica-se uma intensa fase erosiva acompanhada de magmatismo a funcionar como mecanismo desencadeante do diapirismo (a ~135 Ma)<sup>71</sup>, com possível carsificação acentuada das rochas carbonatadas jurássicas expostas (e.g. CUNHA, 1990b; SOARES, 1998/2001). Esta fase erosiva liga-se à rutura de litosfera continental no Setor do Tejo, antes, e do Setor Ibérico, depois, bem como ao início da definição de um fundo oceânico no Setor de Galiza, com conseqüente atividade tectónica importante e progressiva exumação do Maciço Hespérico a leste. A descontinuidade erosiva que marca esta rutura continental (*breakup unconformity*) (WILSON et al., 1989; DINIS & TRINCÃO, 1995; PINHEIRO et al., 1996; RASMUSSEN et al., 1998; KULLBERG et al., 2013), no Aptiano superior (a ~112 Ma) é recoberta por depósitos essencialmente fluviais areno-conglomeráticos (a denominada **Formação de Figueira da Foz**, para o setor setentrional da Bacia) (DINIS, 2001; REY et al., 2006; DINIS et al., 2008) (= Grés grosseiro inferior in SOARES, 1966 = Arenitos de Carrascal in ROCHA et al., 1981) que se sobrepõem às unidades Jurássicas inclinadas (por vezes mesmo

---

<sup>70</sup> LEINFELDER (1987) refere, para a região de Ota, a presença de calhaus negros que ocorrem por cima desta descontinuidade e interpretados como sendo o resultado de uma ação biogénica (plantas e algas), em condições de exposição subaérea por levantamento de blocos do soco, sobre um sedimento não ainda completamente litificado. Calhaus negros desta natureza aparecem também nas Serras de Sicó, Candeeiros, Cesareda e Arrábida (oriental) (in KULLBERG et al., 2013).

<sup>71</sup> Segundo alguns autores, este magmatismo corresponde a uma acreção astenosférica sob o manto litosférico que pode ter influenciado já neste período a definição do relevo estrutural do **Maciço Calcário Estremenho** que portanto não se deve exclusivamente a inversão miocénica (KULLBERG et al., 2013).

assentando diretamente sobre o **Grupo de Coimbra** da base do Jurássico Inferior, a preencher formas cársicas e a representar uma ausência de mais de 1000 m de sedimentos) (CARVALHO, 1949b, 1955; SOARES *et al.*, 1985a), assim como, mais a oriente, diretamente ao Soco Varisco.

Desde o final do Aptiano até à transição entre o final do Cenomaniano e o início do Turoniano (= sedimentação pós-*rift* em KULLBERG *et al.*, 2013), o manto de alteração individualizado no Maciço Hespérico será removido e acumular-se-á nas principais áreas deprimidas (trata-se de parte da serie detrítica siderolítica do **Grupo de Buçaco** – PENA DOS REIS & CUNHA, 1989 - entendida como uma sedimentação essencialmente siliciclástica em extensos leques aluviais). Entre o Aptiano final ao Cenomaniano médio, com uma drenagem orientada essencialmente para oeste, infere-se uma paleogeografia dominada por canais entrançados de leques aluviais nas áreas mais proximais (**ormação de Lomba do Alveite**) (PENA DOS REIS & CUNHA, 1989) com alimentação a partir das áreas graníticas e de filitos e com os relevos de dureza quartzíticos - *inselbergs* - a fornecer extraclastos de grandes dimensões, como na bordadura oriental da **Bacia da Lousã-Arganil** situada a leste de Arganil e Pedrogão. Lateralmente, e para ocidente, passa-se a sistemas fluviais distais e deltaicos (**Formação de Figueira da Foz**), com uma linha de costa localizada logo a leste de Montemor-o-Velho, Soure e Pombal (DINIS, 2001; REY *et al.*, 2006; DINIS *et al.*, 2008) (Fig. 18). Mais para SW (em Torres Vedras), os sistemas deltaicos encontram um ambiente de plataforma mista carbonatada-siliciclástica, que, por sua vez, passa a plataforma carbonatada na região de Lisboa. Consequência de uma tendência geral transgressiva, ao Cenomaniano corresponde a etapa final de colmatção do enchimento sedimentar da **Bacia Lusitânica** com uma larga plataforma carbonatada a ocupar quase toda a sua largura (REY *et al.*, 2006; DINIS *et al.*, 2008), situada em plena cintura paleobiogeográfica da *Tethys*, em meio favorável à proliferação de biótopos recifais, com rudistas e corais hemipelágicos, sobretudo a sul do paralelo de Leiria (CALLAPEZ, 2004; REY *et al.*, 2006; CALLAPEZ *et al.*, 2010; entre outros). Na parte média do Cenomaniano superior atinge-se o máximo transgressivo e a plataforma carbonatada é afetada por movimentações tectónicas ligadas à atividade diapírica e à reativação dos sistemas de falhas Arunca-Montemor, Monte Real, Mamarrosa-Palhaça e Nazaré-Leiria-Pombal. Estas atividades tectónicas e diapíricas levam a uma diferenciação paleogeográfica interna. Reconhece-se a instalação de uma planície litoral (com sedimentação parálica/fluvial distal e palustre) (**Formação de Trouxemil**) (*in* SOARES *et al.*, 2007; entre outros) que lateralmente passa a plataforma carbonatada interna (de fácies mistas carbonatada-siliciclástica), a oeste de Coimbra, e um domínio externo com amonoides centrado na atual área do **Baixo Mondego**<sup>72</sup>,

---

<sup>72</sup> Salienta-se que, neste trabalho, a designação **Baixo Mondego** refere-se, de acordo com ALMEIDA *et al.* (1990) a “[...] parte da bacia hidrográfica do Rio [a correspondente à Orla Meso-Cenozoica], região conduzida pelo Mondego Baixo, onde os elementos da estrutura geológica impõem regras ao desenvolvimento essencialmente esquerdo da rede de drenagem e justificam, em grande parte, o desenvolvimento morfológico, conduzindo o complexo significado do próprio campo”. Trata-se de um espaço complexo e polifacetado que vai das serras e planaltos essencialmente calcários e carsificados (Planalto de Outil/Cantanhede, Anticlinal de Verride, Maciço de Sicó-Alvaiázere) às suaves Colinas Gresosas, passando por **Colinas Dolomíticas** que dão lustro a Alta de Coimbra, até à planície litoral.

com a linha de costa situada à longitude de Coimbra (CALLAPEZ, 2004; SOARES *et al.*, 2007) ou mesmo encostada ao limite atual do Maciço Hespérico (RIBEIRO *et al.*, 1979).

A transição entre o final do Cenomaniano e o início do Turoniano é marcada por um hiato sedimentar e possível carsificação num relevo pouco soerguido (CALLAPEZ, 1998, 2001, 2004; SOARES 1998/2001) (**Fig. 18**) das unidades de plataforma carbonatadas anteriores como provável consequência do incremento do campo de tensão compressivo nos domínios Pirenaico e Bético (PINHEIRO *et al.* 1996). Um abaixamento acentuado do nível do mar iniciado no final do Cenomaniano favorece a incisão dos sedimentos siliciclásticos anteriores com ~100 m de encaixe da rede hidrográfica e nova sedimentação em ambiente de planície aluvial distal a oriente (**Formação de Choisa**) (BARBOSA *et al.*, 1988), que lateralmente passa a uma extensa planície litoral (**Formação de Lousões**) (BARBOSA *et al.*, 1988), durante o Turoniano. A continuada fase regressiva durante o Coniaciano-Santoniano favorece a instalação de um ambiente de planície aluvial generalizado com cursos de água meândricos e dirigidos para os quadrantes ocidentais (**Formação de Picadouro** nas proximidades das cristas quartzíticas do Maciço Hespérico e **Formação de Rebolia-Alencarce** mais a ocidente) (BARBOSA *et al.*, 1988; SOARES & PENA DOS REIS, 1984; CUNHA, 1999). Um espesso silcreto no topo da **Formação de Picadouro** aponta, para o Campaniano inicial, uma fase de estabilidade com prolongados períodos de exposição subaérea dos sedimentos fluviais e forte alteração (clima quente e com forte contraste sazonal), causada provavelmente por um decréscimo da taxa de subsidência (CUNHA *et al.*, 1992; CUNHA & PENA DOS REIS, 1995).

O registo tectono-sedimentar durante o Cretácico final e o Neogénico parece ser muito escasso, como consequência de um importante e duradouro levantamento regional que parece dizer respeito a toda a Europa (JAPSEN & CHALMERS, 2000; CARMINATI *et al.*, 2009). A causa principal, ou a conjugação de causas, deste levantamento generalizado ainda não estão bem esclarecidas, no entanto podem ser reconduzidas ao contexto geodinâmico regional através de quatro processos fundamentais: (1) magmatismo durante o final do Cretácico desencadeado por espessamento crustal ligado a uma corrente astenosférica em soerguimento (*upwelling*) (MATTON & JÈBRAK, 2009); (2) Orogenia Pirenaica; (3) rotação esquerda da Ibéria, eventualmente relacionada com o começo da Orogenia Pirenaica; (4) deriva generalizada para leste da porção de manto astenosférico de baixa densidade localizado na crista oceânica atlântica que, por baixo da litosfera continental europeia, provoca uma recompensação isostática com soerguimento generalizado de ~300-600 m (CARMINATI *et al.*, 2009).



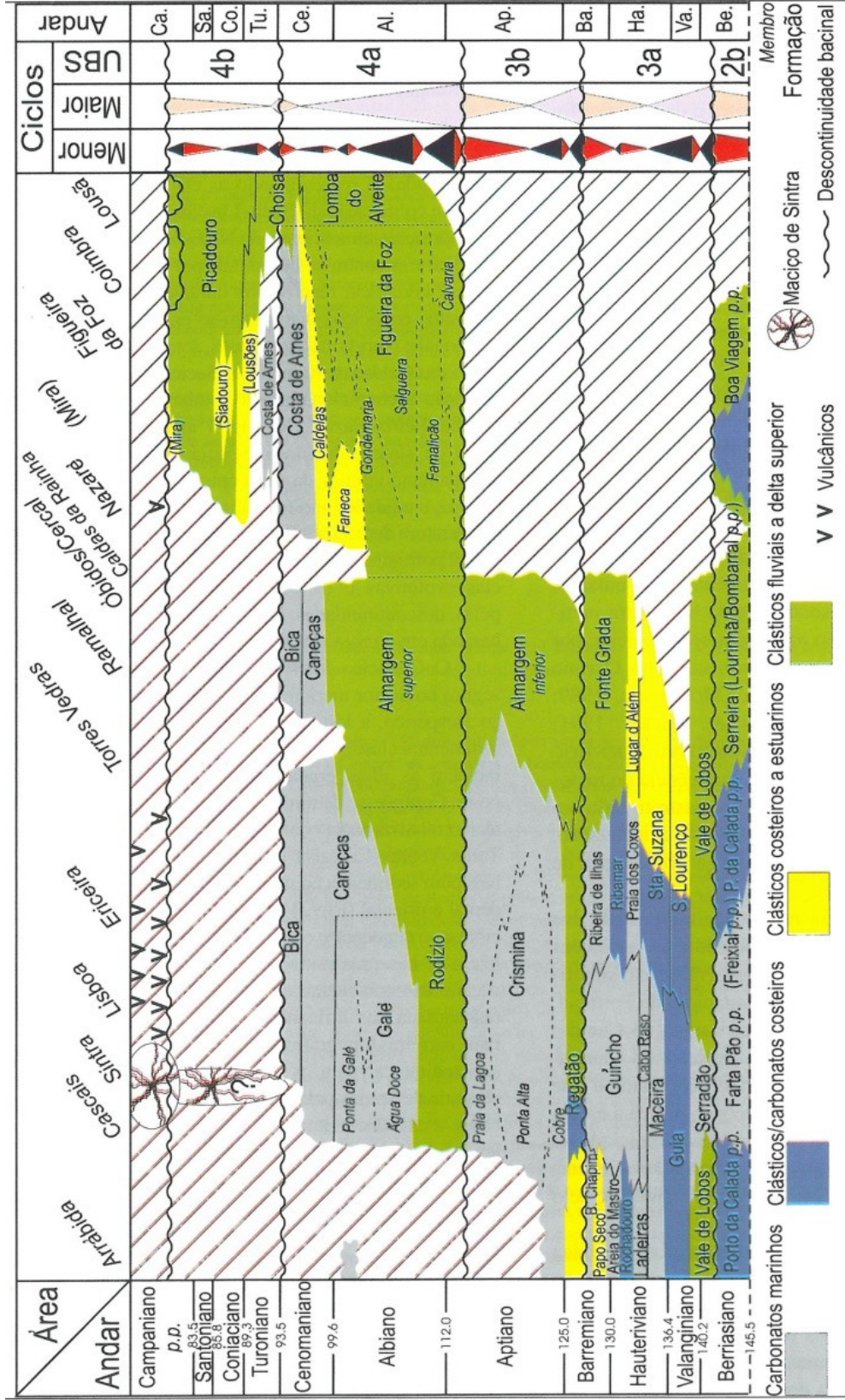


Fig. 18 - Quadro das unidades litostratigráficas cretácicas da margem ocidental Ibérica. Incluídas entre parêntesis as unidades informais. Triângulo azul = fase transgressiva; Triângulo verde = fase regressiva; UBS = *Unconformity bounded sequence*, depois CUNHA & PENA DOS REIS (1995) (in DINIS *et al.*, 2008).

As reconstituições paleogeográfica apontam, para o final do Cretácico, uma superfície de aplanação generalizada com uma altitude média perto do nível do mar (CUNHA & PENA DOS REIS, 1995; DINIS *et al.*, 2008; entre outros), atualmente levantada e dissecada entre os 100-600 m de cota, apesar de SOARES & PENA DOS REIS (1984) indicar a presença, já nesta altura, de pequenos e pouco soerguidos relevos carbonatados (*i.e.* parte do atual Maciço de Sicó-Alvaiázere) sujeitos a intensa erosão mecânica (e possível carsificação...!).

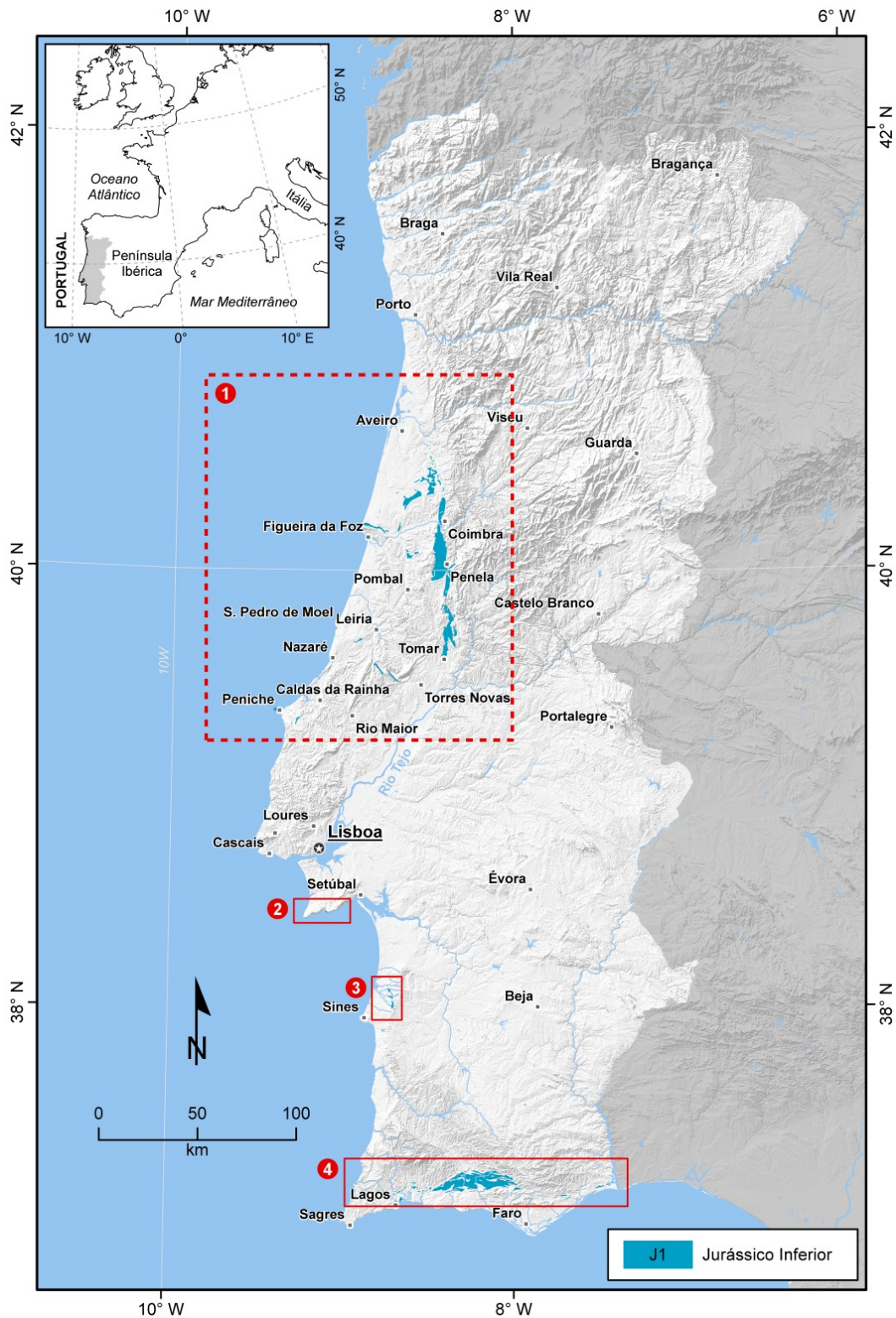
Apesar deste período de relativa estabilidade, algumas estruturas com significado local estão preservadas e mostram uma deformação compatível com a Orogenia Pirenaica ou, em alguns casos, induzida por movimentações halocinéticas ligadas às unidades evaporíticas do Triásico-Hetangiano. No intervalo Campaniano médio a Maastrichtiano as variações cinemáticas ocorridas no limite setentrional da Placa Ibérica correspondem a importantes variações paleogeográficas no interior do continente através de soerguimentos diapíricos ao longo de sistemas de falhas orientados N-S (*e.g.* **Diápiro de Leiria-Monte Real** e reativação de estruturas paralelas como o **Sistema de Falhas Arunca-Monemor-o-Velho**)<sup>73</sup> (TERRINHA *et al.*, 1996), atividade vulcânica entre Nazaré e Lisboa e movimentações verticais nos sistemas de falhas orientados NE-SW (*e.g.* a **Falha de Lousã-Seia**, com componente transpressiva esquerda e levantamento do bloco meridional). A erosão do compartimento levantado a SE da **Falha de Lousã-Seia** proporciona a remoção quase total da sua cobertura sedimentar (o **Grupo de Buçaco**). Instalam-se sistemas fluviais de alta sinuosidade com os canais principais separados por áreas alagadiças (**Formação de Buçaqueiro**, no sopé da falha, e **Formação de Taveiro**, mais a ocidente) (*in* SOARES *et al.*, 2007). A drenagem fazia-se para NW em direção a uma zona litoral com ilhas barreiras lagunares na região de Aveiro (BERNARDES & CORROCHANO, 1987), onde a linha de costa se situava a oeste de Figueira da Foz e em correspondência de Mira. Esta drenagem far-se-ia ao longo de uma depressão limitada a oriente pelo Soco Varisco e a ocidente por um relevo diapírico ativo e deposição peri-diapírica em leques aluviais (PENA DOS REIS & CUNHA, 1989).

### 1.3 CORPO LÍTICO INVESTIGADO E ÁREA DE ESTUDO

O corpo lítico investigado é constituído pelo conjunto de **unidades calco-dolomíticas** da base do Jurássico Inferior da **Bacia Lusitânica**, com os afloramentos mais importantes repartido no território continental português por quatro regiões geográficas distintas (**Fig. 19**).

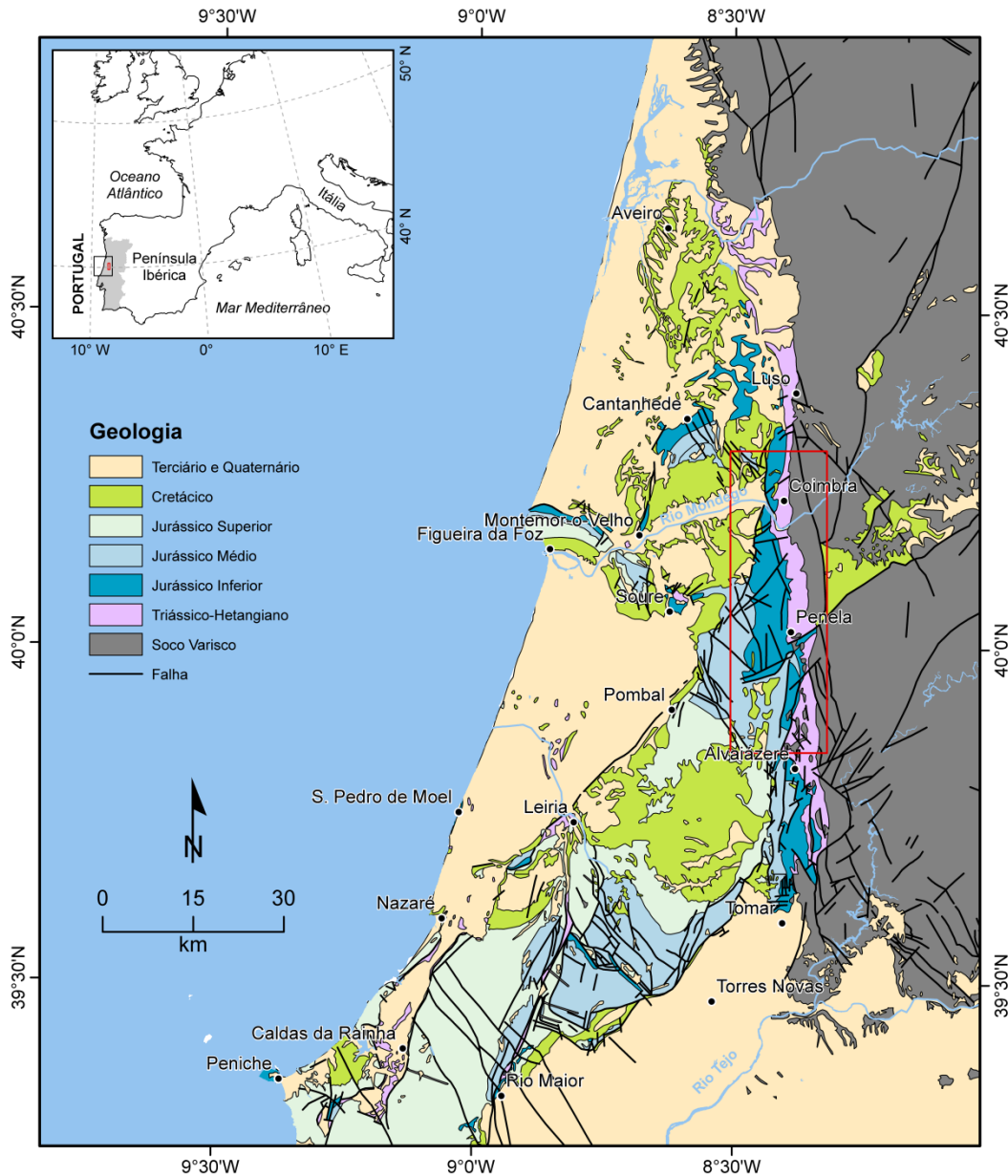
---

<sup>73</sup> PENA DOS REIS *et al.* (1992) referem que nestas áreas diapíricas a halocinese produz descontinuidades angulares, desconformidades e carsificação.



**Fig. 19** – Localização das principais regiões geográficas do Portugal Continental onde afloram as unidades geológicas do Jurássico Inferior. Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, publicada em 1992 pelo Serviço Geológico de Portugal (OLIVEIRA *et al.*, 1992). (1) Região a norte do Rio Tejo; (2) Região da Arrábida; (3) Região de Santiago do Cacém; (4) Barrocal Algarvio. Relevo em sombreado retirado de *Global Imagery and Shaded Relief, Europe and Africa* (Copyright © 2001-2008 ESRI).

Destacam-se (1) a região mais representativa a **norte do Rio Tejo** (Estremadura e Beira Litoral), no domínio da **Bacia Lusitânica (Fig. 20)**; mais para sul, afloramentos de limitada extensão aparecem (2) na região da **Arrábida** e (3) na região de **Santiago do Cacém**; (4) no **Barrocal Algarvio** o afloramento do Jurássico Inferior volta a apresentar discreta extensão, já no domínio da Bacia do Algarve.



**Fig. 20** – Enquadramento geológico regional - região a norte do Rio Tejo (retângulo [1] na Fig. 19). Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, publicada em 1992 pelo Serviço Geológico de Portugal (OLIVEIRA *et al.*, 1992). Nos principais afloramentos do Jurássico Inferior a norte do Rio Tejo inclui-se o corpo lítico investigado constituído pelas unidades calco-dolomíticas da sua base (Sinemuriano). Destaca-se o afloramento do Jurássico Inferior a sul da cidade de Coimbra, na região de Coimbra-Penela (a área de estudo - retângulo vermelho).

Genericamente, a **norte do Rio Tejo o Jurássico Inferior** (onde se incluem as unidades essencialmente calco-dolomíticas da sua base - Sinemuriano - e as margo-calcárias

da sua porção média e superior – Pliensbaquiano e Toarciano) aflora em manchas mais ou menos descontínuas onde se destaca, com maior extensão e significado morfológico, uma a sul da cidade de Coimbra, na **região Coimbra-Penela** (a área de estudo), limitada a leste por um corredor meridiano de unidades areno-conglomeráticas e pelito-dolomíticas do Triásico-Hetangiano; a oeste por um corpo lítico essencialmente calcário do Jurássico Médio<sup>74</sup>.

Outros importantes afloramentos das unidades calco-dolomíticas da **base do Jurássico Inferior** aparecem em Cantanhede, Montemor-o-Velho e a norte de Figueira da Foz (Quiaios). Mais a ocidente, uma série de afloramentos de mais limitada extensão espacial mas com uma exposição vertical importante, aparecem nas regiões de S. Pedro de Moel, Peniche e Serra d'El Rei (logo a leste de Peniche) (Fig. 20)<sup>75</sup>.

### 1.3.1 Grupo de Coimbra

#### 1.3.1.1 Designações informais equivalentes

Nos trabalhos publicados até à data têm sido utilizadas diferentes denominações para as unidades essencialmente calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior em Portugal: *camadas de Coimbra* + *camadas com Gryphaea obliqua* em CHOFFAT (1880) ou *fácies de Coimbra* em CHOFFAT (1903/04), *complexo carbonatado* (dolomitos e calcários dolomíticos) + *calcários e calcários margosos* com *Echioceras*, *Terebratula ribeiroi* e *Asteroceras* em MOUTERDE *et al.* (1971) e TEIXEIRA *et al.* (1979), *dolomias e calcários dolomíticos* (“*camadas de Coimbra*”) + *calcários e margo-calcários* (*camadas com Gryphaea obliqua*) em MOUTERDE & ROCHA (1980/81), *camadas de Coimbra* = *camadas de Coimbra s.s.* + *camadas de S. Miguel* em SOARES *et al.* (1985a), *camadas de Coimbra* (parte) em BARBOSA *et al.* (1988), *formação de Coimbra* = *camadas de Coimbra s.s.* + *camadas de S. Miguel* em ROCHA *et al.* (1990b) e em DUARTE & SOARES (2002), *formação de Coimbra* = *membro dolomítico* + *membro calcário* em AZERÊDO *et al.* (2003), **Grupo de Coimbra** = *formação de Coimbra* + *formação de S. Miguel* em SOARES (2002/2004), assim como no trabalho mais recente de KULLBERG *et al.* (2013) e **Grupo de Coimbra** = *camadas de Coimbra* = *formação de Coimbra* = *camadas de Coimbra s.s.* + *camadas de S. Miguel* na Notícia Explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal 1: 50 000 (SOARES *et al.*, 2007).

---

<sup>74</sup> A banda calco-dolomítica meridiana estende-se ainda para norte de Coimbra (até a latitude do Luso/Anadia) e para sul de Penela, até a cidade de Tomar, com atitude condicionada por um conjunto de acidentes provavelmente definidos nas fases tardias da colisão varisca e na distensão mesozoica, em parte reativados pela compressão Alpina.

<sup>75</sup> Outros afloramentos menores perto de Porto de Mós, Leiria (Maceira) e Soure.

Tendo em conta que a regra da prioridade, neste caso, não pode aplicar-se, pois as denominações foram sempre assumidas com valor geográfico restrito, e que estas unidades calco-dolomíticas ainda hoje carecem de uma análise sedimentológica pormenorizada e, por consequência, de uma formalização em termos litostratigráfico, optou-se para utilizar a designação **Grupo de Coimbra = formação de Coimbra + formação de S. Miguel**, baseando-se em SOARES (2002/2004), SOARES *et al.* (2007) e KULLBERG *et al.* (2013).

### 1.3.1.2 *Trabalhos anteriores*

O **Grupo de Coimbra**, a norte do Rio Tejo, foi objeto de estudos sobretudo no campo da macro-paleontologia onde se destacam os trabalhos pioneiros em Portugal de SHARPE (1850) e de CHOFFAT (1880, 1903/04, 1905, 1908)<sup>76</sup>, seguidos, bastante mais tarde, por outros com uma revisão paleontológica e uma melhor zonação estratigráfica (biostratigráfica) (MOUTERDE, 1955, 1967; MOUTERDE *et al.*, 1965, 1971, 1978, 1980, 1981a, 1981b, 1983; ANTUNES *et al.*, 1981; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987; entre outros).

Estudos ligados essencialmente à tectónica que afeta as unidades do Jurássico Inferior foram os de ROSSET & MOUTERDE (1971), ROSSET *et al.* (1971, 1975), COURBOULEIX & ROSSET (1974) e MOUTERDE *et al.* (1998).

Uma análise da geologia regional e da distribuição de fácies e respetiva interpretação paleogeográfica foi publicada através dos trabalhos de ROMARIZ (1960), MOUTERDE & RUGET-PERROT (1975), MOUTERDE *et al.* (1979), RIBEIRO *et al.* (1979), TEIXEIRA & GONCALVES (1980), WILSON *et al.* (1983, 1989), SOARES & ROCHA (1984, 1985) e WILSON (1989). Igualmente importantes foram os trabalhos cartográficos da Carta Geológica de Portugal (à escala 1:50 000) que terão beneficiado com os estudos biostratigráficos anteriores em diferentes áreas (*e.g.* Peniche, Figueira da Foz, etc.). HALLAM (1971), MOODY R.T., (1972), WITT (1977), SOARES *et al.* (1985a), ROCHA *et al.* (1990b), WATKINSON (1989) e ROCHA *et al.* (1996) foram os únicos trabalhos que visaram uma caracterização sedimentológica e petrográfica mais pormenorizada, apesar de alguns deles corresponderem a relatórios para a indústria petrolífera e a uma tese de doutoramento, não publicados.

Foi durante os meados dos anos 80 do século passado que começaram a ser aplicados os princípios litostratigráficos e alostratigráficos de modo a poder traduzir a evolução do registo sedimentar e o tipo de ambiente deposicional a diferentes escalas de análise (local, regional e suprarregional) (WRIGHT & WILSON, 1984; SOARES *et al.*, 1986b, 1988, 1990, 1993a, 1993b; SOARES & DUARTE, 1995, 1997). Nesta perspetiva baseou-se a realização da Folha 19-A da Carta Geológica de Cantanhede e respetiva Notícia Explicativa (BARBOSA *et al.*, 1988).

---

<sup>76</sup> A estes trabalhos temos que acrescentar outro de importante interesse cartográfico - "**Cartas e cortes geológicos nos distritos de Coimbra e Leiria**" - publicado já depois do falecimento do autor (CHOFFAT, 1927).

Uma nova caracterização lítico-mineralógica das unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**, na região de Coimbra, num contexto de relação entre a geosfera e os processos antrópicos (*i.e.* a “geologia ambiental”), e com fim aplicativos ao planeamento e ordenamento do território municipal, aparece com os trabalhos de TAVARES (2003), TAVARES & SOARES (2002, 2010) e outro, não publicado, de SOARES & MARQUES (2004b).

A ocorrência de séries margo-calcárias ricas em matéria orgânica e em fósseis de amonoides nas porções superiores e laterais das unidades que compõem o **Grupo de Coimbra**, na área de S. Pedro de Moel, levaram DUARTE & SOARES (2002) a formalizar a **Formação de Água de Madeiros** (ver também DUARTE *et al.*, 2004, 2008), equivalente lateral para ocidente de parte da **formação de S. Miguel** na região Coimbra-Penela.

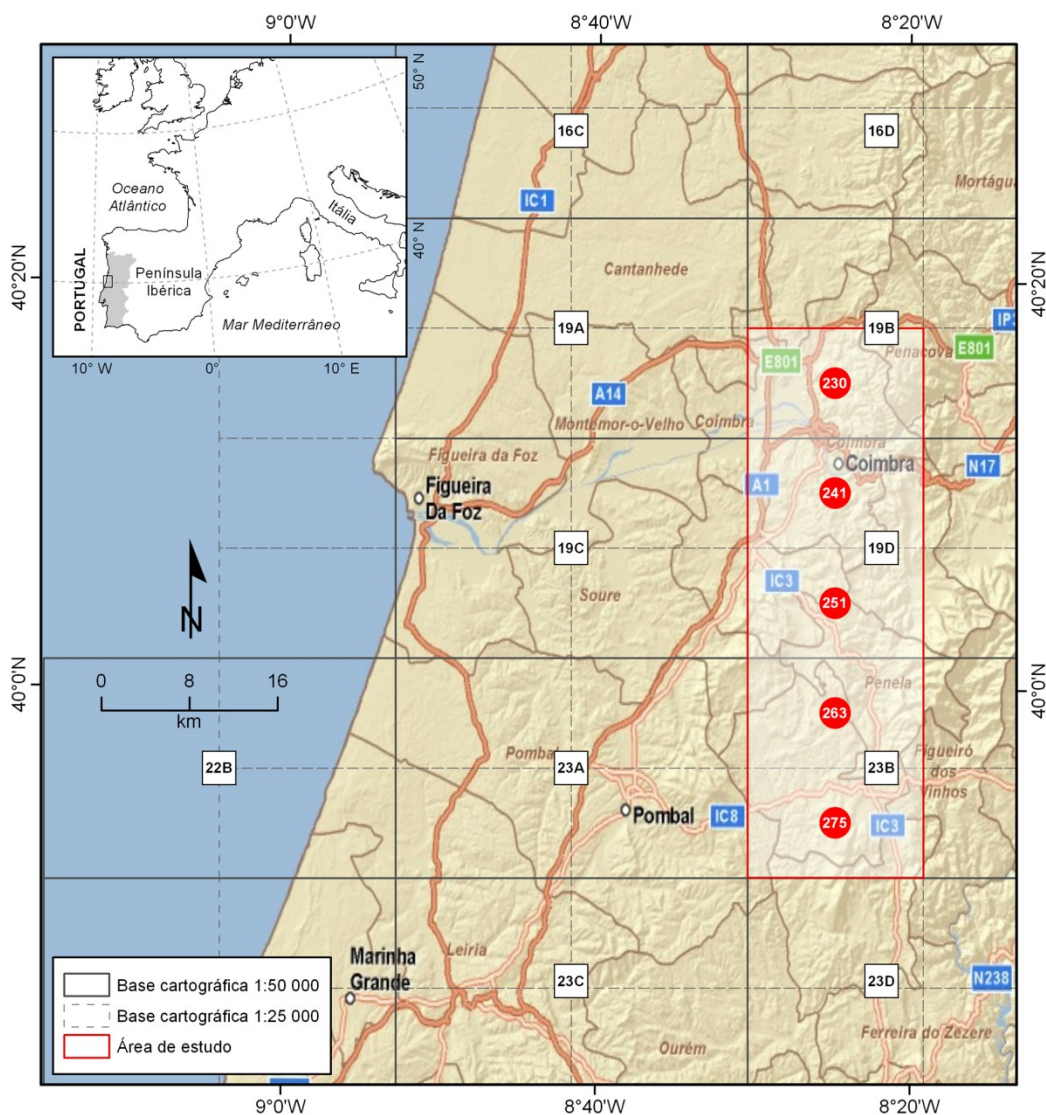
O trabalho de AZERÊDO *et al.* (2003) preocupou-se em interpretar os resultados obtidos pelos autores anteriores num quadro mais extenso de síntese litostratigráfica e paleogeográfica do Jurássico Inferior e Médio. Outro trabalho de síntese dos conhecimentos geológicos adquiridos nas décadas anteriores, assim como uma nota sobre os problemas essencialmente estratigráficos ainda por resolver na definição do **Grupo de Coimbra**, encontra-se em KULLBERG *et al.* (2013), assim como na publicação em 2005 da Folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal em escala 1:50 000 e respetiva Notícia Explicativa publicada mais tarde (SOARES *et al.*, 2007).

Por fim, alguns dos trabalhos mais recentes focalizam-se nas regiões de S. Pedro de Moel e de Peniche sobre as características sedimentológicas, lito e biostratigráficas das **Formações de Coimbra** e de **Água de Madeiros** - *sensu* DUARTE & SOARES (2002) e DUARTE *et al.* (2008) - com particular atenção para a caracterização geoquímica e petrográfica do conteúdo em matéria orgânica (DUARTE *et al.*, 2010, 2012, 2013a,b, 2014b; MATOS *et al.*, 2010/2011; SPIGOLON *et al.*, 2010/2011; POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013), dos biomarcadores hopanóides e sua relação com a matéria orgânica (MENDONÇA FILHO *et al.*, 2013), na petrografia orgânica e geoquímica de elementos e isótopos estáveis de carbono e nitrogénio sobre madeira fóssil (SILVA *et al.* 2013b), na utilização da espectrometria de raios gama para a caracterização das fácies ricas em matéria orgânica (CORREIA *et al.*, 2012, 2013), na análise paleontológica e paleoecológica da macrofauna bentónica (sobretudo de braquiópodes e bivalves) (PAREDES *et al.*, 2013a,b, 2014), no estudo de detalhe da sucessão de amonoides (DOMMERGUES *et al.*, 2004, 2010; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014), na análise biostratigráfica, taxonómica e paleoecológica da fauna de ostracodos (LOUREIRO *et al.*, 2011, 2013; CABRAL *et al.*, 2013) e também na caracterização biostratigráfica dos nanofósseis calcários do Sinemuriano superior (BOUSSAHA, 2011; MATTIOLI *et al.*, 2013; BOUSSAHA *et al.*, 2014). AZERÊDO *et al.* (2010) preocupam-se de caracterizar e interpretar (de um ponto de vista paleoambiental) cúpulas estromatolíticas que ocorrem na **formação de Coimbra** (Sinemuriano inferior) da região de S. Pedro de Moel.

### 1.3.2 Região Coimbra-Penela

#### 1.3.2.1 Localização e contexto geográfico

Devido à dificuldade em definir limites rígidos num estudo deste tipo, em que as características geológicas e geomorfológicas, a diferentes escalas, ditam regras bem diferenciadas na individualização desses mesmos limites, o enquadramento da área de estudo faz-se de uma forma mais abrangente em que, muitas vezes, a noção de um confin bem delineado se perde no julgamento do espaço, obrigando a alargar-se a áreas contíguas com as quais se estabelecem relações muito vincadas (Fig. 21).



**Fig. 21** – Localização geográfica da área de estudo. A área selecionada está inscrita nas folhas n.º 230, 241, 251, 263 e 275 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército (Série M888, Eds. 3 e 4 - 2002) (IGeoE, 2003). A base cartográfica administrativa (a escala dos concelhos – em castanho) e viária foram retiradas de [http://goto.arcgisonline.com/maps/ESRI\\_Street\\_Map\\_World2D](http://goto.arcgisonline.com/maps/ESRI_Street_Map_World2D) (último acesso - 25 de Maio de 2012) (Copyright:© 2009 ESRI, AND, TANA, ESRI Japan, UNEP-WCMC).

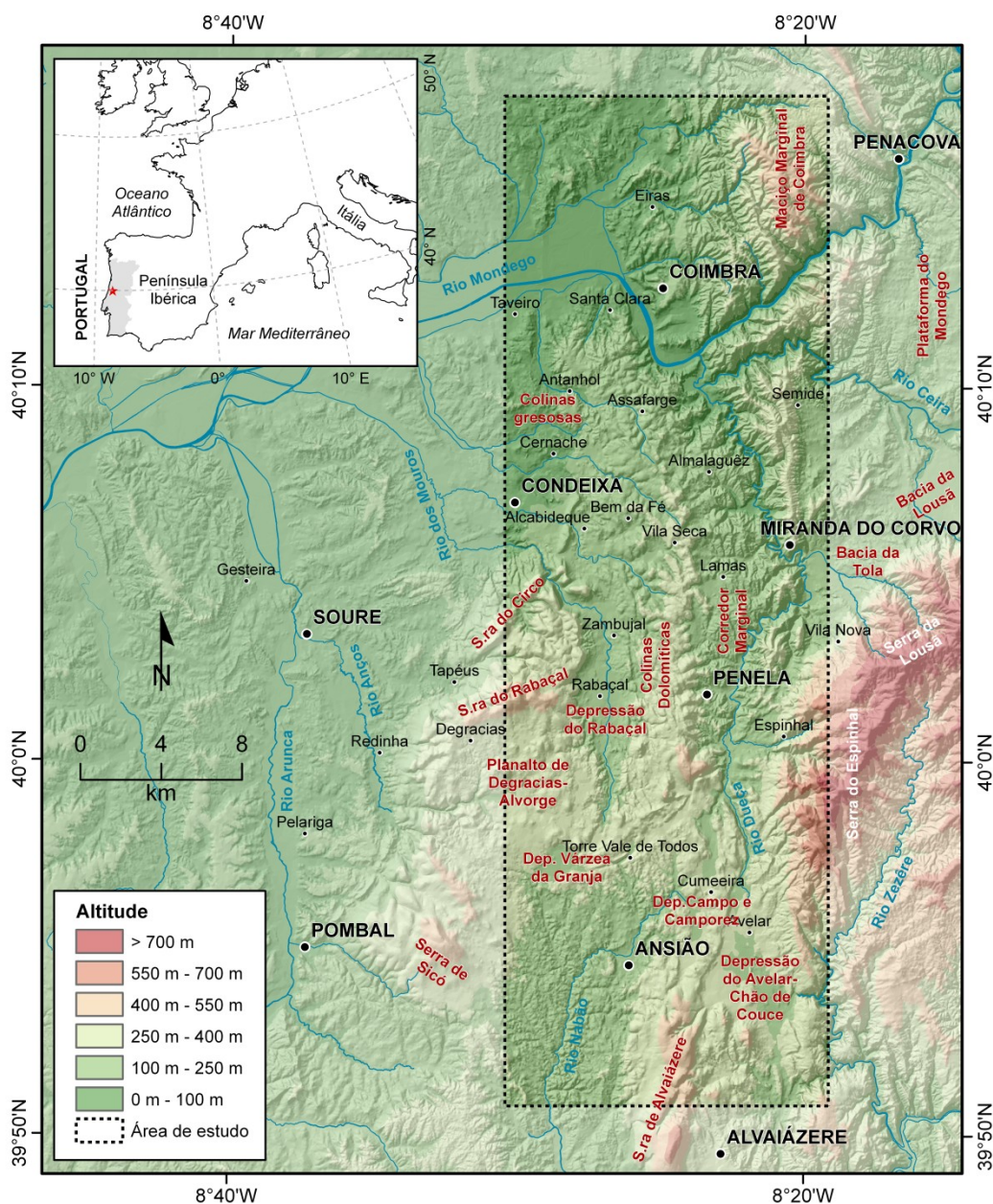


Para cumprir os objetivos deste trabalho foi selecionada uma área geográfica de ~210 km<sup>2</sup> abrangendo parte dos concelhos de Coimbra, Condeixa, Miranda do Corvo, Penela e Ancião. A área selecionada inscreve-se nas folhas n.º 230, 241, 251, 263 e 275 da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 do Instituto Geográfico do Exército (Série M888, Ed. 3 e 4 - 2002) (IGeoE, 2003) e coincide, grosso modo, com uma **faixa de orientação meridiana** que localmente atinge uma largura de cerca de 5-6 km, deste a zona norte da cidade de **Coimbra**, na margem direita do **Rio Mondego** (*i.e.* Bairro da Cruz Vale do Seixo - São Miguel e Liberdade), até a ~15 km a sul da vila de Penela (Torre de Vale de Todos), por uma extensão total de ~35 km. Mais para sul, a região entre Cumeeira e Alvaiázere também foi objeto de análise, sobretudo de um ponto de vista geomorfológico (**Fig. 22**).

Situada num espaço de transição entre o norte e o sul, entre o interior e o litoral, de Portugal Continental, servida por um eixo fundamental que é o do maior rio nacional (o **Rio Mondego**), a área de estudo, em que se inclui a cidade de Coimbra e seus arredores, devem a esta sua posição natural privilegiada grande parte da evolução histórica que lhe conferiu a importância que atualmente assume no plano urbano português. Esta localização, juntamente com a disponibilidade de importantes recursos hídricos (*e.g.* aquífero aluvial do Rio Mondego e sistema aquífero fissurado e cársico Penela–Tomar, entre outros menos produtivos mas ainda assim não menos importantes), e uma discreta aptidão agrícola dos solos, favoreceram, nos séculos, o desenvolvimento de uma sociedade agrária (ALARCÃO, 1999). Esta sociedade, nos últimos anos tem apostado muito na produção vinícola, consoante o suporte lítico disponível vs. o abandono dos campos e conseguinte alastramento desarmonizado de uma cobertura florestal, nas áreas xistosas, e arbustiva/herbácea, em áreas carbonatadas. A utilização de recursos minerais como pedra, cal e areias para a construção de edifícios e para a produção da típica “calçada à portuguesa”, além de dar corpo aos mais marcantes monumentos da cidade de Coimbra (Sé Velha, Convento de Santa Clara-a-Velha, Igreja de S. Cruz, entre outras)<sup>77</sup> (FERREIRA *et al.*, 1992; ALARCÃO, 2008), foi decisiva nas transformações urbanas ao longo dos séculos e, conseqüentemente, ao proliferar das explorações a céu aberto (hoje ainda ativas na zona sul da área de estudo, em Penela-Zambujal e Cumeeira) sobretudo nas áreas de afloramento das unidades mais calcárias do **Grupo de Coimbra**, e de calcários do Jurássico Médio, em ambas as margens do Rio Mondego. Elevados impactes ambientais e socioeconómicos resultam também da exploração de calcários margosos e margas do Pliensbaquiano e Toarciano em Souselas (a norte de Coimbra) para o fabrico de cal hidráulica e cimento *portland*.

---

<sup>77</sup> Calcários dolomíticos e/ou dolomias calcárias do Sinemuriano, definidas por SOARES (2002/2004, 2002) como “**pedra morena**” de Coimbra, foram as rochas que deram corpo aos muros da Sé Velha (FERREIRA *et al.*, 1992) e de Santa Cruz em Coimbra, e que contrastam com os revestimentos mais esbranquiçados, pálidos e “mais puros” (por vezes acinzentados e mais margosos, de fábrica mais uniforme e textura micro-grumosa, da famosa “Pedra de Ançã” - **Calcários de Ançã** do Bajociano inferior-médio em HENRIQUES, 1989) da Sé Nova e dos Colégios que, na Alta da Cidade de Coimbra, definem o Pólo I da Universidade. A estes se juntam, muitas vezes, outras fácies carbonatadas que correspondem a formações jurássicas e cretácicas da Estremadura (*e.g.* as paredes restauradas da Igreja de S. João – Museu Machado de Castro) (SOARES & MARQUES, 2004b).



**Fig. 22** – Esboço hipsométrico e de localização da área de estudo e envolvente. O modelo digital de elevação (MDE), com uma resolução geométrica de 25 x 25 m de *pixel*, foi construído utilizando curvas de nível, pontos cotados e linhas de águas vetorizadas a partir das Cartas Militares de Portugal em escala 1:25 000 (Série M888, Eds. 3 e 4 – 2002) (IGoE, 2003). Em vermelho, o nome das principais unidades morfo-estruturais da área de estudo.

Apesar da sua condição de cidade média, Coimbra tem vindo a assistir a um processo fortemente especulativo de procura de residência e de conseqüente pressão sobre os solos urbanos e urbanizáveis, o que em muito tem contribuído para um alastrar da mancha urbana para fora do espaço consolidado da cidade com a criação de novos territórios, marcados fundamentalmente pela interface urbano/rural (CUNHA *et al.*, 1999; PATO *et al.*, 2008; entre outros). Nos últimos anos este território sofreu uma densificação das infraestruturas, nomeadamente viárias, como é o caso do novo IC3 - Tomar/Coimbra que, de norte para sul,

atravessa longitudinalmente toda a área de estudo no seu lado oriental para depois virar no sentido transversal à latitude de Almalaguês até Condeixa (Fig. 22) e prosseguir para norte em direção a Coimbra. Todos estes processos que, na maior parte das vezes, parecem responder mais a interesses individuais de sabor especulativo que ao cumprimento de planos e projetos municipais, traduzem-se, em regra, por uma utilização indevida ou, pelo menos, inadequada do espaço. Isto, para além dos inevitáveis custos infraestruturais, tem consequências em termos de desequilíbrios nos processos naturais que, sob a ação de fatores desencadeantes (e.g. clima e sismicidade), favorecem o incremento da **perigosidade** e da **vulnerabilidade do território** com a inevitável materialização dos **riscos** associados (CUNHA & DIMUCCIO, 2002a; TAVARES 2004a, 2004b; PANIZZA, 2006; TAVARES & CUNHA, 2008; TAVARES & SOARES, 2010)<sup>78</sup>.

Na diversidade do quadro geográfico delineado assentam muitos dos fatores considerados naquilo que se define “**Bacia de Riscos**” (REBELO, 1999, 2001), na área de estudo. Aqui convergem riscos diversificados como os de: (a) natureza hidrológica, associados às históricas cheias e inundações do Rio Mondego e seus afluentes (MARTINS, 1940; REBELO, 1995; SANCHES, 1996), não totalmente debeladas após as obras de regularização dos anos 70; (b) outros ligados mais a processos de erosão hídrica superficial (ravinamentos, sulcos, etc.) (REBELO, 1982, 2001; REBELO *et al.*, 1986); (c) riscos de natureza hidrogeológica relativos à vulnerabilidade dos aquíferos subterrâneos, sobretudo de tipo fissurado e cársico (PEIXINHO DE CRISTO, 1997; DIMUCCIO, 2005b; DIMUCCIO & CUNHA, 2008); (d) riscos de natureza geomorfológica associados a diversos tipos de movimentos de materiais em vertentes (CUNHA & ROCHA, 1997; LOURENÇO & LEMOS, 2001; REBELO, 2001; CUNHA & DIMUCCIO, 2002a; DIMUCCIO *et al.*, 2005; TAVARES & SOARES, 2002, 2010; TAVARES & CUNHA, 2006, 2008; entre outros); (e) assim como a alguns movimentos de subsidência e colapso de fundamentação cársica, com particular ênfase para os desabamentos<sup>79</sup> ligados aos afloramentos da zona limite entre as unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra** e as subjacentes essencialmente pelíticas da **formação de Pereiros**

---

<sup>78</sup> Existem diferentes escolas de pensamento relativamente as definições numa análise dos riscos ditos naturais. Para uma análise completa dos termos e conceitos utilizados, e respetivos problemas metodológicos, consultar CUNHA & DIMUCCIO (2002a) e PANIZZA (2006). De acordo com o proposto por VARNES (1984) e BACHMAN & ALLGÖWER (1999), neste trabalho define-se como **perigosidade** (ou probabilidade do perigo) a probabilidade temporal da ocorrência de um determinado evento indesejado com base nas características de **suscetibilidade** do território, e como a probabilidade deste evento ocorrer em um local específico em determinadas circunstâncias e com um resultado esperado com base nos seus efeitos. Por seu turno, uma análise de risco depende também do grau de perda de um determinado elemento quando exposto a um fenómeno indesejado e que pode ser quantificado através da vulnerabilidade social (estatuto social e cultural) e da exposição (bens materiais/culturais e vidas a preservar e que podem sofrer danos), assim como pelo valor económico dos bens afetados e que, no conjunto, definem o conceito de **vulnerabilidade territorial**. Portanto, neste quadro, o conceito de riscos pode ser entendido de acordo com a seguinte equação: **Riscos = (Suscetibilidade x Probabilidade) x (Vulnerabilidade Social x Exposição Humana x Valor Económico)**.

<sup>79</sup> Outros mecanismos de evolução das vertentes existem no espaço da área de estudo e ligados a unidades líticas diferentes, em geral areno-conglomeráticas do **Grupo de Silves**, como por exemplos os deslizamentos pelculares e os maciços, quase sempre rotacionais (e.g. na E.N. 110 e junto à Avenida Elísio de Mora) (LOURENÇO & LEMOS, 2001).

(SANTOS, 1996; REBELO, 2001; CUNHA & DIMUCCIO, 2002a)<sup>80</sup>; (f) risco de incêndio florestal (REBELO, 2001; LOURENÇO, 2004a,b, 2008; DIMUCCIO *et al.*, 2011b); (g) e, até, riscos de natureza tecnológica como por exemplo a proposta de projeto para a construção de um incinerador no território de Coselhas (TAVARES, 2008).

A existência desta Bacia de Riscos impõe a implementação de práticas e ações sistemáticas de prevenção e minimização que podem traduzir-se, na maioria dos casos, em instrumentos de **gestão e ordenamento/planeamento do território**.

---

<sup>80</sup> SOARES (2002/2004) refere de uma escavação na Rua Pinto de Abreu em Santa Clara (Coimbra) onde uma cavidade natural a abrir-se nas unidades da base do **Grupo de Coimbra** estava completamente preenchida por um corpo pelito-margoso irregular, negro. Esta situação não é inédita, pois foi observada em outros locais da área de estudo onde há o afloramento destes corpos negros, e por vezes violáceos, que interstratificam com as unidades essencialmente dolomíticas da **Formação de Coimbra**.

## 2 MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS

---

Para alcançar os objetivos anteriormente definidos, a investigação compreendeu, além de uma clara pesquisa bibliográfica (sobre o tema e a área de estudo), várias fases metodológicas distintas que, muitas vezes, se sobrepueram: (a) o levantamento de informação no **campo**; (b) a definição de composições no **laboratório**; (c) a análise interpretativa no **gabinete**.

Como era de esperar num estudo deste tipo, onde se abordam questões relacionadas com a estratigrafia, sedimentologia, tectónica, geomorfologia e hidrogeologia, os dados foram adquiridos a diferentes escalas - cartográfica e de análise – e sucessivamente integrados num **trabalho de síntese** na organização de modelos suscetíveis de projetar o geossistema cársico nas unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**, para a área de estudo.

### 2.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo centrou-se essencialmente na elaboração de colunas estratigráficas de pormenor com a respetiva análise dos parâmetros sedimentares discerníveis a olho nu (meso-escala) para cada estrato da sucessão calco-dolomítica objeto de investigação, assim como na caracterização estratigráfica das discontinuidades (planos de estratificação e fraturas – falhas e diaclases) observáveis nos afloramentos mais significativos em termos de visibilidade, acessibilidade e extensão (nas duas dimensões - vertical e horizontal).

Com o trabalho de campo tentou-se uniformizar e completar (quando foi o caso) a cartografia geológico-estrutural já existente para a área de estudo. As formas do relevo (essencialmente cársicas) foram objeto de observação privilegiada, juntamente com a cobertura siliciclástica pós-jurássica descontínua associada (em que se incluem depósitos de preenchimento cársico).

As águas captadas nas principais exurgências cársicas ativas, e ligadas essencialmente ao setor setentrional do afloramento calco-dolomítico, também foram alvo de estudo.

#### 2.1.1 Colunas estratigráficas e análise sedimentológica

Nos sítios onde foi possível observar uma sucessão calco-dolomítica contínua de estratos (**perfil**) foi realizado um trabalho de organização de **colunas estratigráficas**,

juntamente com a recolha de amostras dos litótipos carbonatados sempre que aparecia uma significativa mudança faciológica. A codificação dos símbolos contidos nas colunas realizadas é apresentada na Fig. 23.

TIPOS LITOLÓGICOS E TEXTURA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES E CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS		MACROFÓSSEIS
Calcário Calcário dolomítico Dolomito calcário Dolomito Dolomito impuro (argiloso/ferruginoso) Brecha calc-dolomítica (br) Arenito dolomítico (detrítico/biodetrítico) Calcário carbonoso Calcário margoso Marga (ma) Pelito/argilito (pe) Quartzarenito (qa)	Estratificação/laminação paralela Estratificação/laminação ondulada Estratificação/laminação oblíqua planar Estratificação/laminação oblíqua arqueada Estratificação/laminação "flaser" Estruturas convolutas Corpo em cunha Corpo lenticular Seq. granodecrescente (normal ou positiva) Seq. granocrescente (inversa ou negativa) "Micropontuações" negras Micro-brecha Slumping sin-sedimentar Tepee Bird's-eye e Fenestrae Estrutura geopética Concreções carbonatadas Pseudomorfoses de sal Cristais de gesso Fragmentos carbonosos	Veios de calcite espática Dolomitização secundária (tardia) Dedolomitização (estruturas em boxworks) Estilólitos Falha Sistema de diaclases ortogonal a estratificação Sistema de diaclases oblíquo a estratificação <b>Estruturas biogénicas</b> Laminito microbiano Pistas (icnofósseis) Bioturbação <b>Cor das camadas</b> Rock-Color Chart (Munsell, 2009) <b>Limites estratigráficos</b> Passagem brusca planar (superfície) Passagem gradual Passagem brusca irregular (superfície) Superfície carsificada (meso/micro-carsificação) Superfície com fendas de dessecação Superfície de Hardground	Bivalves Braquiópodes Gastrópodes Amonites Restos de vegetais <b>Outras ocorrências</b> Pelóides Oóides Litoclastos Frag. de bioclastos quartzo óxidos/hidróxidos de ferro micas pirite <b>Minerais argilosos</b> I = ilite K = caulinite Cl = clorite Sm = esmectite V = vermiculite; Int = interstratificados <b>Abundância relativa dos componentes</b> Abundante (>30%) Frequente (10%-30%) Rara/ocasional (<10%) Litofácies de tipo C Litofácies de tipo D Litofácies de tipo E
<b>FORMAS CÁRSICAS E DEPÓSITOS ASSOCIADOS (Observações à meso-escala)</b>			
Lapiás estreito Lapiás arredondado Dolina em funil Fratura aberta pela dissolução	Poço de dissolução Cavidade ao longo de fratura Cavidades ao longo de junta de estratificação Cavidade complexa	Espeleotemas Blocos de abatimento de tecto e/ou paredes <b>Depósitos siliciclásticos de preenchimento cársico</b> Litofácies de tipo A Litofácies de tipo B	

Fig. 23 - Legenda geral da simbologia utilizada na construção das colunas estratigráficas para a sucessão calc-dolomítica investigada.

Não sendo possível fazer uma amostragem plena de todos os estratos, assim como seria desejável numa **sucessão estratificada carbonatada marinha de águas rasas** como aquela em estudo (de acordo com as informações prévias obtidas através da recolha bibliográfica), em que existe uma grande variabilidade de fácies/microfácies a causa da alternância entre ambientes de deposição submareal, intermareal e supramareal, houve a

preocupação desta ser metódica e tanto quanto possível sistemática, de modo a ilustrar esta variabilidade da série sedimentar, tanto no sentido vertical como no horizontal.

A elaboração das colunas teve como elemento base o **estrato** que, de um primeiro ponto de vista (no campo) foi descrito em função da natureza lítica, textura - de acordo com a metodologia de classificação de DUNHAM (1962), sucessivamente expandida por EMBRY & KLOVAN (1971) - cor, estruturas sedimentares e características diagenéticas - com o apoio do Atlas de DEMICCO & HARDIE (1994) - presença de entidades paleontológicas (macrofósseis e estruturas biogénicas como os icnofósseis), ocorrências mineralógicas e tipologia de fraturação. No caso específico da estratificação, particular cuidado foi tomado na identificação da espessura e da forma das camadas sedimentares, assim como na descrição dos seus limites (estes últimos materializados por descontinuidades, às vezes correspondente a planos de fraqueza como simples **superfícies** ou **juntas de estratificação**). O eventual carácter rítmico e/ou cíclico da estratificação também foi avaliado. Várias ordens de **superfícies de descontinuidade** (*sensu* CLARI *et al.*, 1995 e DOGLIONI *et al.*, 1990) foram reconhecidas e caracterizadas de acordo com os critérios descritos em HILLGÄERTNER (1998), em que se distinguem quatro grandes grupos, tendo em conta a importância das forças alogénicas associadas as variações climáticas e/ou as variações relativas do nível do mar: superfícies de erosão (S1), superfícies de exposição (S2), superfícies de condensação (S3) e superfícies de simples mudança de fácies e/ou textura (S4); a sua distribuição vertical e lateral - *i.e.* no tempo e no espaço - foi avaliada.

A informação assim recolhida segundo o método estratonómico (*i.e.* observação direta, no campo, com particular atenção para a estratificação, as características dos estratos e dos seus limites - *sensu* LOMBARD, 1956) permitiu a distinção de **litofácies** características (depois confirmadas e caracterizadas em pormenor com o trabalho de laboratório e de gabinete, nomeadamente através da análise das microfácies).

### 2.1.2 Análise da fraturação

As estruturas tectónicas observadas diretamente no campo à meso-escala (**fraturas** - falhas e diaclases)<sup>81</sup> ao longo de afloramentos naturais, taludes artificiais de novas e velhas estradas, e ainda, nas paredes que resultaram de obras para a construção de edifícios, das frentes de pedreiras (ativas/inativas) e no teto/paredes de cavidades subterrâneas, foram classificadas - de acordo com a classificação de GROSS & EYAL (2007) - e, de seguida, realizou-se uma análise da respetiva geometria e do comportamento cinemático. Os dados

---

<sup>81</sup> Algumas estruturas dobradas também foram objeto de observação, como por exemplo o **Anticlinal de Torre de Vale de Todos** a Sul da Vila de Penela.

recolhidos para cada estrutura foram a tipologia, orientação (direção/inclinação/pendor da fratura e, eventualmente, ângulo entre a direção de fratura e planos estriados - *pitch* - no caso de existirem e serem observáveis), tamanho (comprimento) e coordenadas geográficas das terminações, localização e tipologia de terminação (quando observável). A cronologia relativa, e respetiva ordem hierárquica (no caso das falhas), também foram julgadas e representadas na cartografia geológico-estrutural. Por vezes, a movimentação relativa dos blocos falhados foi inferida exclusivamente pelo padrão cartográfico dos afloramentos rochosos.

### 2.1.3 Cartografia geológico-estrutural e geomorfológica

A **cartografia geológico-estrutural e geomorfológica** do território abrangido por este estudo foi completada, e por vezes retificada, através do auxílio de esboços já existentes (por vezes não publicados), da Folha 19–D (Coimbra - Lousã) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 e de um demorado trabalho de campo realizado no âmbito desta tese.

A base cartográfica utilizada foi a Carta Militar de Portugal (Série M888, Eds. 3 e 4 - 2002), à escala de 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército (IGeoE, 2003), nomeadamente as folhas 230 (Coimbra), 241 (Coimbra Sul), 251 (Condeixa-a-Nova), 263 (Penela) e 275 (Ansião). Nos esboços geológicos e geomorfológicos, publicados e não publicados e utilizados nos levantamentos de campo, incluem-se:

- O esboço da carta geológica de Coimbra e Arredores, publicado em CARVALHO (1951);
- Os levantamentos geológicos parcelares realizados a escala 1:25 000 da região de Espinhal-Penela e Ansião por estudantes franceses da Universidade Católica de Lyon durante os princípios dos anos 60, no âmbito de *Diplôme d'Études* (PONS, 1961; DURENSOY, 1961 e SAINT-SUZANNE, 1963);
- Os esboços geológicos a escala 1:25 000 da faixa do Jurássico Inferior entre Cernache e Serra do Mouro, e da região entre o Rabaçal e o Monte de Vez (a sul de Penela), publicados em ROSSET *et al.* (1975);
- O esboço geomorfológico do perfil longitudinal do Rio Dueça a jusante de Miranda do Corvo, publicado em CUNHA (1983);
- O esboço geológico da região de Coimbra Norte, realizado por A.F. SOARES, J. MARQUES & R. ROCHA e publicado em SOARES *et al.* (1985a);
- Os vários esboços geológicos e tectónicos da região de Coimbra Sul, da autoria de A.F. SOARES & J. MARQUES, incluídos no Livro-Guia Pré-Reunião da I reunião do Quaternário Ibérico (SOARES *et al.*, 1985c);
- O esboço geomorfológico da região de Condeixa, publicado em MENDES (1985);



- A cartografia geológico-estrutural da região de Avelar, no contacto com o Maciço Hespérico, apresentada na tese de doutoramento de GAMA PEREIRA (1987);
- A cartografia geológica do Concelho de Penela, realizada por A.F. SOARES, M.B. SOUSA & J. MARQUES, no ano 1989, de propriedade da Camara Municipal de Penela (SOARES *et al.*, 1989), tratando-se de um relatório técnico não publicado;
- O esboço geomorfológico das Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, publicado em CUNHA (1990b);
- O esboço geológico do Baixo Mondego, realizado por A.F. SOARES & J. MARQUES e publicado em ALMEIDA *et al.* (1990);
- O esboço geomorfológico da área em que se desenvolve a chamada Depressão Marginal a sul de Coimbra, incluído na tese de mestrado de SANTOS (1996);
- O mapa estrutural e o esboço geomorfológico da região de Coimbra publicados em CUNHA *et al.* (1997);
- O mapa estrutural e o esboço geomorfológico da região de Condeixa, publicados em SOARES *et al.* (1997);
- Os esboços geológicos fragmentários da região de Penela, realizados no âmbito de uma série de teses de licenciatura, ao abrigo de intercâmbios de estudos, por estudantes da *Technischen Universität Berlin* (Alemanha), sob a orientação científica do Prof. Doutor Uwe Tröger (WÜLLNER, 1995; MOECK, 1996; DUSSEL, 1997);
- A cartografia geológica e geomorfológica do Concelho de Coimbra, apresentada na tese de doutoramento de TAVARES (1999);
- A cartografia geológica do Concelho de Coimbra, de propriedade da Câmara Municipal de Coimbra – Os recursos geológicos do Concelho de Coimbra (SOARES & MARQUES, 2004b), tratando-se de um relatório técnico não publicado;
- O esboço geomorfológico do Concelho de Coimbra, de propriedade da Câmara Municipal de Coimbra – Caracterização geomorfológica, hidrológica e dos processos naturais do Município de Coimbra (CUNHA *et al.*, 2006b), tratando-se de um relatório técnico não publicado;
- O Mapa Geomorfológico do Baixo Mondego realizado por L. CUNHA, no ano 2002, por ocasião das provas de agregação para Professor Catedrático da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, não publicado;
- O esboço geológico atualizado da faixa meridiana oriental entre Coimbra e Penela, na interface com o Maciço Hespérico, publicada em SOARES *et al.* (2012).

#### 2.1.4 Formas do relevo e depósitos associados

As **formas cársicas** (superficiais e subterrâneas), a diferentes escalas de análise, foram classificadas e julgadas em função da localização geográfica atual, da respetiva

morfologia, das discontinuidades na rocha a que estão associadas (planos de estratificação e/ou falhas/diaclases), da sua posição estratigráfica relativa e, por fim, em função do seu grau de enterramento por parte de uma cobertura sedimentar siliciclástica pós-jurássica. No caso de algumas **cavidades** mais desenvolvidas foi também executado um **levantamento topográfico e geomorfológico** de detalhe.

A **cobertura sedimentar siliciclástica pós-jurássica** local foi objeto de uma descrição em termos de litofácies, à escala do afloramento (meso-escala), e fez-se também uma amostragem pontual deste material, com particular incidência nos preenchimentos cárnicos e nas coberturas a eles associadas. Quando possível, mediu-se a orientação geral aproximada das estruturas através vários tipos de indicadores das paleocorrentes (direção - azimute - de canais de diversas dimensões; estratificações oblíquas de feixes arenosos e/ou conglomeráticos, estratificações planares de geometria tabular e de espessura variável à escala decimétrica; imbricação dos clastos em fácies conglomeráticas, procurando sempre condições de afloramento que permitissem exposições ortogonais).

Outras **macro-formas do relevo** (superfícies de aplanamento, formas salientes, depressões, vales e *reculées*) foram também descritas em termos **morfo-estruturais** e relacionadas com as poucas e descontínuas manchas de coberturas sedimentares a elas associadas<sup>82</sup>.

### 2.1.5 Fontes/exurgências cárnicas

Na tentativa de caracterizar o funcionamento hidrogeológico atual do geossistema cárnico local, que se desenvolve nas **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra, foi realizada uma campanha de recolha de **águas em fontes e exurgências ativas** que ocorrem na área em estudo, com particular incidência na zona setentrional. No campo foram determinados alguns parâmetros físicos importantes como a localização geográfica e respetiva altitude, caudal, pH, temperatura, condutividade elétrica. Para algumas das exurgências cárnicas (Olho do Dueça e Alcabideque), os dados de monitorização do caudal foram cedidos pela Direção de Serviços de Monitorização Ambiental da Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Centro (DSMA/CCDRC) ou foram obtidos através do Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) (<http://snirh.pt/> - último acesso em Janeiro de 2011).

---

<sup>82</sup> Importa referir que muitas das observações relativas as grandes morfo-estruturais e as coberturas sedimentares siliciclásticas que caracterizam a área de estudo, na maioria dos casos, nada de novo acrescentam às interpretações realizadas no trabalho de CUNHA (1990b) em que se contextualiza uma visão essencialmente morfo-estrutural do (paleo)carso local e regional. Contudo, como seria de esperar, também neste trabalho a sistematização destes elementos torna-se essencial ao entendimento da carsificação num contexto interpretativo ligeiramente diferente em que o ponto de partida é o entendimento das fácies deposicionais e das respetivas modificações diagenéticas que caracterizaram o corpo lítico carsificado.

## 2.2 ANÁLISE LABORATORIAL

As amostras dos litótipos carbonatados recolhidas no campo foram objeto de análises laboratoriais para a identificação/caraterização das microfácies em lâminas delgadas, a determinação da relação calcite/dolomite, assim como da associação mineralógica da fração argilosa. A confeção das lâminas delgadas foi realizada no laboratório do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, assim como no Centro Tecnológico da Cerâmica e do Vidro em Coimbra. No caso da determinação dos minerais argilosos e da relação calcite/dolomite foi utilizado o equipamento de difração de Raios-X (DRX), composto pelo difratómetro *Philips PW3710* (ampola de cobre e sob as especificações 40 KV e 20 mA), existente no Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

As amostras das coberturas sedimentares siliciclásticas recolhidas durante o trabalho de campo foram submetidas a toda uma série de análises laboratoriais de caráter sedimentológico, utilizando os equipamentos disponíveis no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia, assim como no Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da Faculdade de Letras, ambos sedeados na Universidade de Coimbra; a caraterização da associação mineralógica da fração argilosa realizou-se juntamente com aquela dos litótipos carbonatados (acima referidos). As águas amostradas nas exsurgências cársicas ativas foram submetidas a uma série de análises laboratoriais com vista a sua caraterização hidroquímica e bacteriológica. Estas análises foram executadas, em distintos períodos, nos laboratórios de Controlo Qualidade das Águas de Coimbra e nos laboratórios da empresa AEMITEQ, em Coimbra.

### 2.2.1 Petrografia dos litótipos calco-dolomíticos

As informações obtidas à **escala microscópica** para as amostras carbonatadas, através da utilização de um microscópio polarizado e de uma lupa binocular (ambos equipados com uma camera fotográfica digital Olympus que permitiu a realização de fotomicrografias), e traduzidas também nas respetivas colunas estratigráficas, seguiu as recomendações e classificações propostas por WILSON (1975) e FLÜGEL (2004), com particular atenção para: (1) identificação dos componentes aloquímicos não esqueléticos, esqueléticos e terrígenos; (2) caraterização da matriz e/ou cimento (componentes ortoquímicos) e dos principais efeitos da diagénese precoce (cimentação, compactação, dolo/desdolomitização, fácies negras); (3) reconhecimento e caraterização das principais estruturas sedimentares (físicas, biogénicas e indicativas de exposição subaérea); (4) determinação semi-quantitativa dos componentes

fundamentais (aliquímicos e ortoquímicos) (abundante = >30%; frequente = 10-30%; rara/ocasional = <10%); (5) aplicação da metodologia de classificação composicional de FOLK (1959) (ampliada *in* STROHMENGER & WIRSING, 1991) e textural de DUNHAM (1962) (sucessivamente expandida por EMBRY & KLOVAN, 1971) para as microfácies; (6) aplicação da classificação textural de SYBLEY & GREGG (1987), complementada com a de FRIEDMAN (1965), para as microfácies essencialmente dolomíticas; (7) identificação da porosidade aparente e sua estimativa quantitativa, de acordo com a classificação genética de CHOQUETTE & PRAY (1970); (8) determinação do índice de exposição (IE) de GINSBURG *et al.* (1977), em função de específicas estruturas sedimentares reconhecíveis a meso/microescala e indicativas de tempos de exposição subaérea distintos - laminação plana regular (IE = 95-100), laminação plana interrompida (IE = 90-100), fábrica fenestrada (IE = 60-100), finas camadas fenestradas interrompidas (IE = 55-80), bioturbação (IE = 0-100).

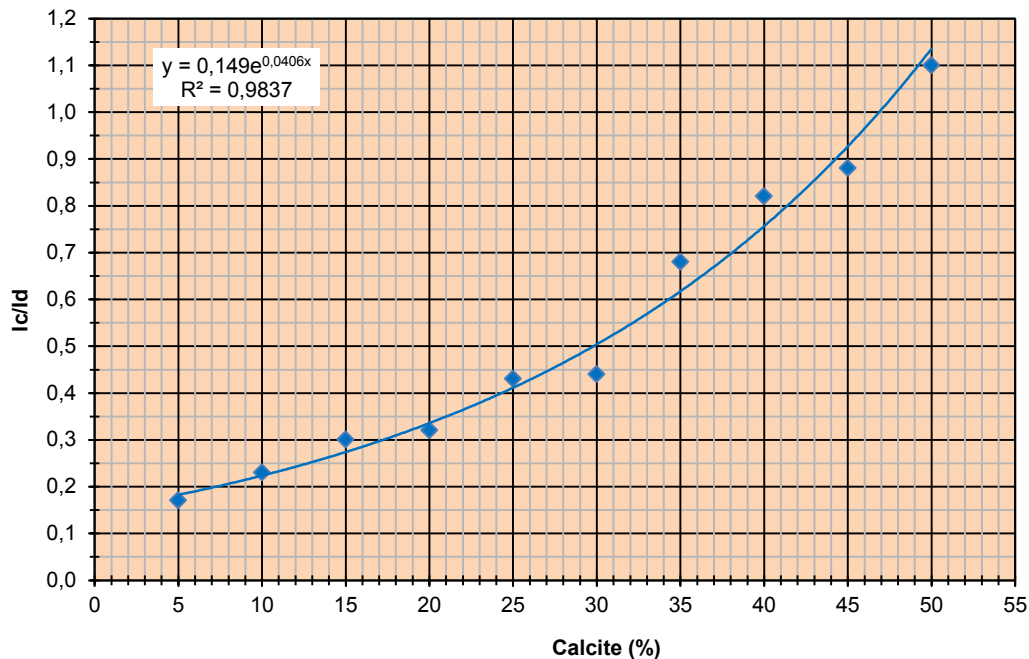
### 2.2.2 Relação mineralógica calcite/dolomite dos litótipos calco-dolomíticos

A relação **calcite/dolomite** foi determinada através a construção de uma curva experimental dos dois componentes fundamentais “puros” em DRX. Confeccionou-se uma série contínua de misturas dos dois componentes puros (incrementos progressivos do conteúdo em calcite de 5%); de seguida realizaram-se difratogramas e calcularam-se os valores da proporção entre a intensidade do pico máximo da calcite a 29,4° de 2θ (Ic) e a intensidade do pico máximo da dolomite a 31° de 2θ (Id), para cada mistura calcite/dolomite (este protocolo realizou-se três vezes, para cada mistura, de forma a utilizar um valor médio de Ic/Id). Os valores médios de Ic/Id assim calculados permitiram construir a curva experimental da **Fig. 24**, utilizando uma regressão exponencial.

Assim sendo, a percentagem de calcite, relativamente à dolomite, foi calculada para cada amostra recolhida no campo para os litótipos carbonatados (submetida a DRX) de forma indireta, inserindo o relativo valor de Ic/Id na curva experimental. A interpretação dos difratogramas seguiu as indicações de DEELMAN (2010). Tal quantificação permitiu distinguir dolomitos dos calcários, assim como os relativos termos intermédios (em acordo com a classificação de BOSELLINI *et al.*, 1989): dolomito (conteúdo em calcite <10%), dolomito calcário (conteúdo em calcite 10-50%), calcário dolomítico (conteúdo em calcite 50-90%) e calcário (conteúdo em calcite >90%)<sup>83</sup>.

---

<sup>83</sup> A composição lítica geral de cada amostra também foi estimada através de DRX (verificou-se a presença de impurezas - e.g. minerais argilosos, óxidos/hidróxidos de ferro, quartzo).



**Fig. 24** – Curva experimental para a determinação das percentagens de calcite/dolomite nas amostras de rochas recolhidas ao longo dos perfis geológicos estudados na área de estudo. Ic = intensidade do pico máximo da calcite (a 29,4° de 2θ); Id = intensidade do pico máximo da dolomite (a 31° de 2θ). Exemplo: para uma amostra calco-dolomítica da área de estudo, em que o valor de Ic/Id = 0,35 (calculado a partir do seu difratograma) infere-se uma percentual de calcite da ordem do 21% (= dolomite da ordem do 79%); Ic/Id = 1 corresponde a uma amostra com ~47% de calcite e ~53% de dolomite.

### 2.2.3 Granulometria, morfoscopia e mineralogia da cobertura siliciclástica

Após secagem em estufa das amostras de sedimentos siliciclásticos a uma temperatura que não ultrapassou os 50°C, foram efetuadas análises granulométricas com crivagem até à fração de 63 μm (4Ø), numa sucessão de crivos com incremento das malhas de ½Ø. De seguida foi realizada uma análise morfoscópica à lupa binocular da fração arenosa, com particular incidência para a classe 1,0-0,5Ø (areia grosseira), e a identificação mineralógica de cerca 100 grãos por amostra, com a determinação da forma e estado da superfície (fosca ou brilhante) dos grãos de quartzo, assim como a avaliação visual do seu grau de arredondamento.

Na fração arenosa 4-3Ø (areia muito fina) discriminaram-se de forma semi-quantitativa, à lupa binocular e ao microscópio petrográfico, os minerais pesados (estes últimos também confirmados através de DRX, depois de uma prévia separação magnética).

#### 2.2.4 Minerais argilosos

No caso dos **minerais argilosos**, o método para determinação das fases nos litótipos carbonatados, assim como nos siliciclásticos (prévia separação granulométrica), seguiu os seguintes passos: (a) depois de convenientemente moída e fracionada, cada amostra foi descarbonatada através de uma solução ácida com pH próximo dos 4,5 (ácido acético com diluição de 1%); (b) após a remoção do ácido excedente (lavagem com água desionizada), a fração argilosa (<2 µm) (>90) foi separada por centrifugação; (c) os agregados orientados foram preparados em lâminas de vidro (lâminas sedimentadas). De seguida, as lâminas passaram por três vezes no aparelho de DRX (normal, saturada com etileno-glicol e aquecida durante 2 horas a 550°C), no intervalo 2° a 30° de 2θ, e produziram três difratogramas distintos. A identificação do cortejo argiloso e da representatividade relativa de cada um dos minerais (indicado por ordem decrescente nas colunas estratigráficas realizadas – e.g. I+Sm+Cl+K+Int) (**Fig. 23**) baseou-se no cálculo das alturas e áreas dos picos registados nos três tipos de difratogramas acima referidos, segundo o método exposto em LAPA & REIS (1977), com base em THOREZ *et al.* (1970).

#### 2.2.5 Análise química das águas

Partindo do pressuposto que a análise química das águas tem de ser o mais completa possível, para todas as águas amostradas foram determinados, em laboratório, os seguintes elementos: Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, Cl e NO<sub>3</sub>, assim como NH<sub>4</sub>, Al, NO<sub>2</sub> e F, a que se juntaram Pb, Cd, Cr, Zn e Cu. Para algumas amostras foram também realizadas análises para a determinação de hidrocarbonetos totais, mercúrio (Hg) e anidrido carbónico livre (CO<sub>2</sub>), juntamente com alguns testes bacteriológicos.

### 2.3 TRABALHO DE GABINETE

No gabinete realizou-se um estudo interpretativo das cartografias geológicas e geomorfológicas publicadas e de outros documentos cartográficos (já referidos), assim como um trabalho de foto-interpretação (sobre fotografias áreas e ortofotos digitais) e de análise de imagens de satélite, por vezes integrados num Sistema de Informação Geográfica (SIG)<sup>84</sup>, como suporte para a realização da cartografia da área de estudo. No âmbito da fotointerpretação inclui-se também a leitura de painéis fotográficos realizados no campo para

---

<sup>84</sup> Para uma síntese exaustiva sobre os Sistemas de Informação Geográfica e suas utilidades em estudos ambientais se remanda a CUNHA & DIMUCCIO (2002a).

os afloramentos calco-dolomíticos escolhidos de forma a apoiar a análise da estratigrafia das fraturas vs. carsificação.

### 2.3.1 Fotointerpretação e deteção remota

As **fotografias aéreas** utilizadas, em escala de cinzentos e em pares estereográficos, foram imagens de alta qualidade nas escalas cartográficas aproximadas de 1:15 000 (ano 1990) (Instituto Geográfico e Cadastral – IGC) e de 1:26 000 (ano 1958) (Instituto Geográfico do Exercito - IGeoE).

**Ortofotos digitais**, a cor e em formato raster (resolução espacial de 0,50 m, resolução radiométrica RGB e Infravermelho próximo) (ano 2007) (Instituto Geográfico Português - IGP), também foram utilizadas na aquisição do padrão de distribuição dos lineamentos estruturais e, sobretudo, na delimitação de superfícies aplanadas. Importa referir que as fotos do voo de 1958, apesar de terem menor resolução cartográfica, mostram a área de estudo menos antropizada, facilitando assim a identificação das formas do relevo.

No caso das imagens de satélite, foram utilizadas **Imagens Landsat** por causa da sua visão sinóptica sobre grandes áreas, que permite a deteção de características geológicas regionais. Em particular utilizou-se uma imagem *Global Landsat Orthorectified Pan-sharpened ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)*<sup>85</sup>, exibida como uma composição colorida RGB-742, e um conjunto de imagens ortoretificadas - pancromática e multiespetrais - do sensor Landsat 7 ETM+ (USGS, 2001). Estas imagens, adquiridas em Junho de 2000, cobrem a porção centro-ocidental de Portugal. A fonte deste conjunto de dados foi a *Global Land Cover Facility* ([www.landcover.org](http://www.landcover.org)), as imagens foram descarregadas a partir do *USGS Global Visualization Viewer* (<http://www.glovis.usgs.gov/> - último acesso em Janeiro de 2011) e incluíram a correção standard do terreno (nível 1T), juntamente com as correções sistemáticas radiométricas e geométricas de precisão com base em pontos de controlo no terreno e num modelo digital de elevação (MDE) para uma maior precisão topográfica. Não foram aplicadas a correção atmosférica e topográfica.

---

<sup>85</sup> O sensor ETM+ foi lançado em órbita no dia 15 de Abril do 1999 a bordo do satélite Landsat 7 e está em operação desde esta data. O ETM+ tem seis bandas refletoras correspondentes a porções do espectro eletromagnético do visível e do infravermelho, com uma resolução espacial (ou geométrica) de 30 m. O ETM+ baseia-se no *Thematic Mapper* (TM) *Sensor* do Landsat 4 e do Landsat 5. As alterações no sensor ETM+ incluem uma nova banda pancromática (banda 8), um aumento na resolução espacial da banda térmica a 60 m em comparação com os 120 m do TM, e da adição de dois dispositivos de calibração para monitorizar as alterações em órbita do sensor (MARKHAM *et al.*, 1997).

### 2.3.2 Sistemas de informação geográfica

Os SIG permitiram a criação de uma base de dados georreferenciada que facilitou a preservação das dimensões reais dos elementos em estudo, favorecendo a resolução gráfica das informações. A análise de imagens de satélite, ortofotos digitais e cartas topográficas e/ou geológicas em formato vetorial e raster<sup>86</sup> potenciou a análise integrada, a produção de modelos digitais de elevação (MDE - com uma resolução geométrica de 25 x 25 m de pixel utilizando curvas de nível, pontos cotados e linhas de águas vetorizadas a partir da base cartográfica oficial à escala 1:25 000), assim como de cartografia temática com óbvias repercussões positivas nas interpretações geológicas e geomorfológicas. A automatização permitiu uma elevada velocidade dos procedimentos de cálculo, restituindo resultados de leitura imediata e uma cartografia de fácil manuseamento, com óbvias potencialidades nas aplicações práticas nos diferentes níveis de processamento de um sistema de gestão e ordenamento/planeamento do território.

---

<sup>86</sup> Por **modelo vetorial** entende-se uma base de dados georreferenciada num SIG onde os elementos geográficos estão representados por pontos, linhas ou polígonos, e onde a cada elemento está associada uma tabela de atributos. Por **modelo raster** entende-se uma base de dados no SIG em que o espaço se define através de uma matriz de células (pixels) com o mesmo tamanho e dispostas em fileiras e colunas, onde cada célula contém um atributo e as respetivas coordenadas de localização. Grupos de células que partilham o mesmo atribuído representam o mesmo tipo de característica geográfica.



### 3 ORGANIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO DE COIMBRA

---

Como já se referiu nos capítulos anteriores, o corpo lítico investigado é constituído por um conjunto de **unidades calco-dolomíticas** da base do Jurássico Inferior (Orla mesozoica Ocidental de Portugal), temporalmente atribuído ao **Sinemuriano inferior-base do Pliensbaquiano**, e corresponde à fase inicial do enchimento carbonatado da **Bacia Lusitânica**. A norte do Rio Tejo, na **região Coimbra-Penela** (área de estudo), em **domínio proximal**, a sucessão calco-dolomítica patenteia uma importante e contínua expressão cartográfica a sul da cidade de Coimbra<sup>87</sup>, numa configuração morfo-estrutural específica - as **Colinas Dolomíticas**.

Neste capítulo, depois de sistematizar sobre os perfis geológicos observados e de apresentadas as respetivas **colunas estratigráficas** de pormenor, juntamente com um **exercício de correlação** (à escala local)<sup>88</sup>, propõe-se um **quadro litostratigráfico formal** (formações e membros) para a sucessão calco-dolomítica aflorante na área de estudo, de acordo com as normativas dos Guias Internacionais de Nomenclatura Estratigráfica, capaz de resumir a informação estratigráfica, sedimentológica e paleontológica recolhida e comparada com a disponível na bibliografia<sup>89</sup>. Porém, apesar dos diversos estudos já realizados (ver capítulo 1), como consequência do facto do corpo lítico investigado ter sido, até agora, pouco caracterizado no detalhe das variações locais de fácies, ainda subsistem dúvidas na sua definição, assim como na individualização sistemática dos seus limites litostratigráficos, sobretudo na área de estudo.

A atribuição geocronológica das **unidades litostratigráficas** definidas, e que correspondem a volumes cartografáveis ocupados por materiais de igual litofácies, faz-se essencialmente por comparação entre os elementos fossilíferos reconhecidos no campo e em laboratório, e as escalas bio e cronostratigráficas globais. Ao longo do trabalho utiliza-se a escala geocronológica de COHEN *et al.* (2013), © *International Commission on Stratigraphy* (IUGS). No caso das biozonas de amonites, adota-se a zonação para a **Bacia Lusitânica** utilizada nos recentes trabalhos de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013a) e de DUARTE *et al.* (2014) (com o suporte também das referências neles incluídas).

---

<sup>87</sup> Outros importantes afloramentos, com que é possível estabelecer correlações à escala regional, aparecem no domínio mais distal, em Montemor-o-Velho e nas regiões de S. Pedro de Moel/Peniche (ver DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE, 2007; DUARTE *et al.*, 2010; AZERÉDO *et al.*, 2010; entre outros).

<sup>88</sup> Com o exercício de **correlação estratigráfica** determinam-se a relação de “tempo” entre dois ou mais acontecimentos, onde a duração pode não ser expressa por um número. Este exercício de correlação entre os perfis estudados foi realizado com base na arquitetura de fácies, na bioestratigrafia, nas superfícies de descontinuidade e em estratos (ou corpos líticos) guia, que permitiram uma correlação entre todas as colunas realizadas quase camada por camada.

<sup>89</sup> A classificação dos macrofósseis encontrados fez-se com o auxílio dos “**Atlas des fossiles caractéristiques du lias portugais I – Lias inférieur e II – Carixien**” (MOUTERDE & ROCHA, 1980/1981; MOUTERDE *et al.*, 1983), assim como de outras publicações (DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987; DOMMERGUES *et al.*, 2004, 2010; PAREDES *et al.*, 2013a,b, 2014; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014).

### 3.1 LOCALIZAÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

De forma a cumprir os objetivos desta tese, e de acordo com as metodologias já referidas, entre 2001 e 2004 realizou-se uma prospeção sistemática de toda a região Coimbra-Penela durante a qual foram encontrados vários **locais de observação privilegiada** do corpo lítico investigado e das unidades enquadrantes, assim como das respetivas estruturas tectónicas, formas cársicas (à meso-escala) e cobertura sedimentar essencialmente siliciclástica pós-jurássica. Nos últimos dois anos (2012 e 2013) tirou-se partido da construção da nova estrada IC3 - Tomar/Coimbra para incluir nas observações de campo outros afloramentos e para voltar a rever algum dos antigos (Fig. 25). Trata-se essencialmente de afloramentos rochosos naturais isolados, taludes artificiais de novas e velhas estradas, paredes que resultaram de obras para a construção de edifícios e frentes de pedreiras ativas/inativas.

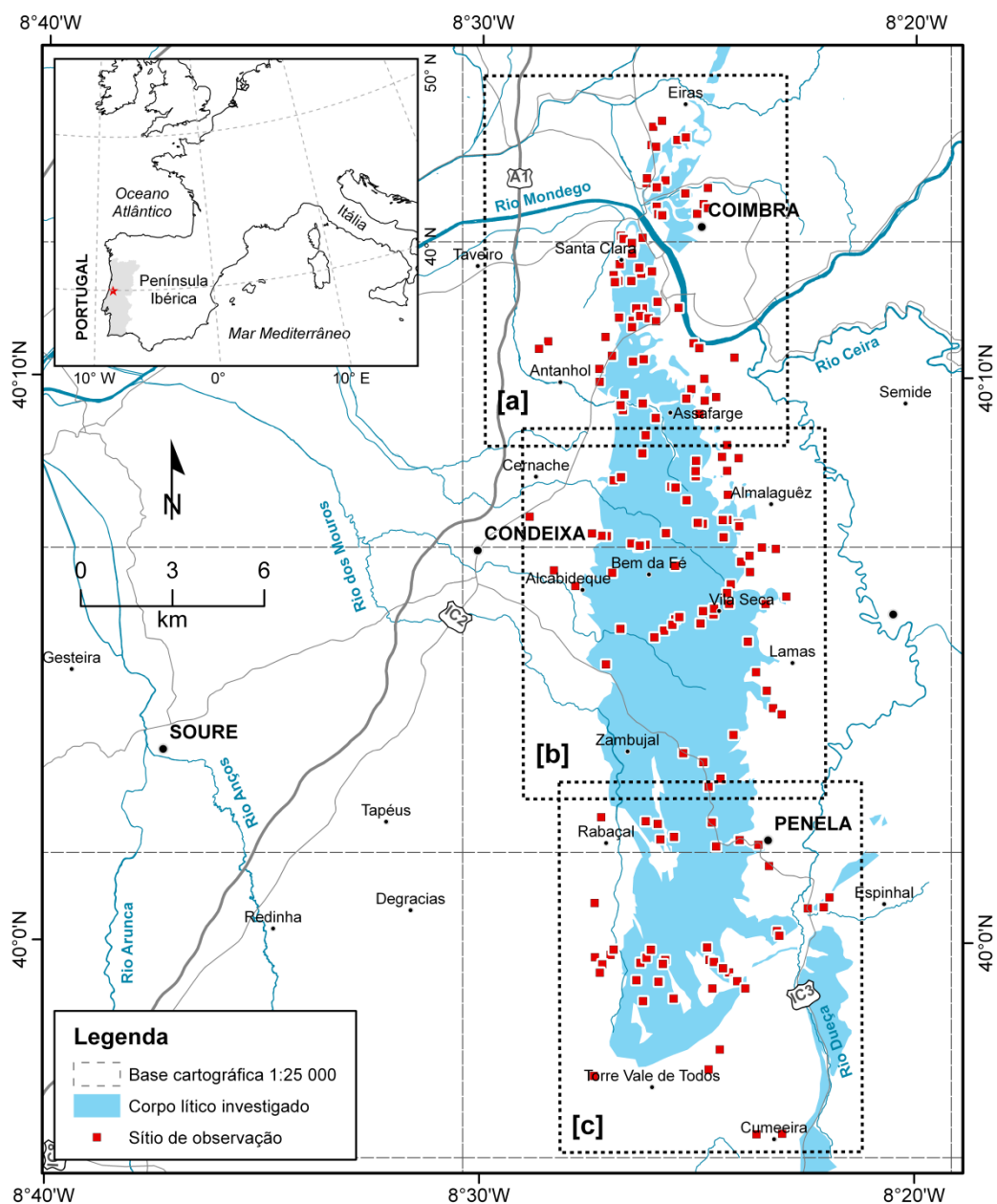
No caso em que foi possível seguir uma sucessão contínua de estratos (**perfil**) da sucessão calco-dolomítica, optou-se por realizar também **colunas estratigráficas** de pormenor, algumas das quais foram depois utilizadas no exercício de correlação<sup>90</sup>. Sempre que nestes perfis se reconheceram e cartografaram estruturas tectónicas com rejeito vertical importante (observado ou inferido) a respetiva coluna estratigráfica, apesar de ter sido utilizada na identificação e caracterização das unidades que compõem o corpo lítico investigado, assim como na análise geológico-estrutural/geomorfológica da área de estudo, não foi aproveitada no exercício de correlação devido a óbvias razões de incerteza no que diz respeito à continuidade vertical dos estratos<sup>91</sup>. O reduzido número de locais encontrados (n.º 174), numa área geográfica de ~210 km<sup>2</sup>, assim como a sua distribuição espacial em manchas não homogéneas (Fig. 25), ficaram marcadamente condicionadas pela abundância duma cobertura vegetal arbustiva/herbácea que frequentemente dificultou a observação no terreno. Além disso, pela própria especificidade de alguns destes locais, e tendo em consideração o tempo decorrido deste o primeiro trabalho de campo até hoje, é de referir que existem casos em que os perfis estudados já não se encontram hoje acessíveis (ou foram completamente destruídos), geralmente por causa de intervenções de construção civil<sup>92</sup>.

---

<sup>90</sup> A escolha dos sítios onde realizar as colunas estratigráficas teve em conta, além das evidentes preocupações de carácter meramente estratigráfico e sedimentológico, também outras de carácter morfo-estrutural, nomeadamente a ocorrência de formas cársicas (superficiais e subterrâneas) e das descontinuidades sin e pós-deposicionais a elas associadas (planos de estratificação e fraturas) importantes no julgamento da carsificação na área de estudo. Assim sendo, nas colunas estratigráficas discriminam-se os elementos meso e microscópicos principais, de acordo com a simbologia indicada na Figura 23 e, além disso, antecipa-se a correspondência entre as unidades observadas e as litofácies calco-dolomíticas definidas nesta tese (ver Tabela 1 - capítulo 4).

<sup>91</sup> Fugiram a esta regra as colunas n.º 50, 53, 45 e 119 por terem sido realizadas ao longo de perfis com espessura notável e onde, apesar da presença de algumas fraturas que interrompem a continuidade da sucessão calco-dolomítica, se consegue ter um controle estratigráfico razoável com os afloramentos vizinhos, diretamente no campo.

<sup>92</sup> Ao contrário do que seria expectável num trabalho clássico de sedimentologia/estratigrafia (não sendo este o caso), o grau de detalhe dos perfis estudados, por vezes, apresenta-se bastante variável, nomeadamente no que diz respeito ao número de amostras margosas e calco-dolomíticas recolhidas e analisadas em laboratório (175 amostras em ~100 m de espessura total). Trata-se, no entanto, duma amostragem que abrange todas as tipologias de litofácies reconhecidas na sucessão carbonatada. Tal situação prende-se essencialmente com o facto de que a abordagem sedimentológico/estratigráfica é aqui utilizada essencialmente como suporte para a análise da (paleo)carsificação que afeta o corpo lítico investigado, no quadro mais geral da evolução morfo-estrutural das **Colinas Dolomíticas**.



**Fig. 25** – Localização dos sítios de observação privilegiada encontrados e analisados durante a prospeção sistemática da área de estudo. Trata-se essencialmente de afloramentos rochosos naturais isolados, taludes artificiais de novas e velhas estradas, paredes que resultaram de obras para a construção de edifícios e frentes de pedreiras ativas/inativas. A delimitação cartográfica do corpo lítico investigado (sucessão calco-dolomítica da base do Jurássico Inferior) foi completada, e por vezes retificada, através do auxílio de esboços já existentes (por vezes não publicados – ver a lista apresentada no capítulo 2), da Folha 19–D (Coimbra - Lousã) da Carta Geológica de Portugal em escala 1:50 000 e de um demorado trabalho de campo. Identificação das três distintas zonas de trabalho mencionadas no texto: [a] = zona setentrional, [b] = zona central, [c] = zona meridional.

Focalizando a atenção nos locais em que se levantaram as colunas estratigráficas de pormenor da sucessão calco-dolomítica<sup>93</sup>, e de forma a simplificar o entendimento e a leitura

<sup>93</sup> Nesta tese optou-se para apresentar, no pormenor, através de **colunas estratigráficas**, exclusivamente os perfis da sucessão carbonatada que serviram para o exercício de correlação. Além disso, a informação gráfica detalhada contida nestas colunas, juntamente com a informação fotográfica apresentada para cada afloramento, dispensam ulteriores

da sua localização e distribuição espacial, a área de estudo foi subdividida em três zonas de trabalho distintas (**Fig. 25**): (a) **zona setentrional**, inclui todos os afloramentos descritos e analisados no interior e nos arredores da cidade de **Coimbra** (parte das folhas n.º 230 e 241 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército); (b) **zona central**, inclui todos os afloramentos descritos e analisados entre o limite meridional da malha periurbana da cidade de Coimbra e pouco a norte da vila de Penela, mais propriamente entre os aglomerados urbanos de **Cernache-Almalaguês-Alcabideque-Vila Seca-Zambujal-Lamas** (parte das Folhas n.º 241 e 251 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército); (c) **zona meridional**, inclui todos os afloramentos descritos e analisados entre a vila de **Penela** e a povoação da **Cumeeira** (parte das Folhas n.º 251 e 263 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército). No total realizaram-se 25 colunas estratigráficas e 21 destas foram utilizadas no exercício de correlação à escala local.

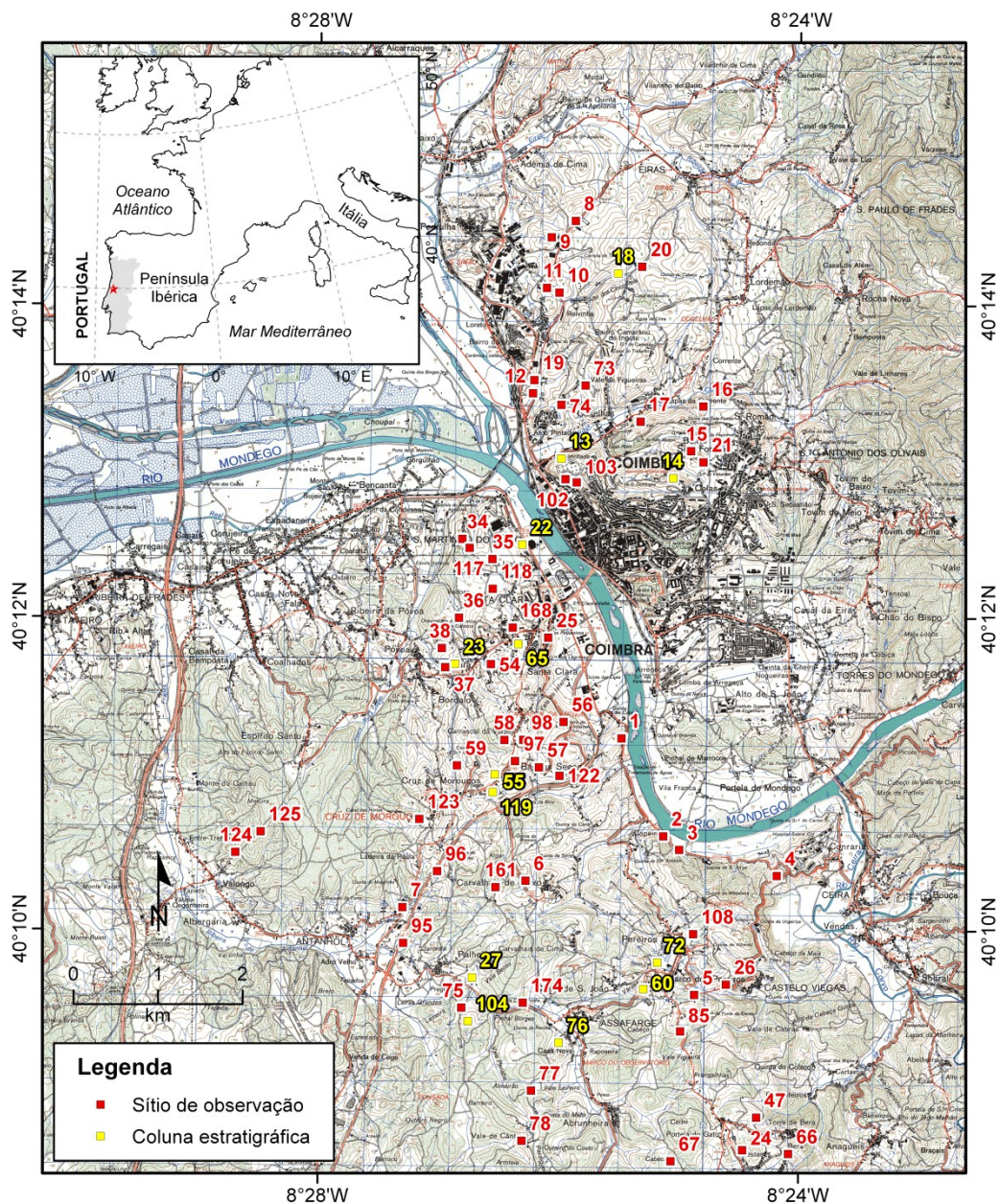
### 3.1.1 Zona setentrional

No interior e nos arredores da cidade de Coimbra foram estudadas 13 colunas estratigráficas de pormenor (**Fig. 26**). Trata-se duma zona urbana e periurbana com numerosos afloramentos mas, ao mesmo tempo, com carácter temporário, devido as frequentes intervenções da construção civil que claramente condicionam o aparecimento/conservação/destruição dos mesmos.

De norte para sul, reconhecem-se os seguintes afloramentos: dos Bairro de São Miguel/Liberdade (n.º 18), o mais setentrional de todos (Coimbra norte), o da Casa do Sal (n.º 13), por baixo do Cemitério da Conchada, logo na margem direita (este) do Rio Mondego, do Instituto Missionário (n.º 14), ainda na zona norte da cidade e no meio da sua malha urbana, da Guarda Inglesa (n.º 22), logo na margem esquerda (oeste) do Rio Mondego, do Alto de Santa Clara (n.º 65) e da Mesura (n.º 23), ambos em Santa Clara (Coimbra sul), da Cruz de Morouços (n.º 55), pouco a oeste de Banhos Secos, dos Carvalhais (n.º 119), no lado direito da via rodoviária IC2 direção Coimbra-Condeixa (numa antiga pedreira), do Santa Luzia (n.º 72), por traz duma importante central elétrica, da Palheira (n.º 27), pouco a norte da estrada entre Palheira-Assafarge, da Várzea (n.º 60), na estrada entre Assafarge-Marco dos Pereiros, de Lameira (n.º 104), pouco a sul da estrada entre Palheira-Assafarge e de Casa Nova (n.º 76), pouco a sul de Assafarge.

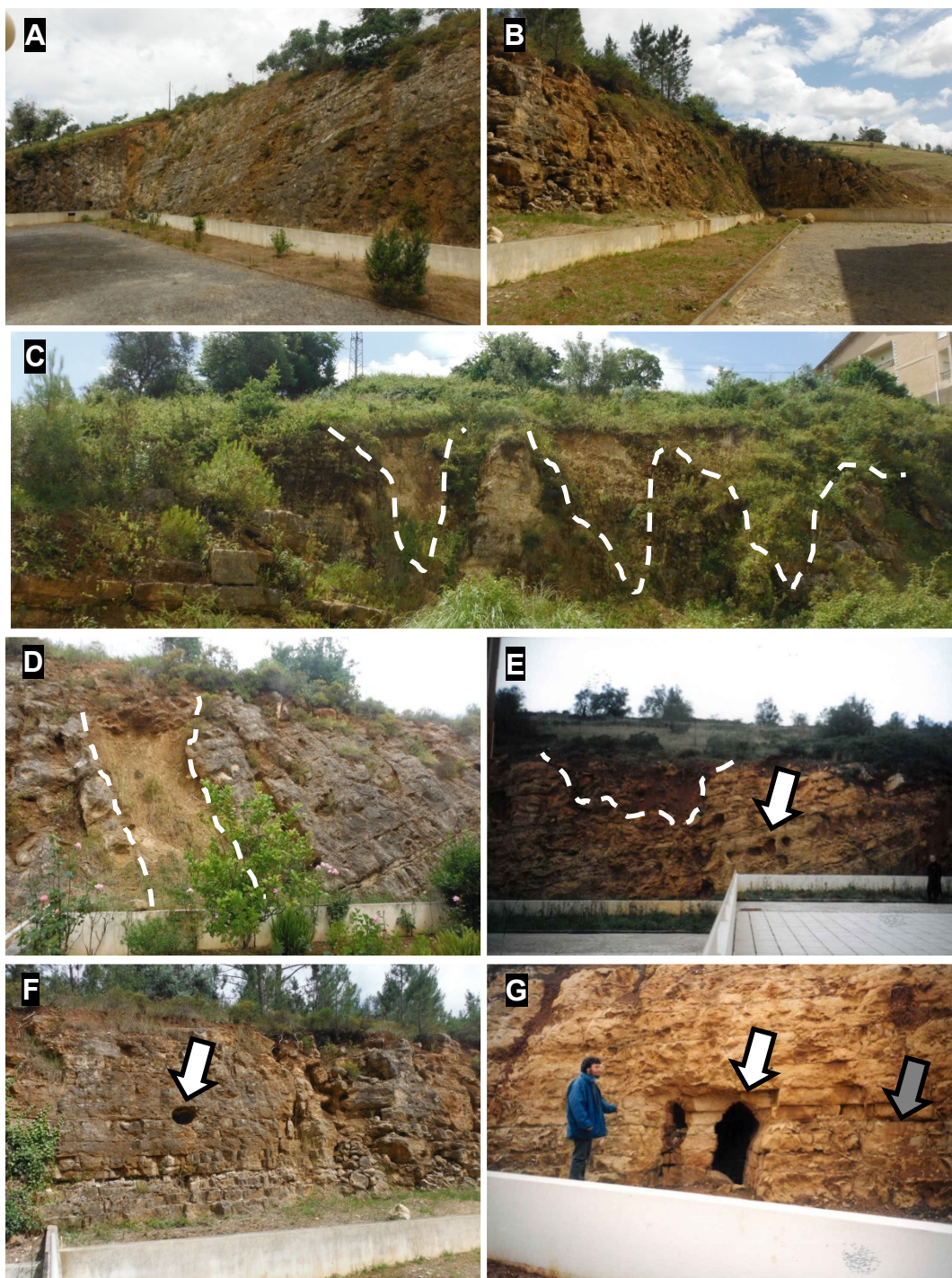
---

prolixas descrições ao longo do texto. Os restantes perfis são igualmente mencionados no texto e localizados na cartografia dos afloramentos.



**Fig. 26** – Localização e seriação dos sítios de observação privilegiada da zona de trabalho setentrional (ver [Figura 25](#)), com destaque para os locais em que se realizaram as colunas estratigráficas de pormenor. Base cartográfica extraída das folhas n.º 230 (Coimbra) e 241 (Coimbra Sul) da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 do Instituto Geográfico do Exército (Série M888, Ed. 3 e 4 - 2002) (IGeoE, 2003).

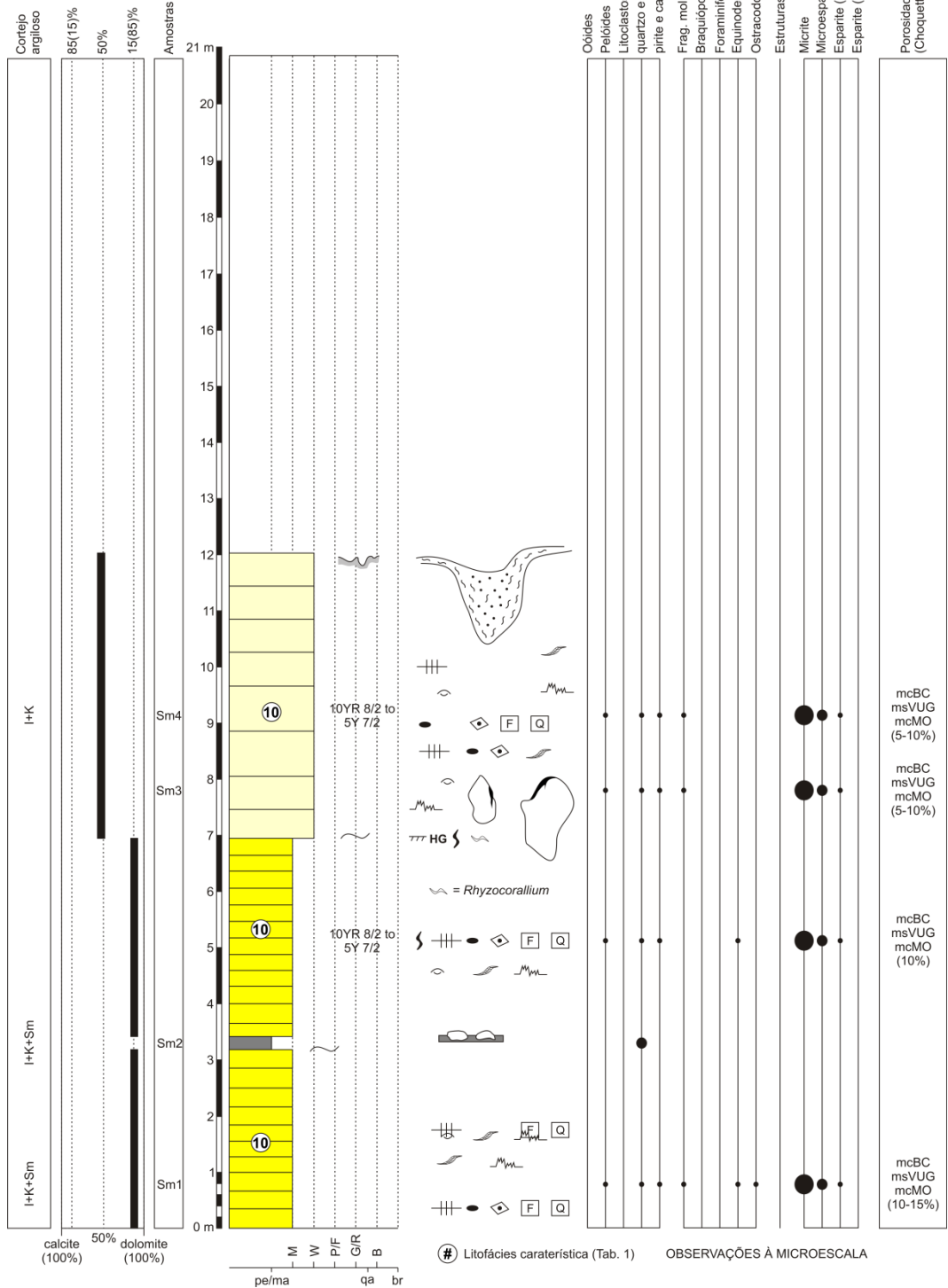
O perfil dos Bairros de São Miguel/Liberdade (n.º 18) ([Figs. 27 e 28](#)), hoje ainda visível, constitui um exemplo de bom afloramento, não só pelas ótimas condições de exposição vertical, como ainda pela importante continuidade lateral e pela diversidade de formas cársicas reconhecidas (superficiais e subterrâneas). Trata-se de um marco importante na descrição e definição do conjunto das unidades líticas que caracterizam a porção superior da sucessão calco-dolomítica, na passagem, através de uma superfície de caráter erosivo local (com carsificação), às unidades enquadrantes mais recentes que possivelmente pertencem à **Formação de Vale das Fontes (?)**.



**Fig. 27** – Aspetos de campo do perfil dos Bairros de São Miguel/Liberdade (n.º 18): (A), (B) e (C) – Vista geral atual (ano 2014) do afloramento calco-dolomítico; (C) - Formas cársticas superficiais (essencialmente lapiás) preenchidas por margas grumosas cinzentas que possivelmente pertencem à **Formação de Vale das Fontes** (?); (D) – Forma cárstica superficial bastante desenvolvida (poço de dissolução) completamente preenchida por uma cobertura essencialmente siliciclástica pós-jurássica; (E) e (F) - Cavidades cársticas, com reduzidas dimensões, claramente relacionadas com planos de estratificação e/ou horizontes estratigráficos (compostos de um ou mais estratos) (G) – Cavidade cárstica com desenvolvimento horizontal e totalmente liberta de depósitos químicos e detríticos a desenvolver-se em estratos regulares decimétricos de calcários dolomíticos e dolomitos acastanhados interstratificando com margas cinzentas em estratos finos a muito finos (a formar juntas de estratificação). Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 28](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 18**  
**Bairros de São Miguel/Liberdade (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 548887 4454264  
 Altitude do topo: 70 m



**Fig. 28** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil dos Bairros de São Miguel/Liberdade (n.º 18). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

Os perfis da Casa do Sal (n.º 13) (Figs. 29 e 30), do Instituto Missionário (n.º 14) (Figs. 31 e 32) e da Guarda Inglesa (n.º 22) (Figs. 33 e 34), hoje em larga parte ocultados, constituem exemplos de bons afloramentos não só pelas ótimas condições de exposição vertical (pelo menos na altura em que foram observados e descritos), como ainda pela importante continuidade lateral e grande diversidade faciológica e de formas cársicas reconhecidas (superficiais e subterrâneas). Trata-se de afloramentos fundamentais ao entendimento da passagem entre a porção intermédia e superior da sucessão calco-dolomítica e, do ponto de vista essencialmente estratonómico, marcam pelo menos dois grandes conjuntos verticais importantes: um conjunto basal com espessuras dos estratos muito variável, lateralmente descontínuo e litologicamente mais heterogéneo, de um conjunto superior com estratificação regular decimétrica, lateralmente mais contínuo e litologicamente homogéneo.

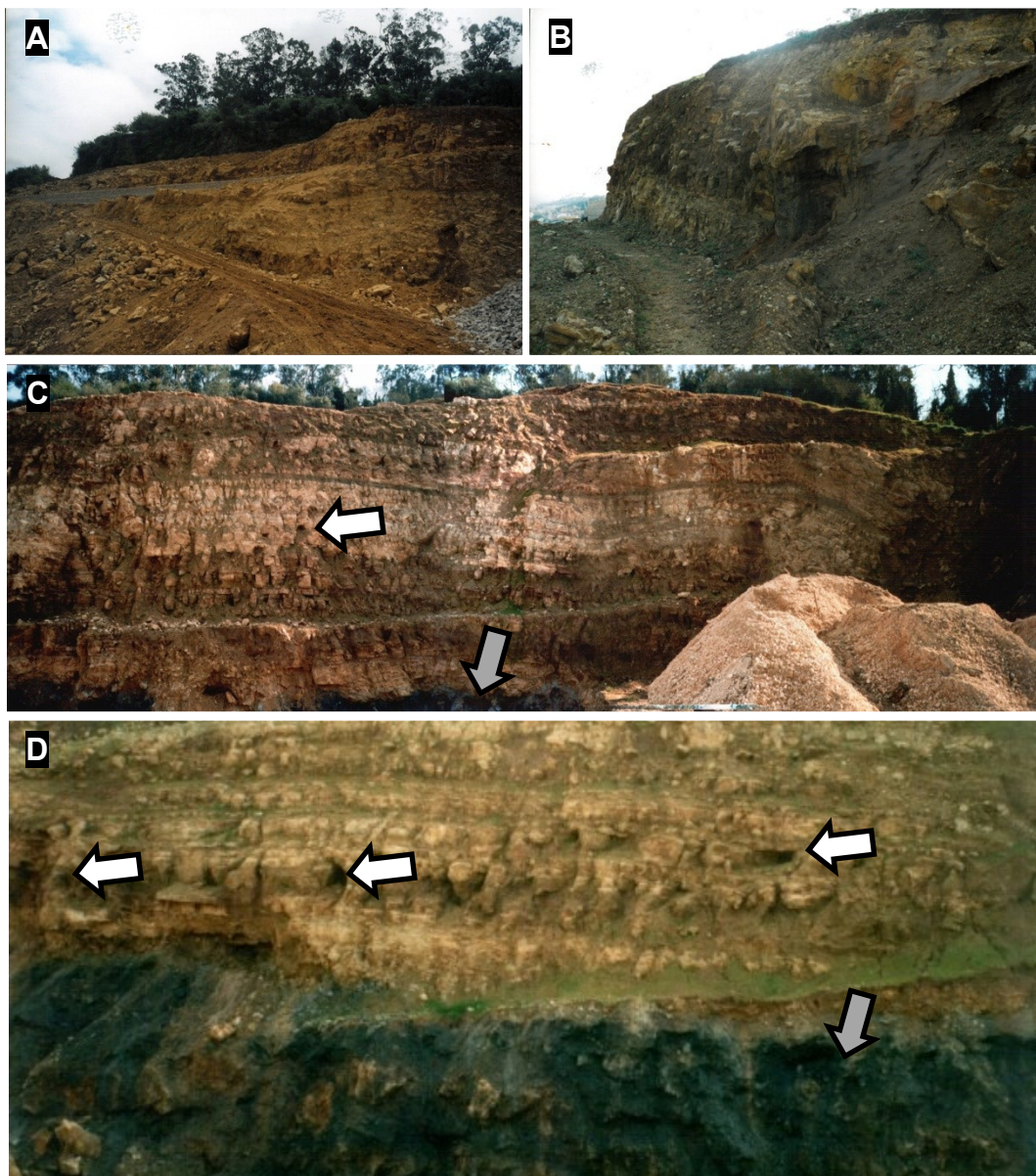
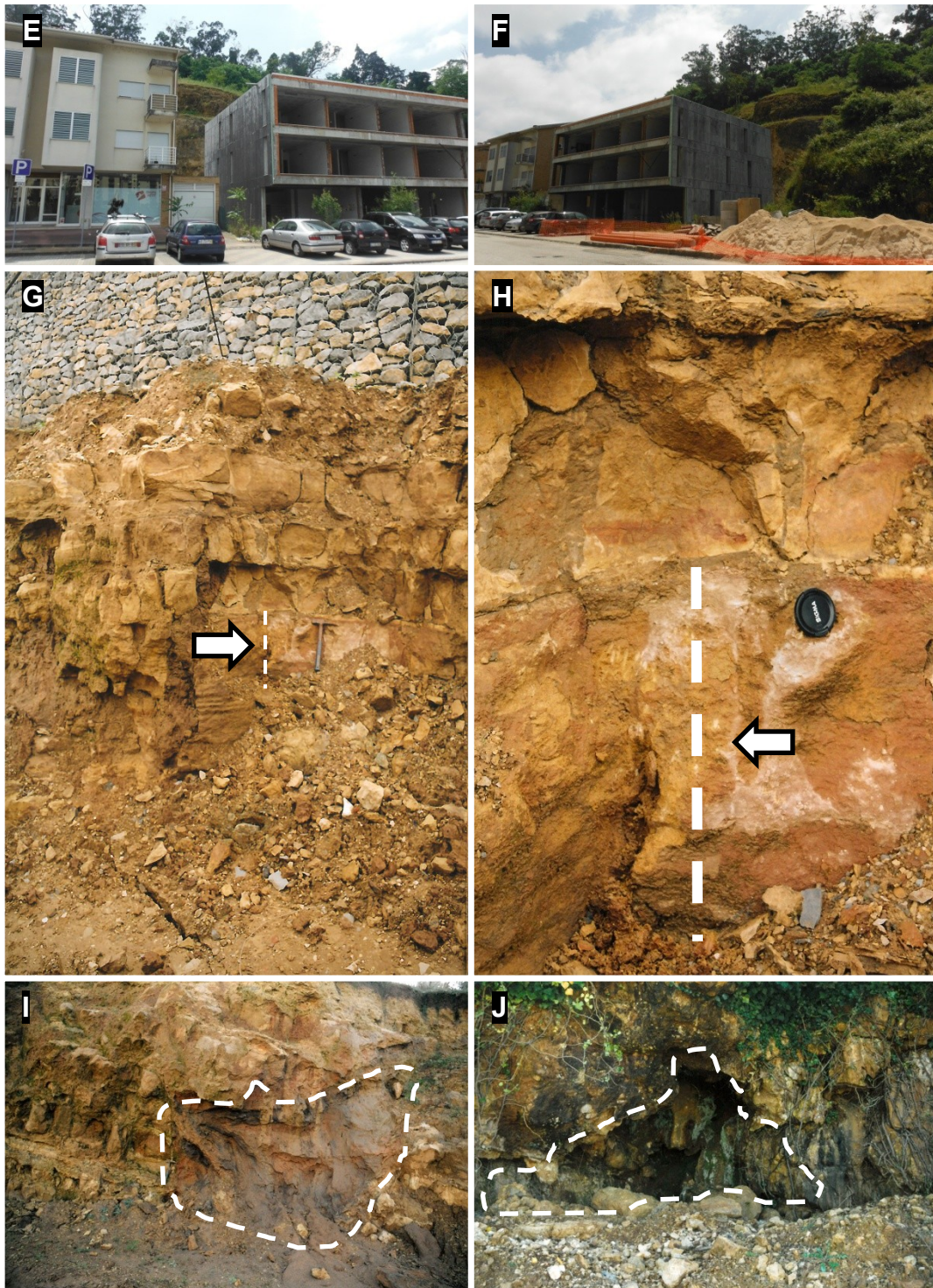


Fig. 29 – Legenda na página seguinte.





**Fig. 29** – Aspectos de campo do perfil da Casa do Sal (n.º 13): (A), (B), (C) e (D) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2001); na base do afloramento observam-se pelitos/argilitos negros, por vezes variegados e gipsíferos, no contacto com corpos irregulares de dolomitos amarelados-acastanhados e localmente brechóides; nas porções intermédias da sucessão carbonatada observa-se uma série de cavidades cársticas, com reduzidas dimensões, claramente relacionadas com distintas discontinuidades (planos de estratificação e fraturas) ou horizontes estratigráficos específicos (compostos de um ou mais estratos); (E) e (F) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora em larga parte ocultado; (G) – Camada quartzarenítica com espessura métrica, visível em correspondência do martelo, interstratificando com dolomitos ferruginosos/argilosos massivos; (H) – Corpo quartzarenítico da fotografia anterior; (I) - Cavidade cárstica bastante desenvolvida (ver o martelo como escala gráfica) totalmente preenchida por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos e por injeções de margas cinzentas (das locais juntas de estratificação); (J) - Cavidade cárstica completamente liberta dos depósitos siliciclásticos e com as paredes recobertas de concreções calcíticas. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 30](#).



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 13**  
**Casa do Sal (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 548249 4452061  
 Altitude do topo: 60 m

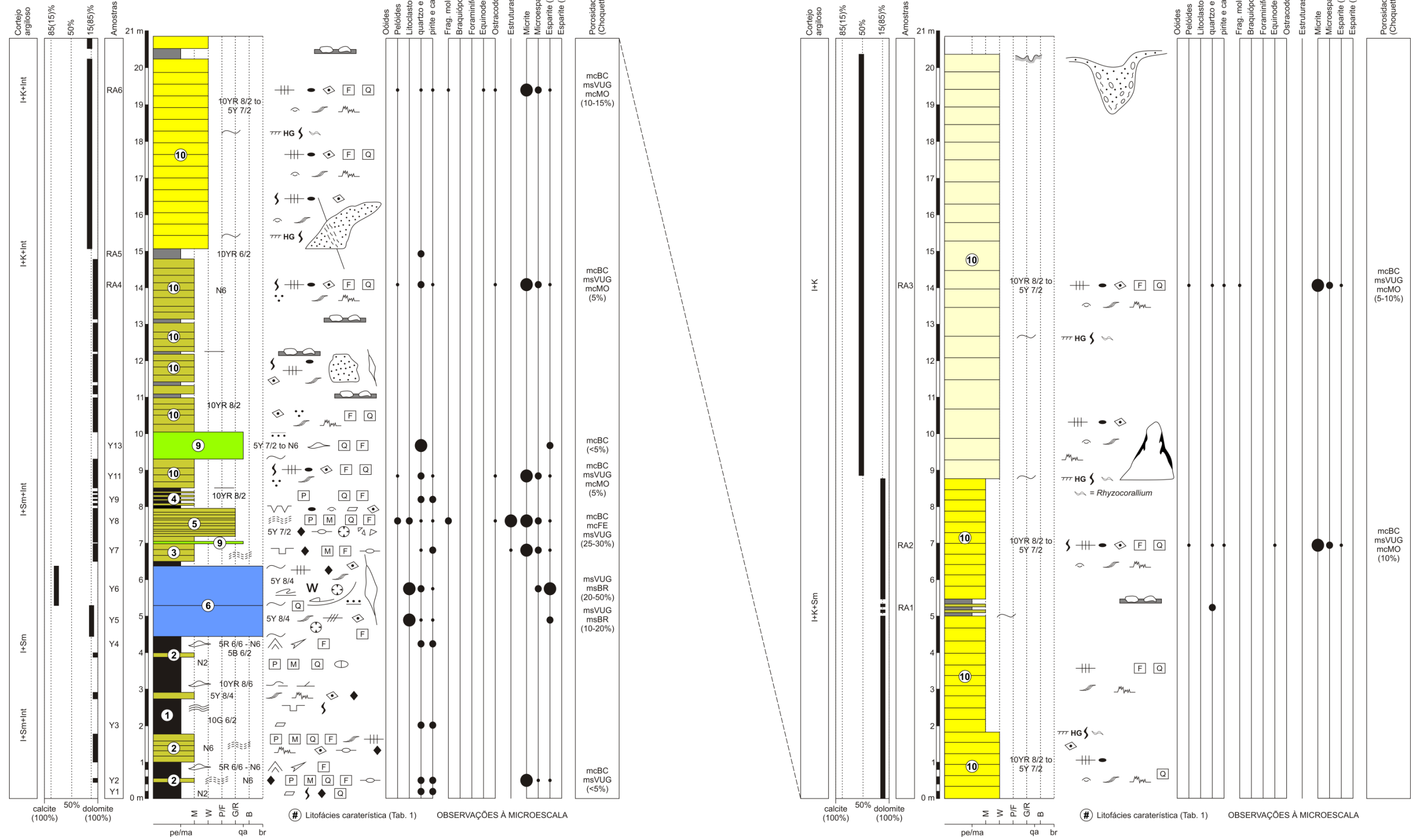
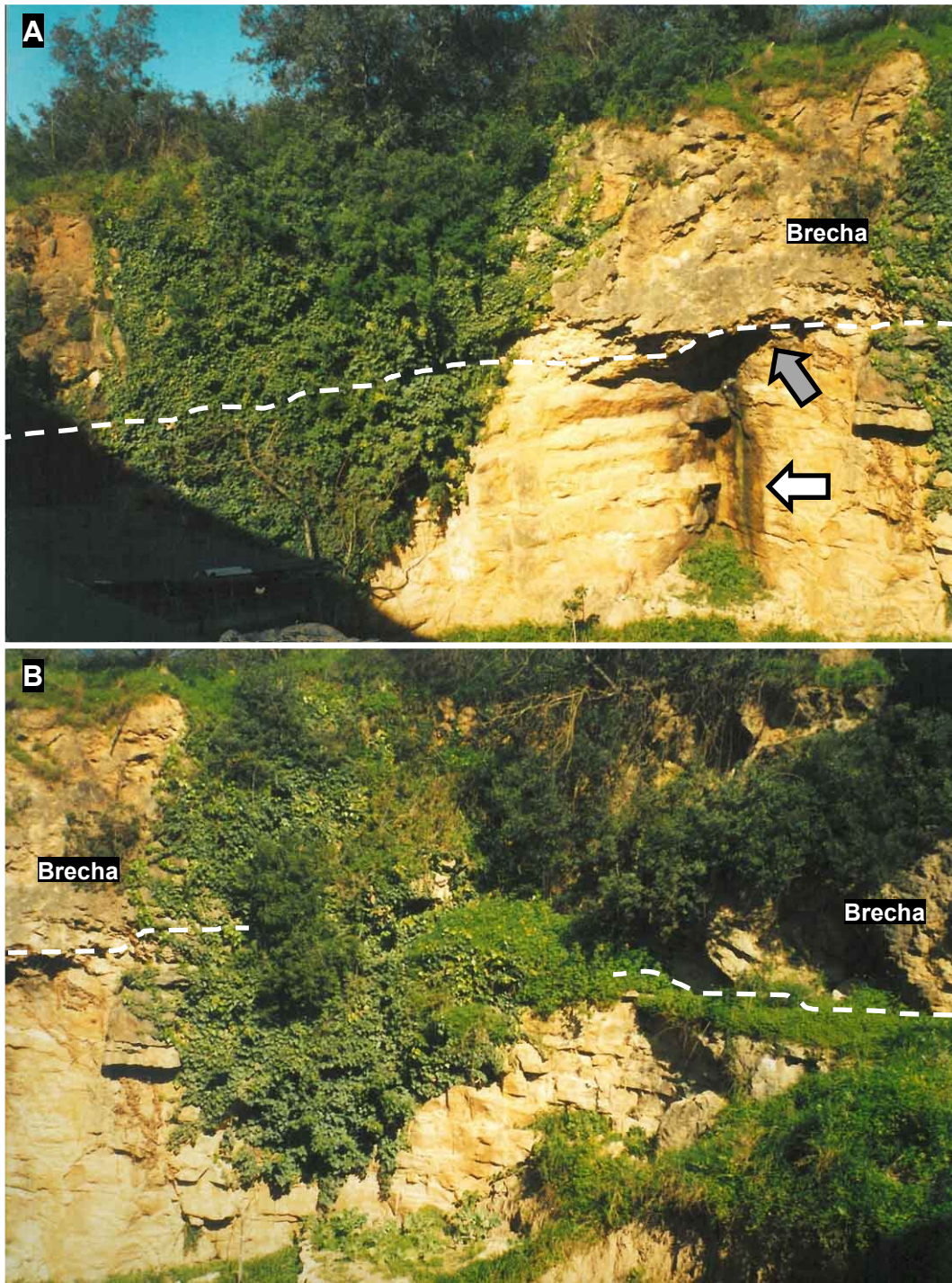


Fig. 30 – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Casa do Sal (n.º 13). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.

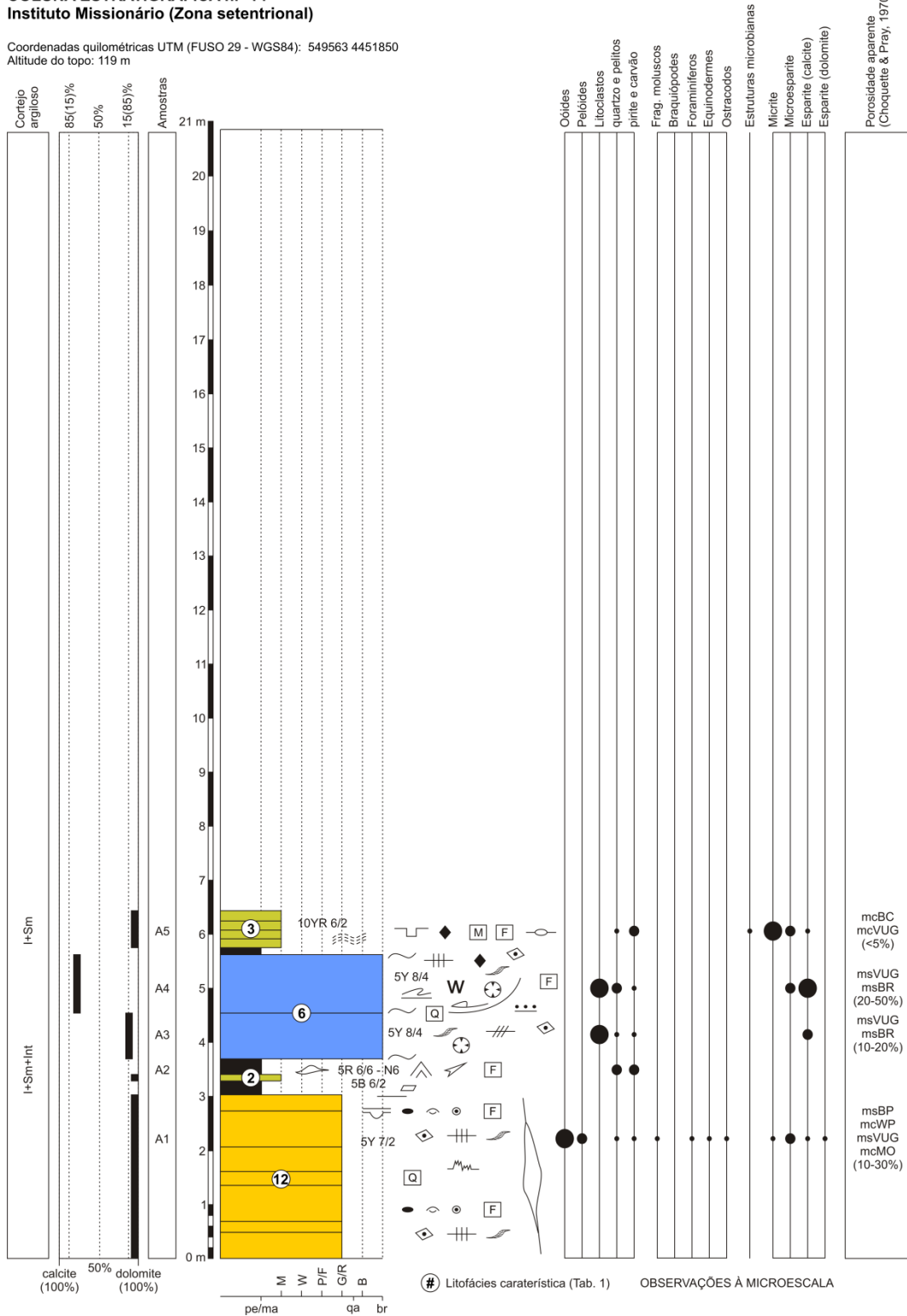




**Fig. 31** – Aspectos de campo do perfil do Instituto Missionário (n.º 14): (A) e (B) – vista geral do afloramento calcodolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2001); no topo do afloramento observa-se um corpo espesso de dolomito brechóide amarelo-acastanhado separado do conjunto inferior (dolomitos essencialmente oolíticos/peloidais) por uma superfície irregular com carácter erosivo local. Nas camadas mais regulares da base observa-se uma fratura alargada pela carsificação. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársicas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 32](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 14**  
**Instituto Missionário (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549563 4451850  
 Altitude do topo: 119 m



**Fig. 32** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil do Instituto Missionário (n.º 14). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

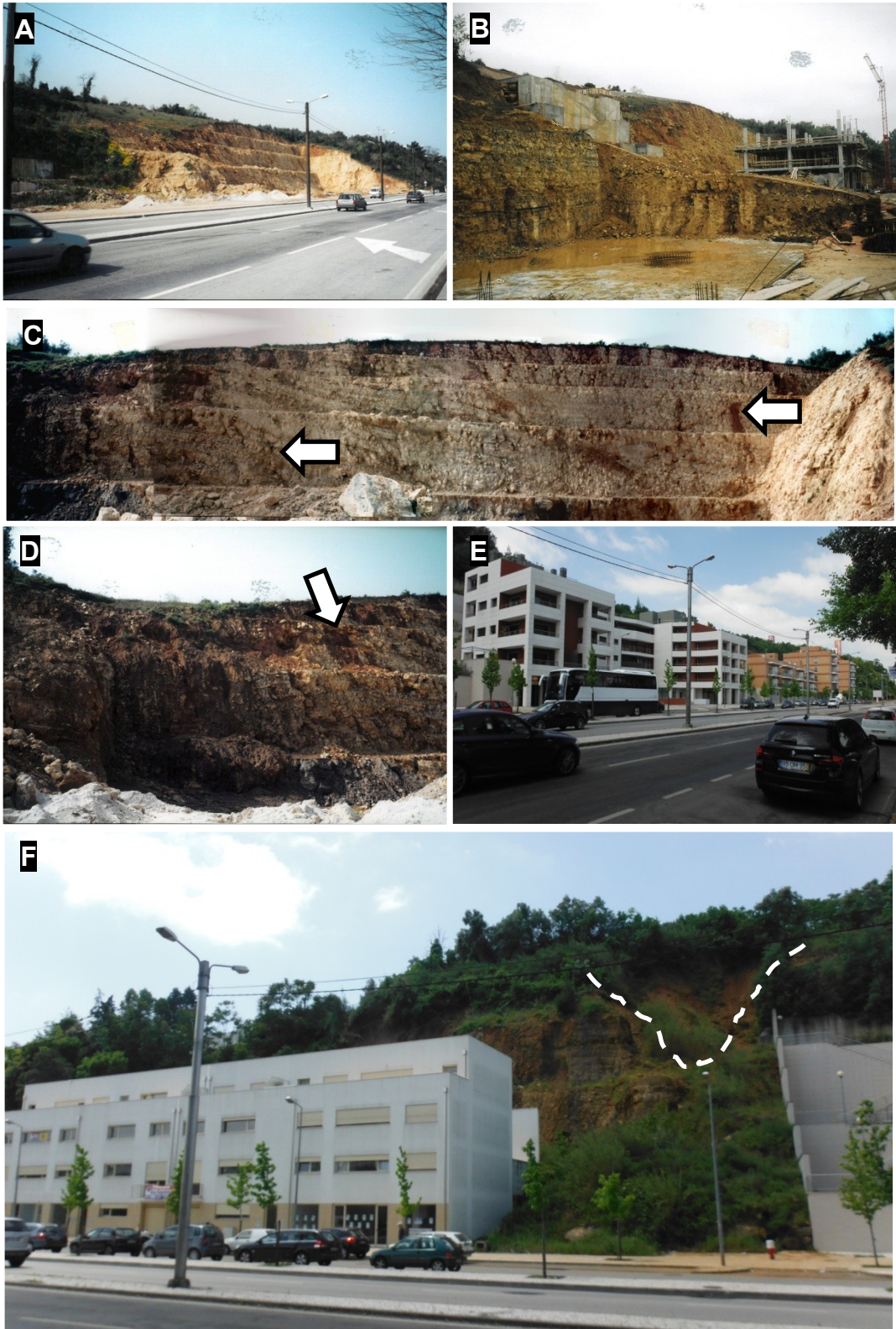
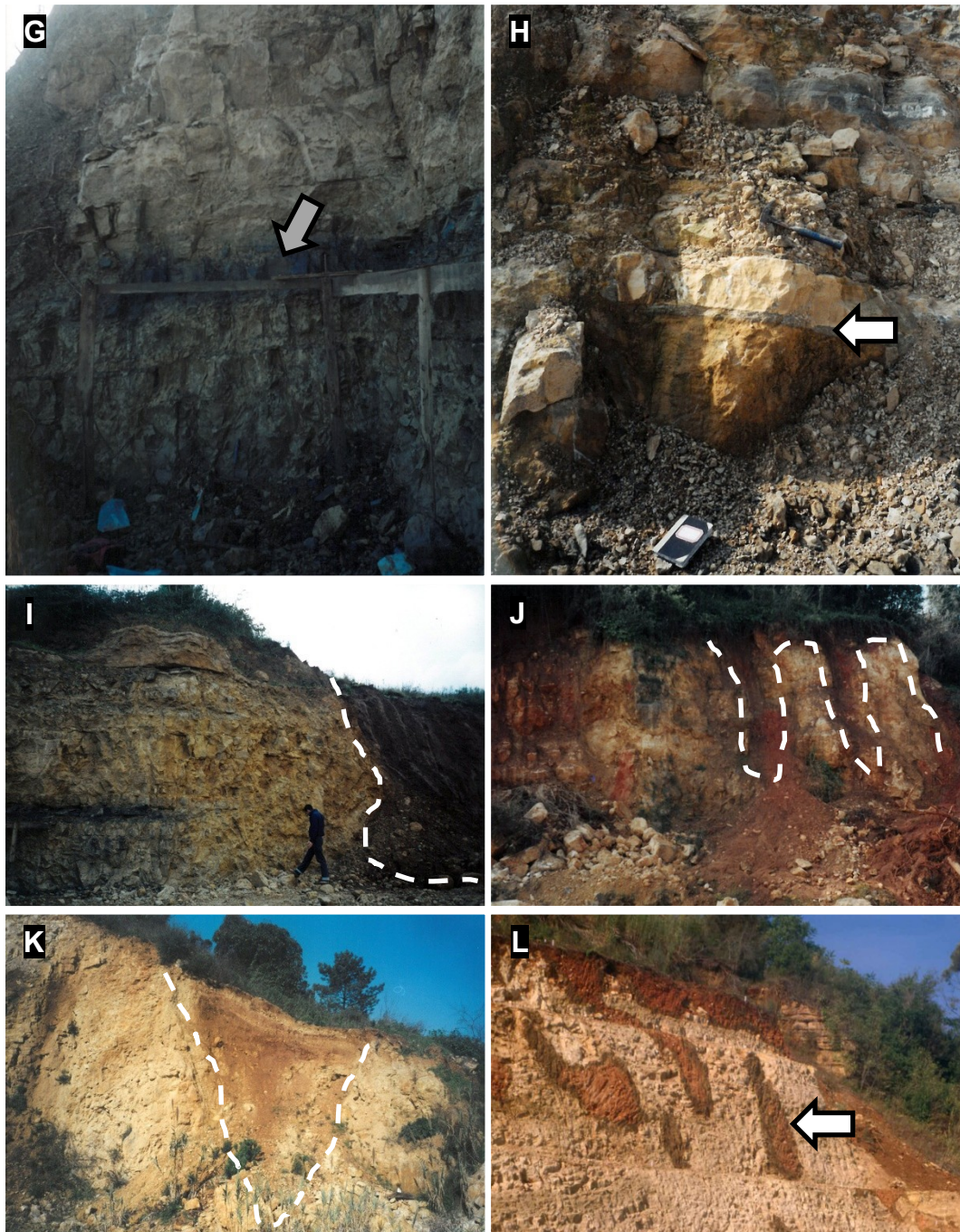


Fig. 33 – Legenda na página seguinte.

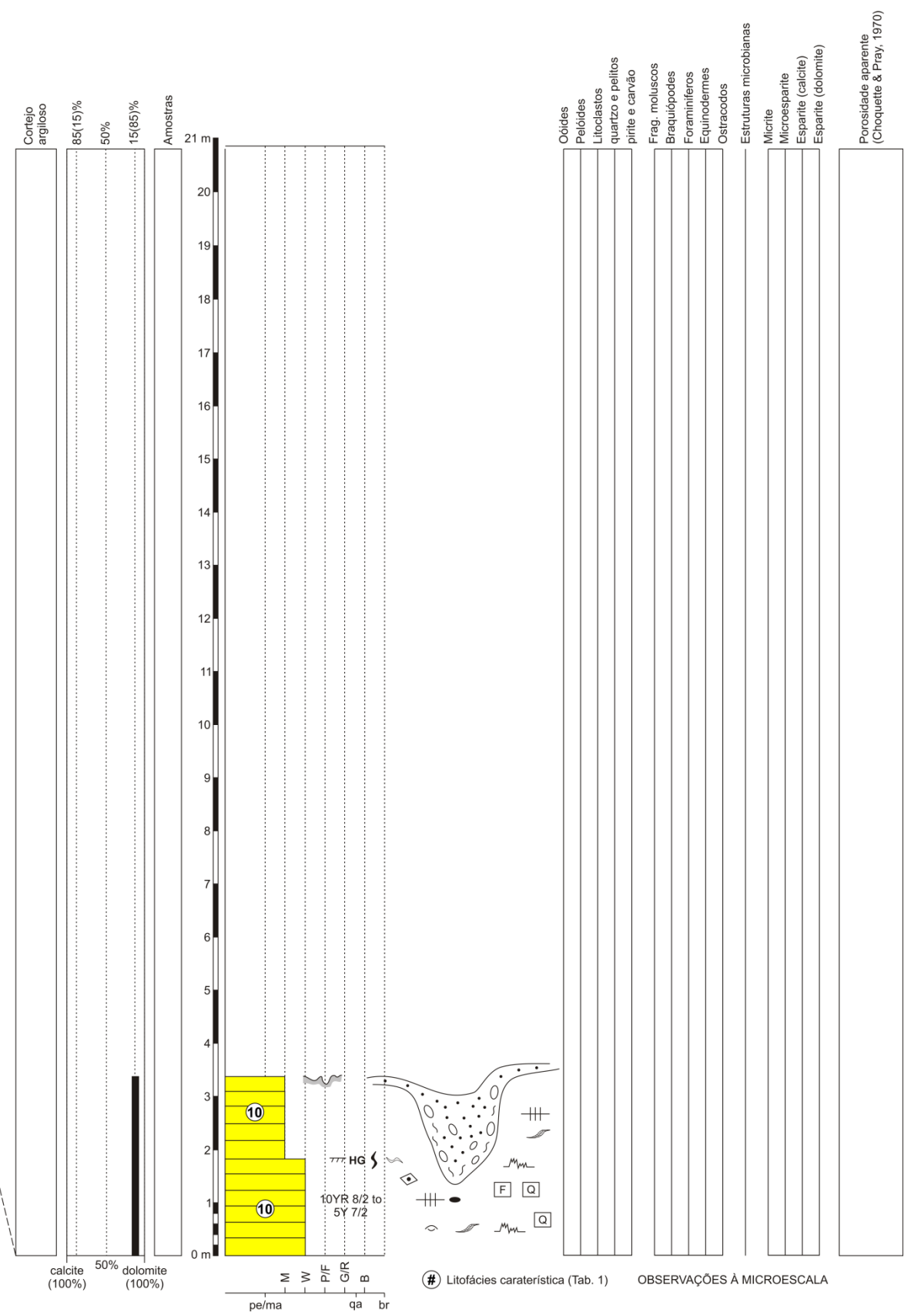
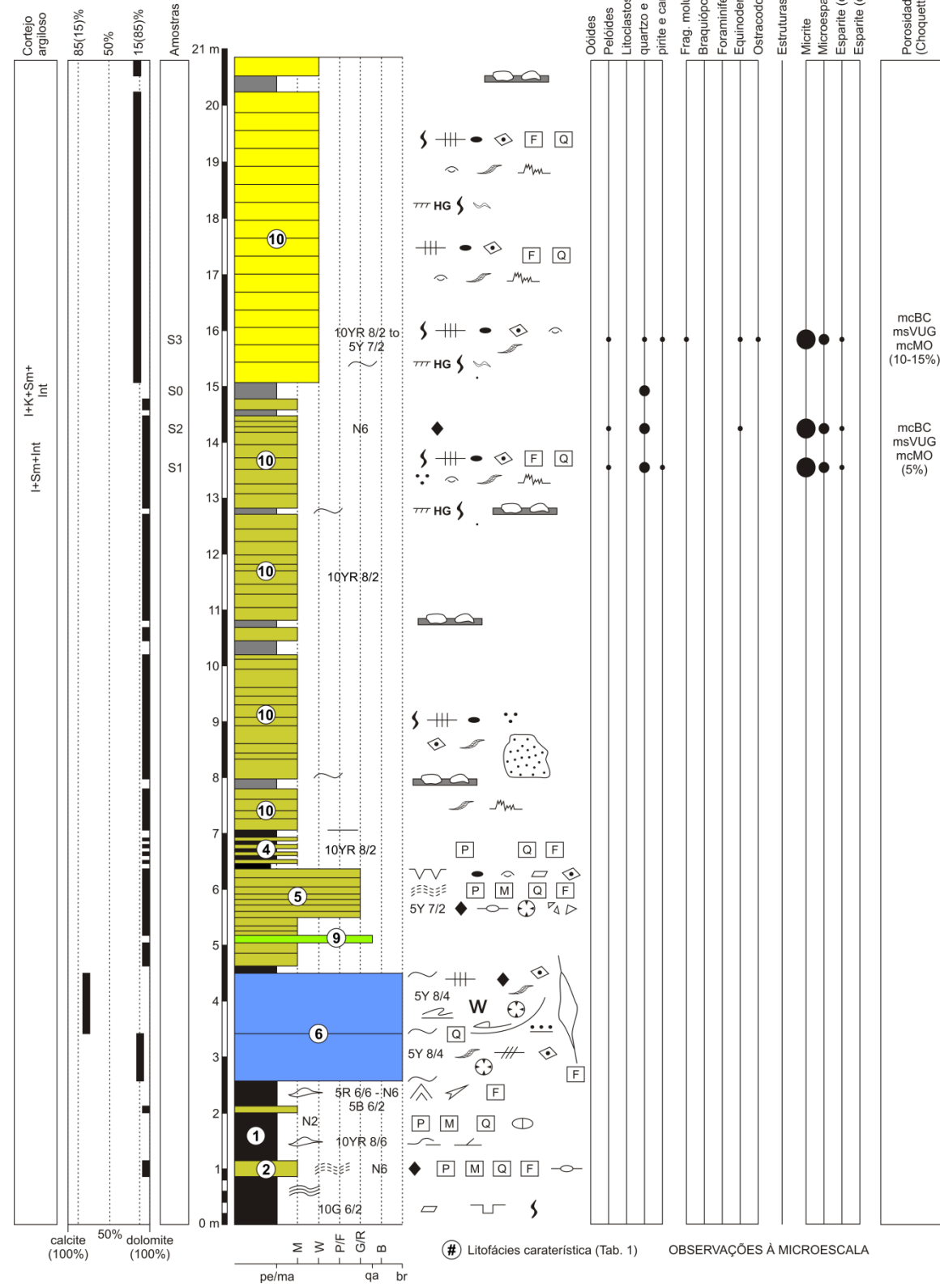


**Fig. 33** – Aspectos de campo do perfil da Guarda Inglesa (n.º 22): (A), (B), (C) e (D) – Vista geral do afloramento calcolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2001); de notar a presença de uma série de formas cársticas superficiais (lapiás e dolinas) e de cavidades cársticas, com reduzidas dimensões, claramente relacionadas com planos de estratificação e/ou horizontes estratigráficos específicos; (E) e (F) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora em larga parte ocultado; (G) – Dolomitos argilosos (por vezes ricos em matéria orgânica) em estratos decimétricos interstratificando com margas cinzentas peliculares (a formar juntas de estratificação); (H) – Fina camada quartzarenítica, visível no centro da fotografia, interstratificando com dolomitos ferruginosos/argilosos massivos; (I), (J), (K) e (L) - Formas cársticas superficiais (lapiás e dolinas) e subterrâneas totalmente preenchidas por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos; em (L) o depósito de preenchimento cárstico patenteia uma certa gradação granulométrica (lateral e vertical) onde se distingue uma auréola de contacto pelítica nos bordos internos das formas. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 34](#).



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 22**  
**Guarda Inglesa (Zona norte - Folha 230)**

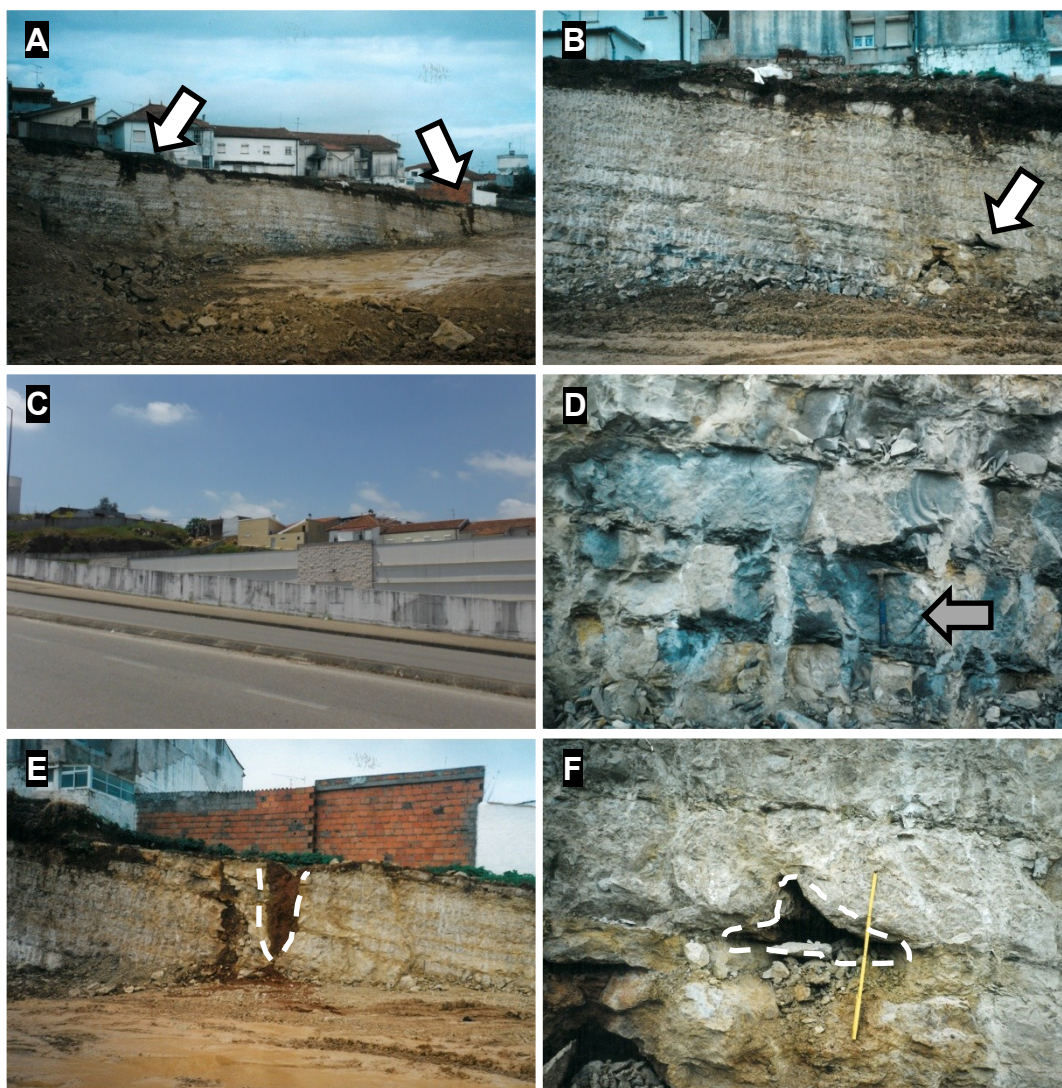
Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547781 4451044  
 Altitude do topo: 50 m



**Fig. 34** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Guarda Inglesa (n.º 22). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.



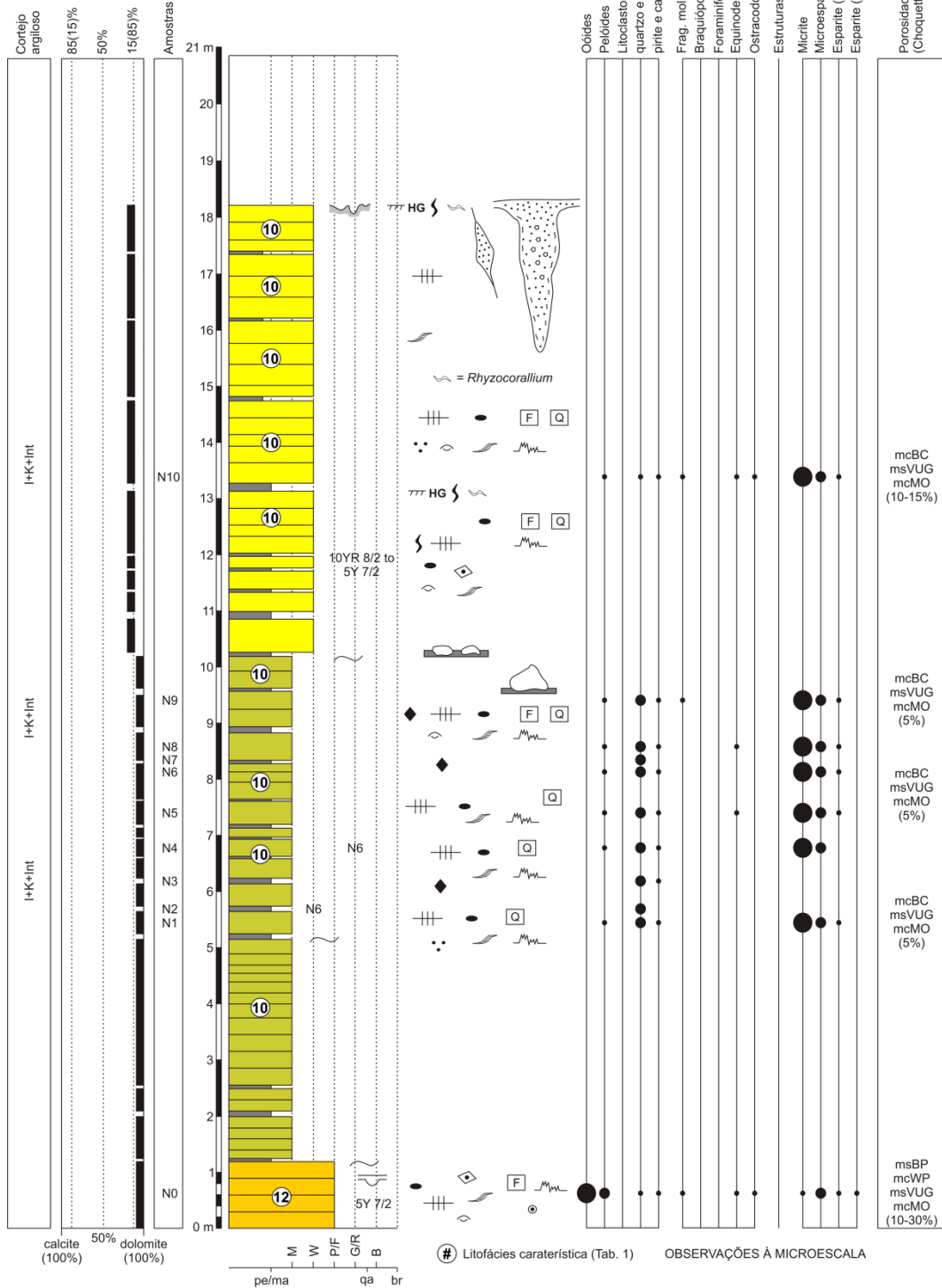
O perfil do Alto de Santa Clara (n.º 65) (Figs. 35 e 36), hoje completamente ocultado, é um perfil pouco diversificado de um ponto de vista faciológico, mas que se revelou muito útil no exercício de correlação com os outros perfis vizinhos e apresenta alguma diversidade de formas cársticas (superficiais e subterrâneas). Estratigraficamente pertence à porção intermédia da sucessão calco-dolomítica e é lateralmente correlacionável com os três perfis anteriormente apresentados (ver a Fig.72).



**Fig. 35** – Aspectos de campo do perfil do Alto de Santa Clara (n.º 65): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); de notar a presença de algumas pequenas cavidades cársticas claramente relacionadas com planos de estratificação e/ou horizontes estratigráficos específicos; (C) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora completamente ocultado; (D) – Dolomitos argilosos (por vezes ricos em matéria orgânica) em estratos decimétricos, interstratificando com margas cinzentas peliculares (a formar juntas de estratificação); (E) - Forma cárstica superficial (lapiás) e diaclase totalmente preenchidas por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos; (F) – Pequena cavidade cárstica claramente relacionada com a presença de uma junta de estratificação com margas cinzentas (por vezes amareladas). Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na **Figura 36**.

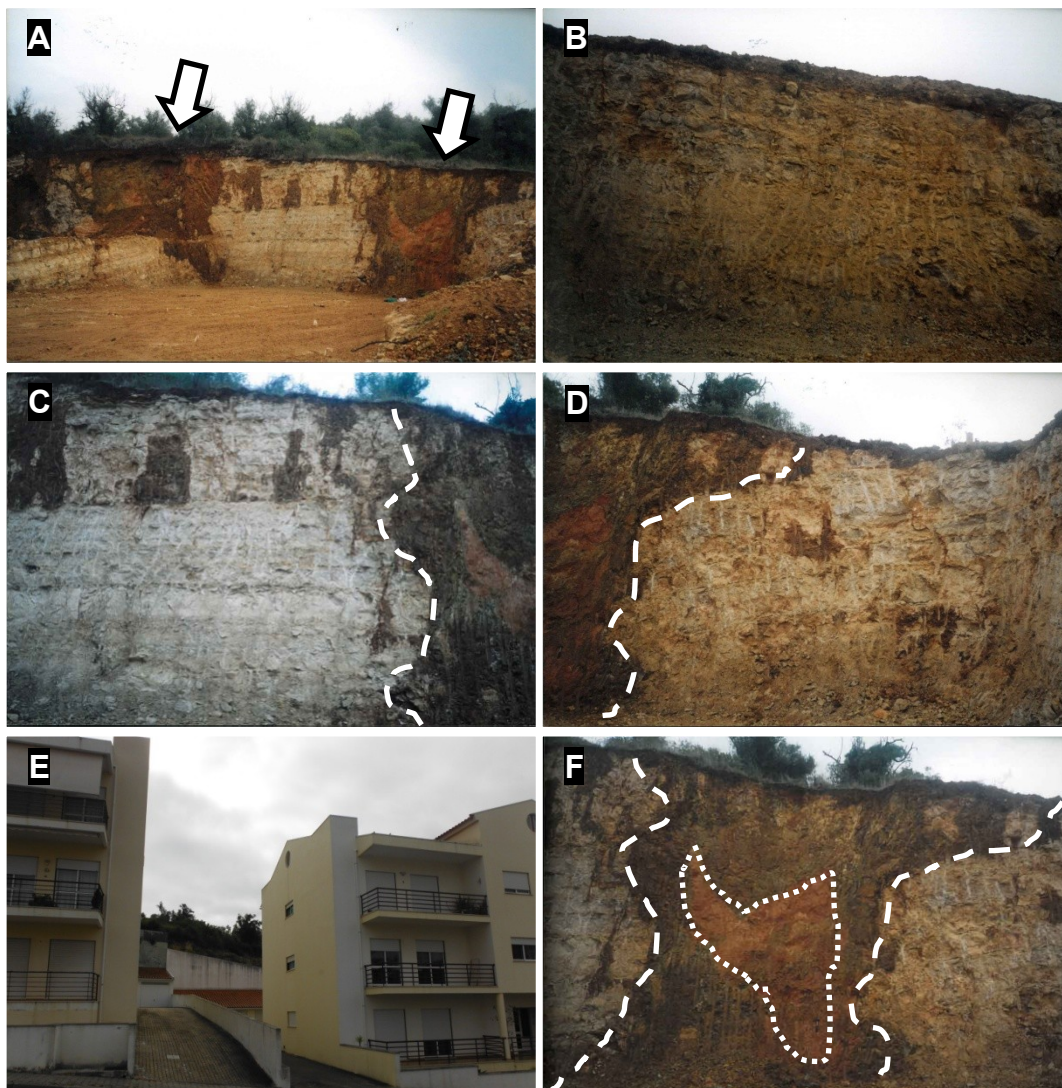
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 65**  
**Alto de Santa Clara (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547753 4449869  
 Altitude do topo: 110 m



**Fig. 36** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil do Alto de Santa Clara (n.º 65). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).

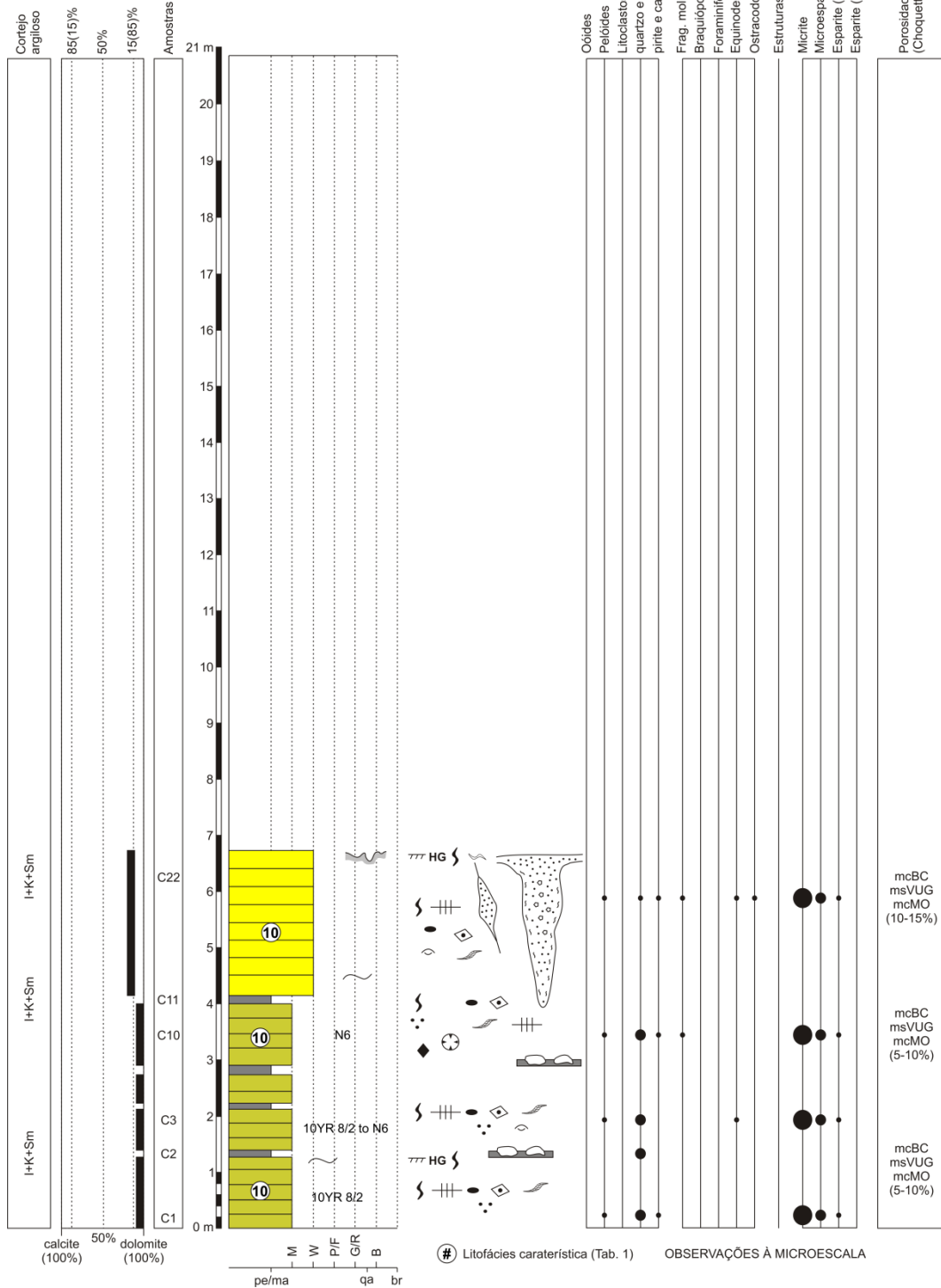
O perfil da Mesura (n.º 23) (Figs. 37 e 38), hoje completamente ocultado, é um perfil relativamente pouco espesso e pouco variável de um ponto de vista estratonómico mas, ao mesmo tempo, revelou-se muito útil no exercício de correlação e apresenta algumas das formas cársticas superficiais mais emblemáticas da área de estudo (e.g. poços de dissolução). Este perfil estratigraficamente pertence à porção intermédia da sucessão calco-dolomítica e é lateralmente correlacionável com alguns dos anteriores (ver a Fig.72).



**Fig. 37** – Aspectos de campo do perfil da Mesura (n.º 23): (A), (B), (C) e (D) – vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2001); de notar a presença de algumas cavidades de pequena dimensão ao longo de juntas de estratificação margosas e de grandes formas cársticas superficiais, totalmente preenchidas por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos; (E) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora completamente ocultado; (F) - Forma cárstica superficial (poço de dissolução), totalmente preenchida, em que o depósito cárstico patenteia uma certa gradação granulométrica (lateral e vertical) onde se distingue uma clara auréola de contacto pelítica nos bordos internos da forma, juntamente com uma série de estruturas deformativas na porção central do depósito (fraturas e pequenos dobramentos). Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 37](#).

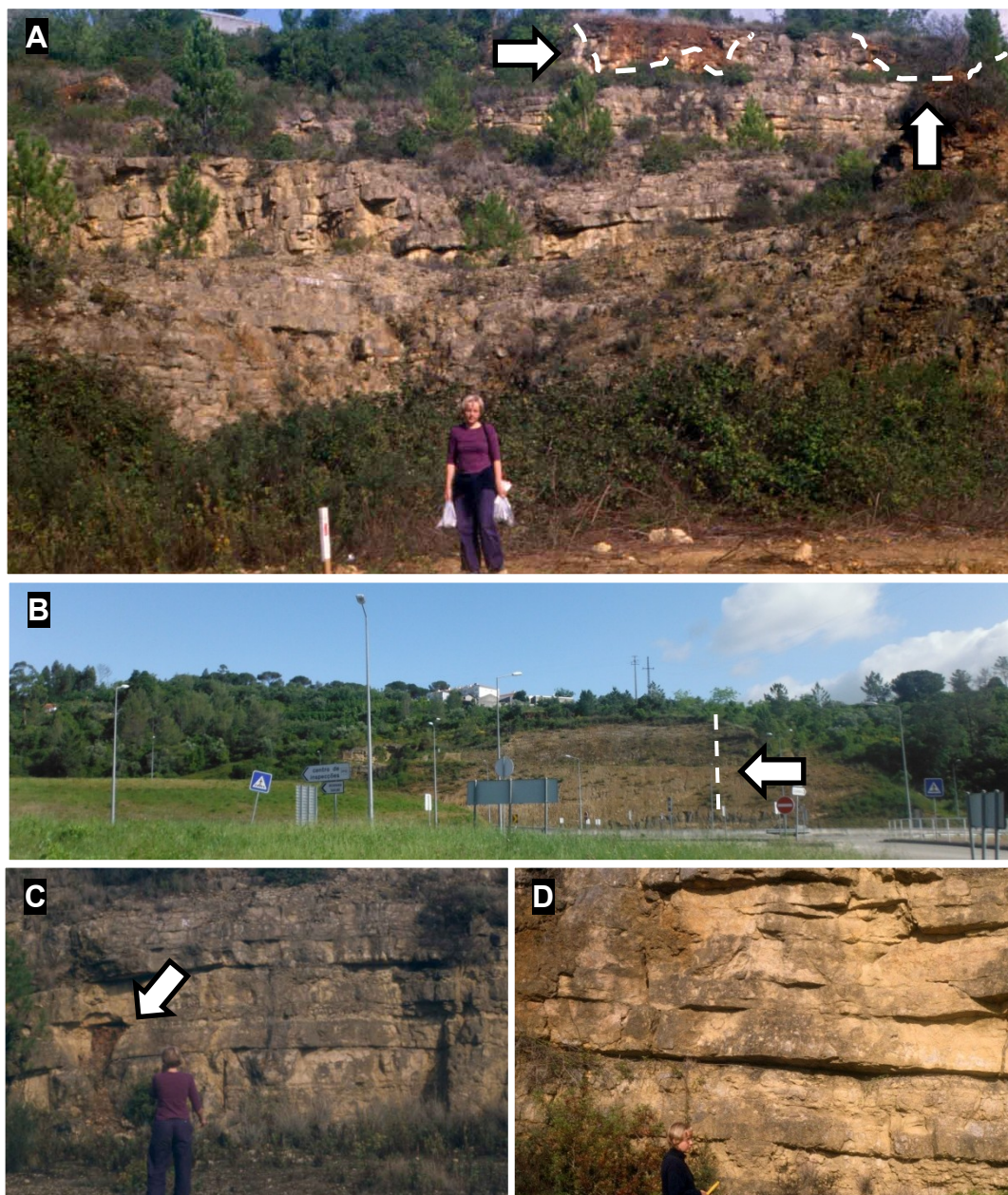
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 23**  
**Mesura (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547013 4449566  
 Altitude do topo: 90 m



**Fig. 38** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Mesura (n.º 23). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

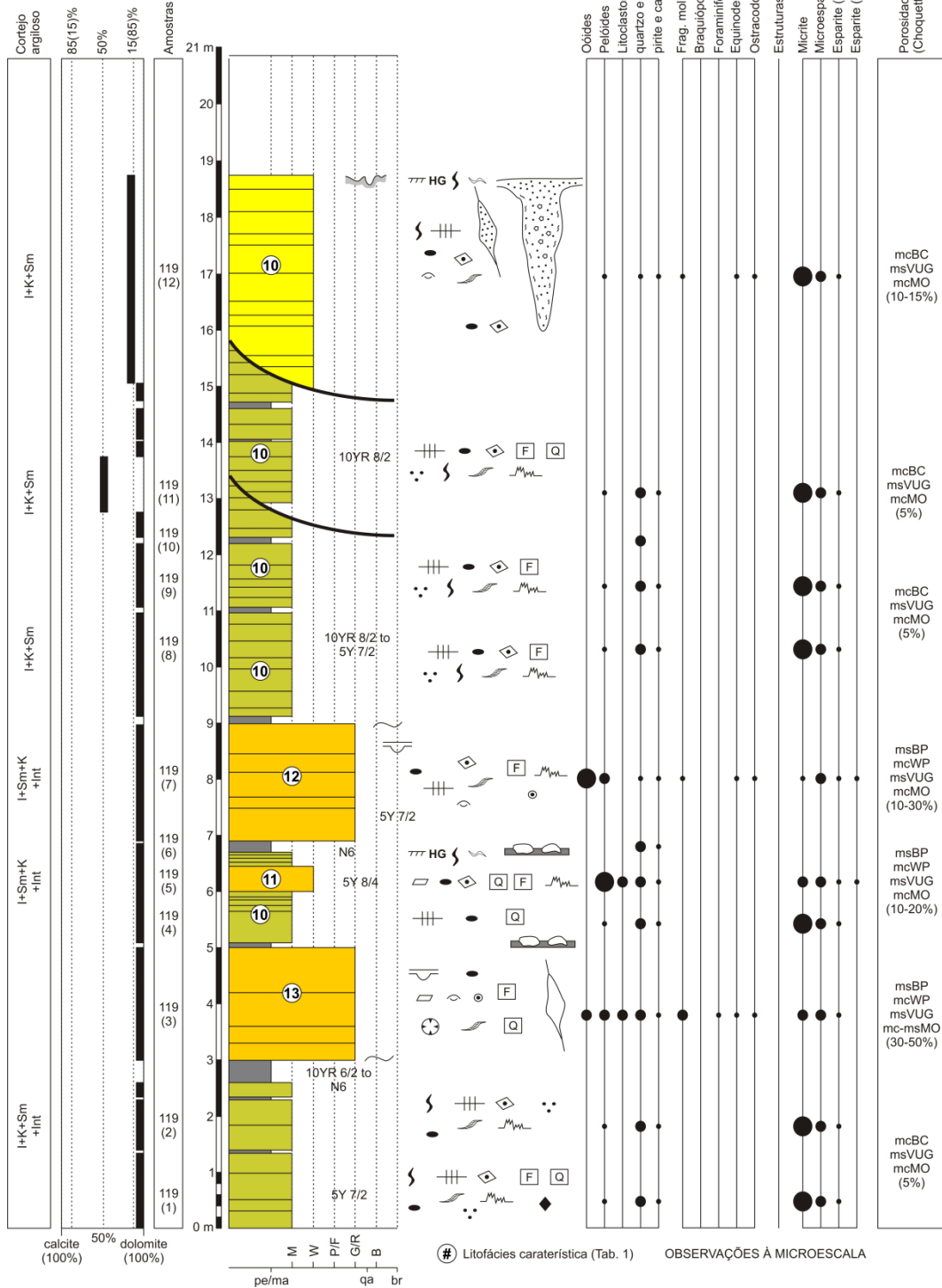
O perfil dos Carvalhais (n.º 119) (Figs. 39 e 40), hoje em parte ainda visível e acessível, é um bom afloramento tendo em conta as ótimas condições de exposição vertical, lateral e de diversidade faciológica, apesar da presença de algumas estruturas tectónicas que interrompem a sua continuidade. Estratigraficamente pertence à porção intermédia da sucessão calco-dolomítica, na passagem à porção basal.



**Fig. 39** – Aspectos de campo do perfil dos Carvalhais (n.º 119): (A) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2004); de notar a presença de formas cársicas superficiais totalmente preenchidas por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos no topo do afloramento (ver seta); (B) - Vista atual (ano 2014) do perfil; (C) e (D) – Espessas camadas de dolomitos oolíticos/peloidais e/ou bioclásticos da base do afloramento que, por vezes, interstratificam com dolomicritos argilosos e margas cinzentas em estratos finos a muito finos; em (C) pequena cavidade cársica (no lado esquerdo da foto), preenchida por um depósito detrítico, claramente relacionada com a presença duma junta de estratificação margosa. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársicas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 40](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 119  
Carvalhais (Zona setentrional)**

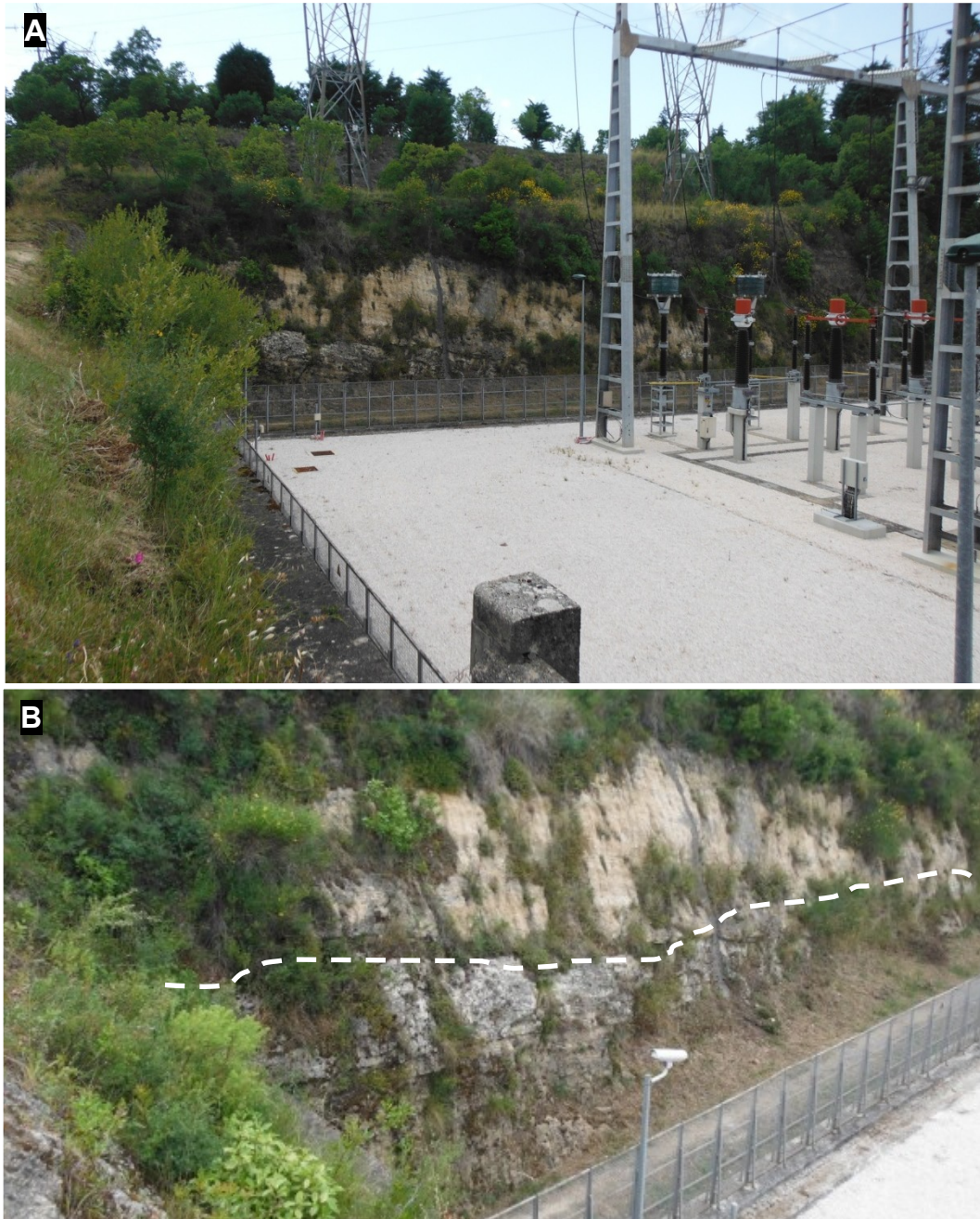
Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547449 4448101  
Altitude do topo: 156 m



**Fig. 40** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil dos Carvalhais (n.º 119). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.



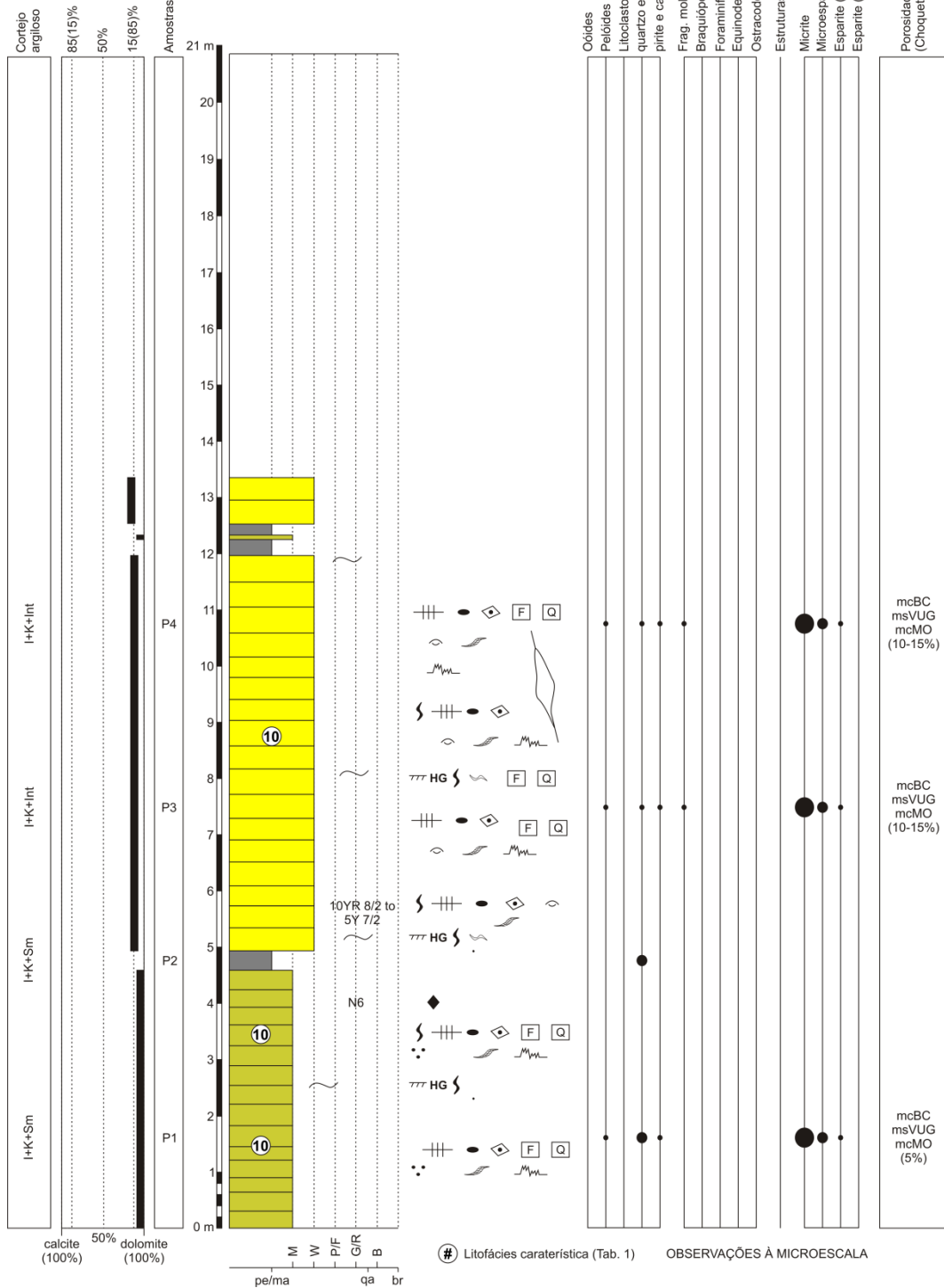
O perfil de Santa Luzia (n.º 72) (Figs. 41 e 42), hoje ainda visível mas praticamente inacessível, é um perfil pouco diversificado de um ponto de vista faciológico mas, ao mesmo tempo, revelou-se muito útil no exercício de correlação com os outros perfis vizinhos. Estratigraficamente pertence à porção intermédia da sucessão calco-dolomítica e é lateralmente correlacionável com a maioria dos perfis anteriormente apresentados.



**Fig. 41** – Aspetos de campo do perfil de Santa Luzia (n.º 72): (A) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); (B) - Vista atual (ano 2014) do perfil; na base se observam estratos de dolomitos impuros (argiloso/ferruginoso) com estratificação regular decimétrica; para o topo os dolomitos calcários são mais espessos. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 42](#).

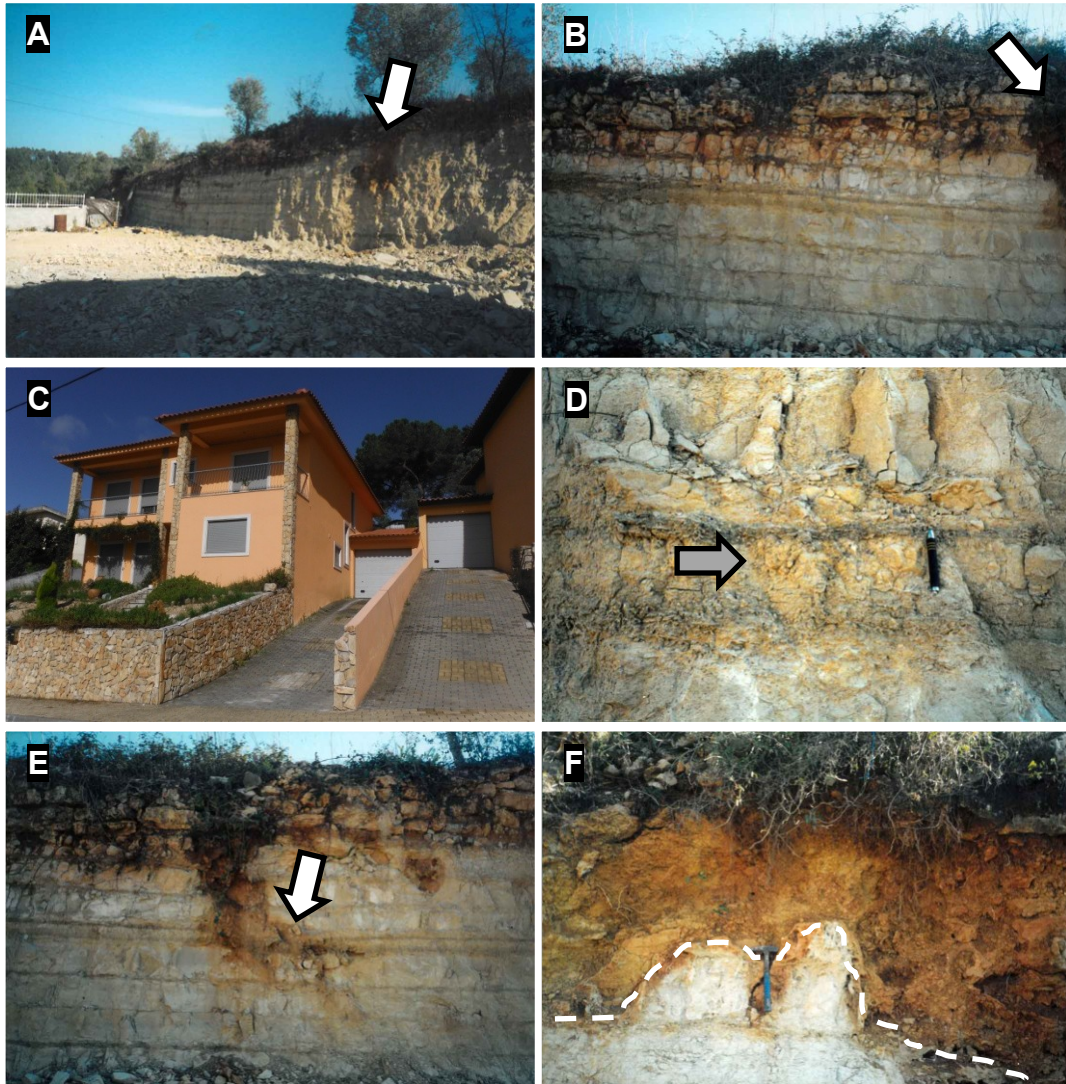
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 72**  
**Santa Luzia (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549427 4446100  
 Altitude do topo: 186 m



**Fig. 42** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil de Santa Luzia (n.º 72). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).

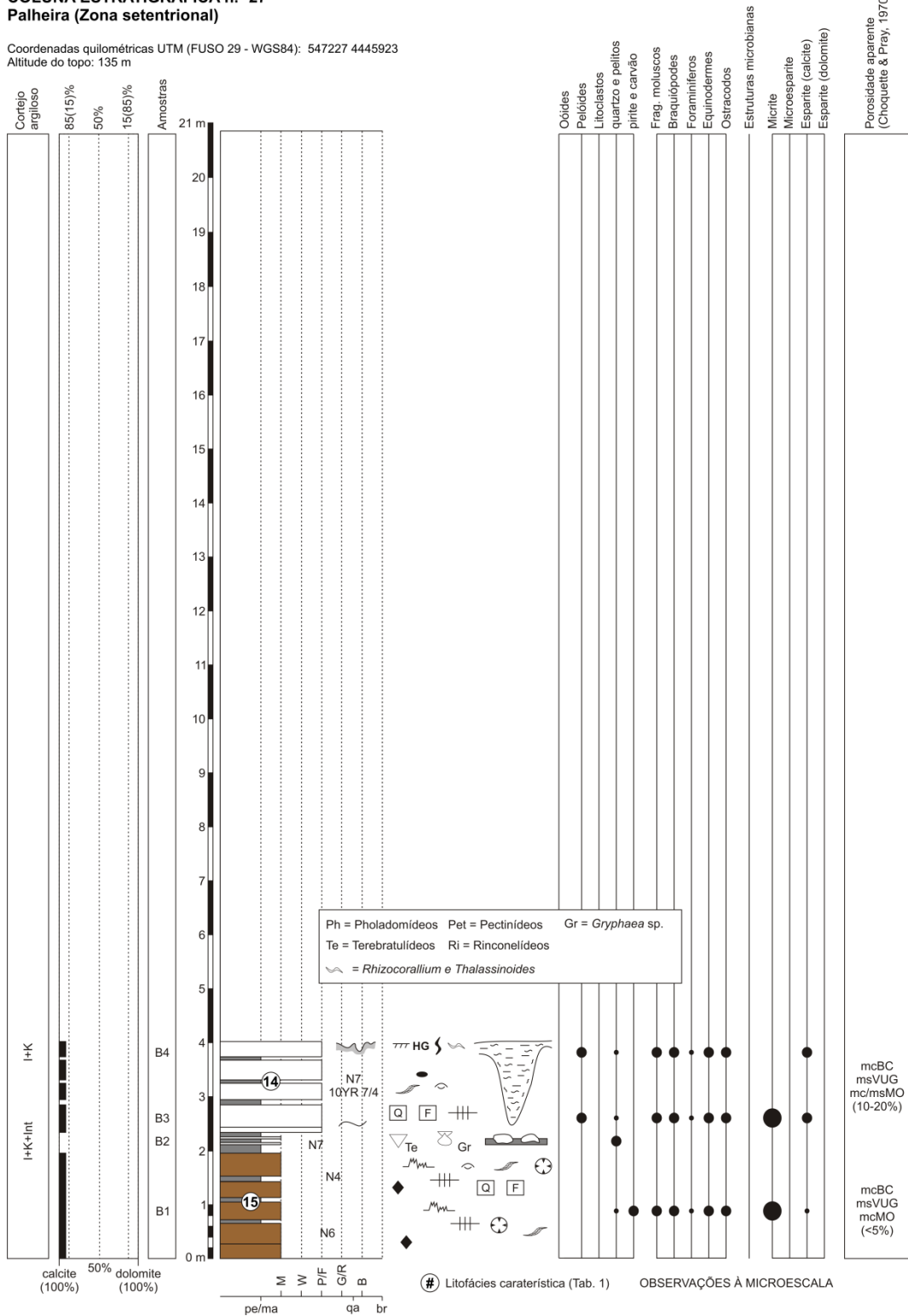
O perfil de Palheira (n.º 27) (Figs. 43 e 44), hoje completamente ocultado, é um perfil relativamente pouco espesso e pouco diversificado de um ponto de vista faciológico, mas revelou-se muito útil no exercício de correlação com o perfil n.º 104 (ver a Fig. 72). Estratigraficamente pertence à porção superior da sucessão calco-dolomítica, visivelmente mais calcária.



**Fig. 43** – Aspectos de campo do perfil de Palheira (n.º 27): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2001); de notar a presença de algumas formas cársticas superficiais totalmente preenchidas por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos e algumas cavidades de pequena dimensão ao longo de juntas de estratificação margosas; (C) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora completamente ocultado; (D) – Camada margosa que interstratifica com calcários margosos acinzentados e/ou acastanhados; (E) – Forma cárstica superficial totalmente preenchida que em profundidade e lateralmente se desenvolve ao longo duma junta de estratificação margosa; (F) – Algumas evidências de estruturas típicas em *boxworks* na interface entre os depósitos de preenchimento cárstico e a rocha, localmente mais calcária e com claras evidências de recristalização. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársticas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 44](#).

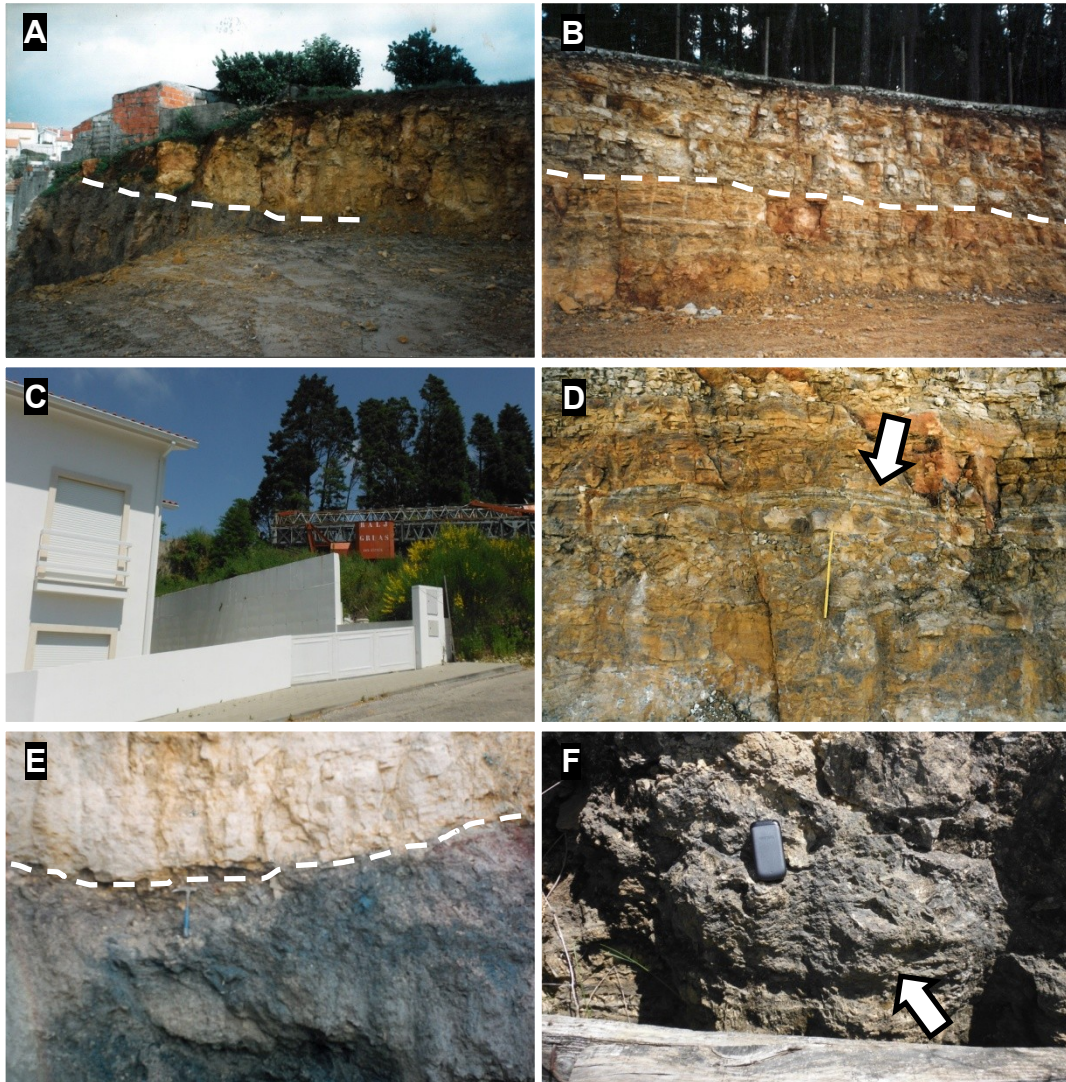
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 27  
Palheira (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547227 4445923  
Altitude do topo: 135 m



**Fig. 44** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil de Palheira (n.º 27). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).

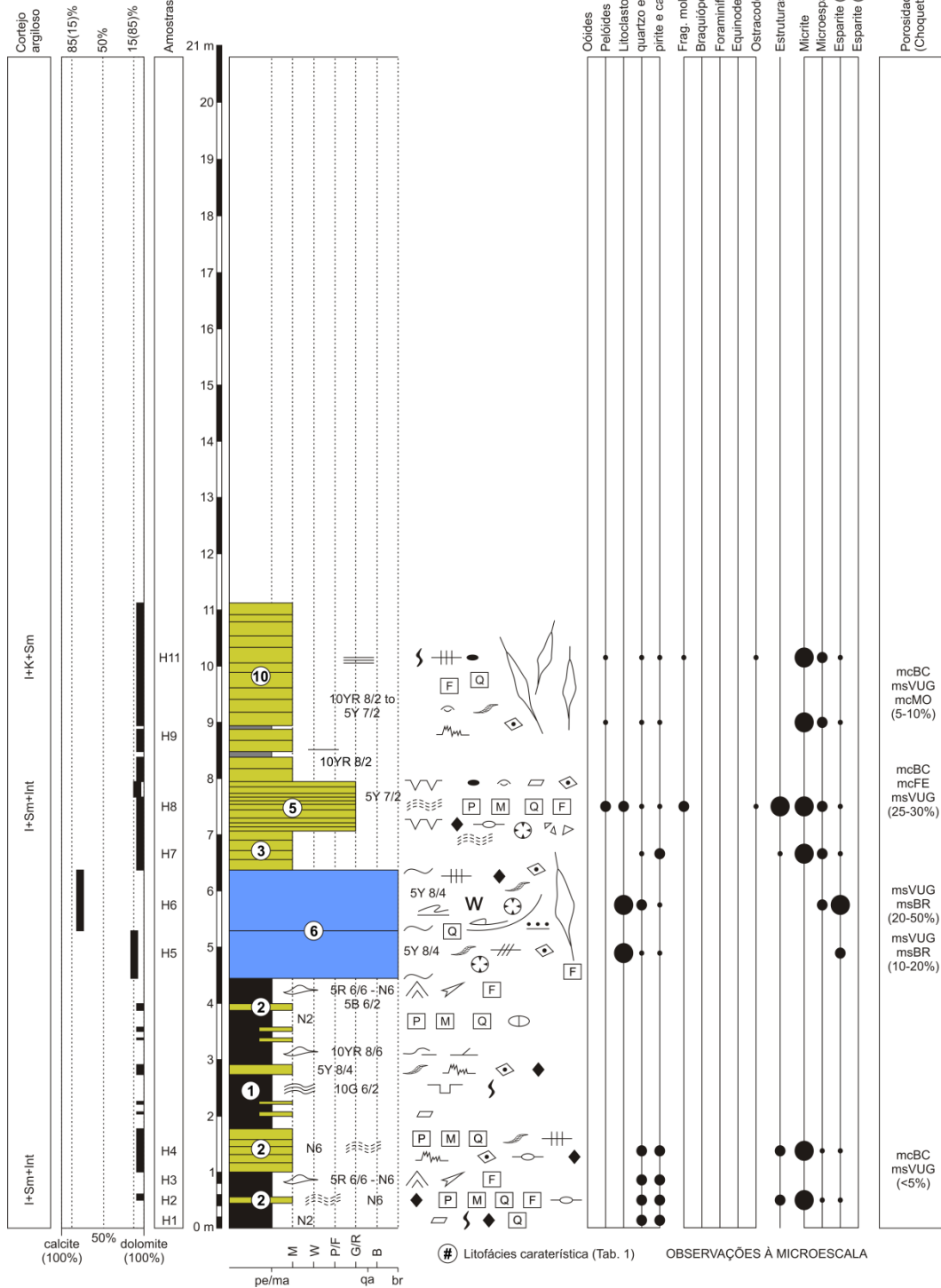
O perfil da Várzea (n.º 60) (Figs. 45 e 46), hoje só em parte ocultado, apesar da sua reduzida expressão vertical e da ausência de formas cársticas bem desenvolvidas, constitui um marco fundamental (juntamente com os perfis n.º 13 e 22) para a descrição e definição do conjunto das unidades líticas que caracterizam a porção intermédia da sucessão calco-dolomítica investigada (ver Fig. 72), na sua passagem para a porção inferior.



**Fig. 45** – Aspectos de campo do perfil da Várzea (n.º 60): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); (C) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora só em parte ocultado; (D) – Estratos ondulados de dolomitos impuros (argilosos/ferruginosos) e fossilíferos com fina laminação paralela ou ondulada; (E) – Na base do afloramento, pelitos/argilitos cinzentos a negros, por vezes variegados e gipsíferos, no contacto com corpos irregulares de dolomitos amarelados-acastanhados e localmente brechóides suprajacentes; (F) – Aspeto particular do topo do corpo brechóide, em que é possível entrever algumas estruturas convolutas. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 46](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 60**  
**Várzea (Zona setentrional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549271 4445802  
 Altitude do topo: 200 m



**Fig. 46** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Várzea (n.º 60). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

O perfil de Lameira (n.º 104) (Figs. 47 e 48), hoje completamente ocultado, é um marco fundamental na descrição e definição do conjunto das unidades líticas (essencialmente calcárias) que caracterizam a porção superior da sucessão calco-dolomítica (ver Fig. 72). De um ponto de vista litostratigráfico constitui o mais importante perfil da zona, sendo visível a passagem, através de uma superfície de *hardground* (com *Rhizocorallium* e *Thalassinoides*), às unidades enquadrantes mais recentes que pertencem à **Formação de Vale das Fontes**.

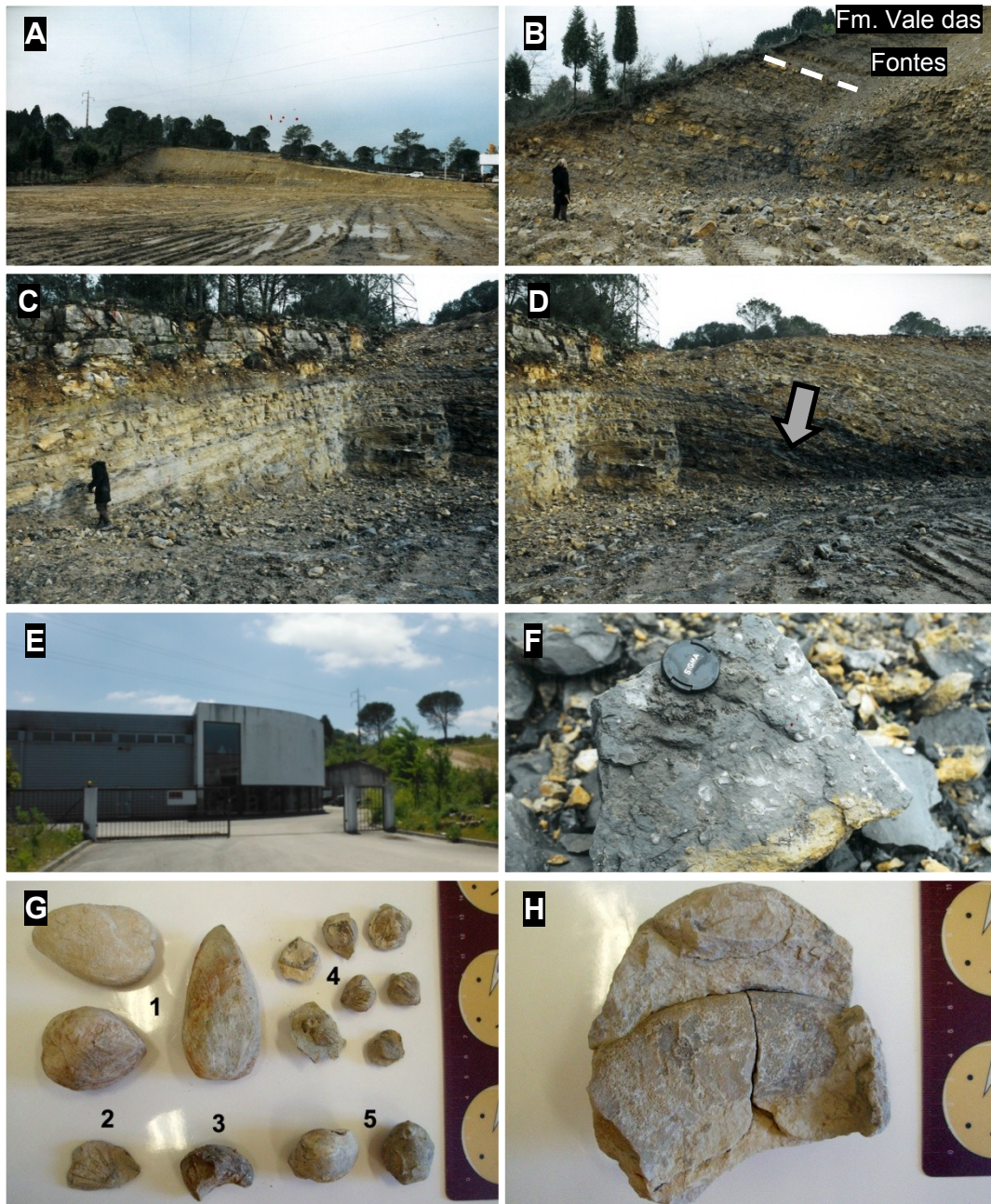
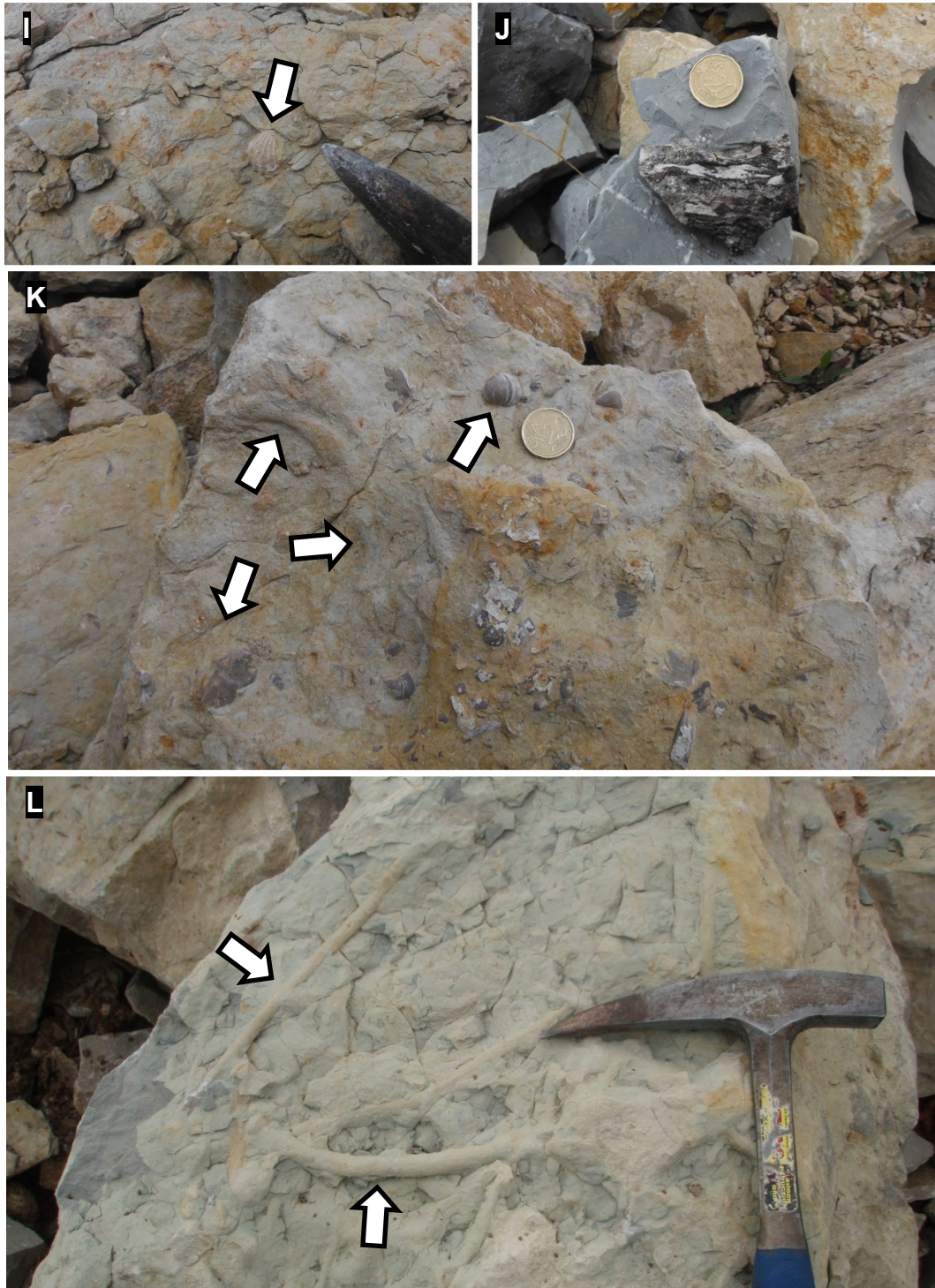


Fig. 47 – Legenda na página seguinte.

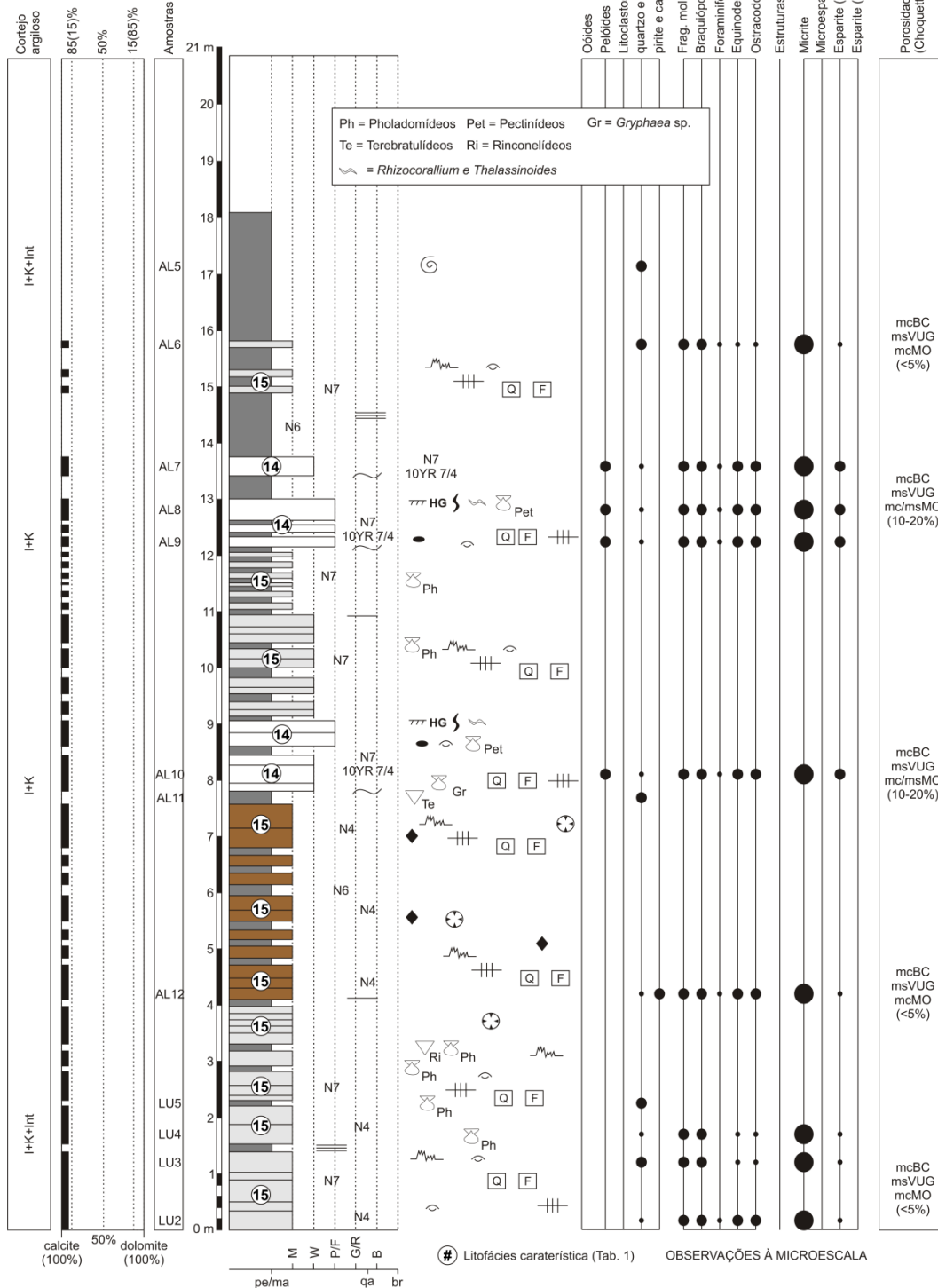


**Fig. 47** – Aspectos de campo do perfil da Lameira (n.º 104): (A), (B), (C) e (D) – Vista geral do afloramento calcodolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2004); em (B) observa-se o limite superior do corpo lítico investigado com as unidades da base da **Formação de Vale das Fontes**; (E) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora completamente ocultado; (F) – Aspeto particular duma camada de calcário fossilífero e rico em matéria orgânica; (G) – Alguns exemplares de macrofósseis encontrados ao longo do perfil, onde se distinguem bivalves [(1) Pholadomídeos, (2) Pectinídeos (3) *Gryphaea* sp.] e braquiópodes [(4) Rinconelídeos e (5) Terebratulídeos]; (H) – Fragmento de amonoide encontrado, no topo do perfil, já na **Formação de Vale das Fontes**; (I) – Rinconelídeo, no centro da fotografia, observado ao longo duma superfície que patenteia evidências de *hardground*; (J) – Restos de matéria orgânica vegetal numa das camadas de calcário micrítico; (K) – Aspeto particular de uma camada de calcário fossilífero com algumas evidências de pistas (icnofósseis, do tipo *Rhizocorallium*); (L) – Superfície de *hardground* num bloco de calcário com icnofósseis, do tipo *Thalassinoides*. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos, dos macrofósseis e das pistas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 48](#).



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 104**  
**Lameira (Zona setentrional)**

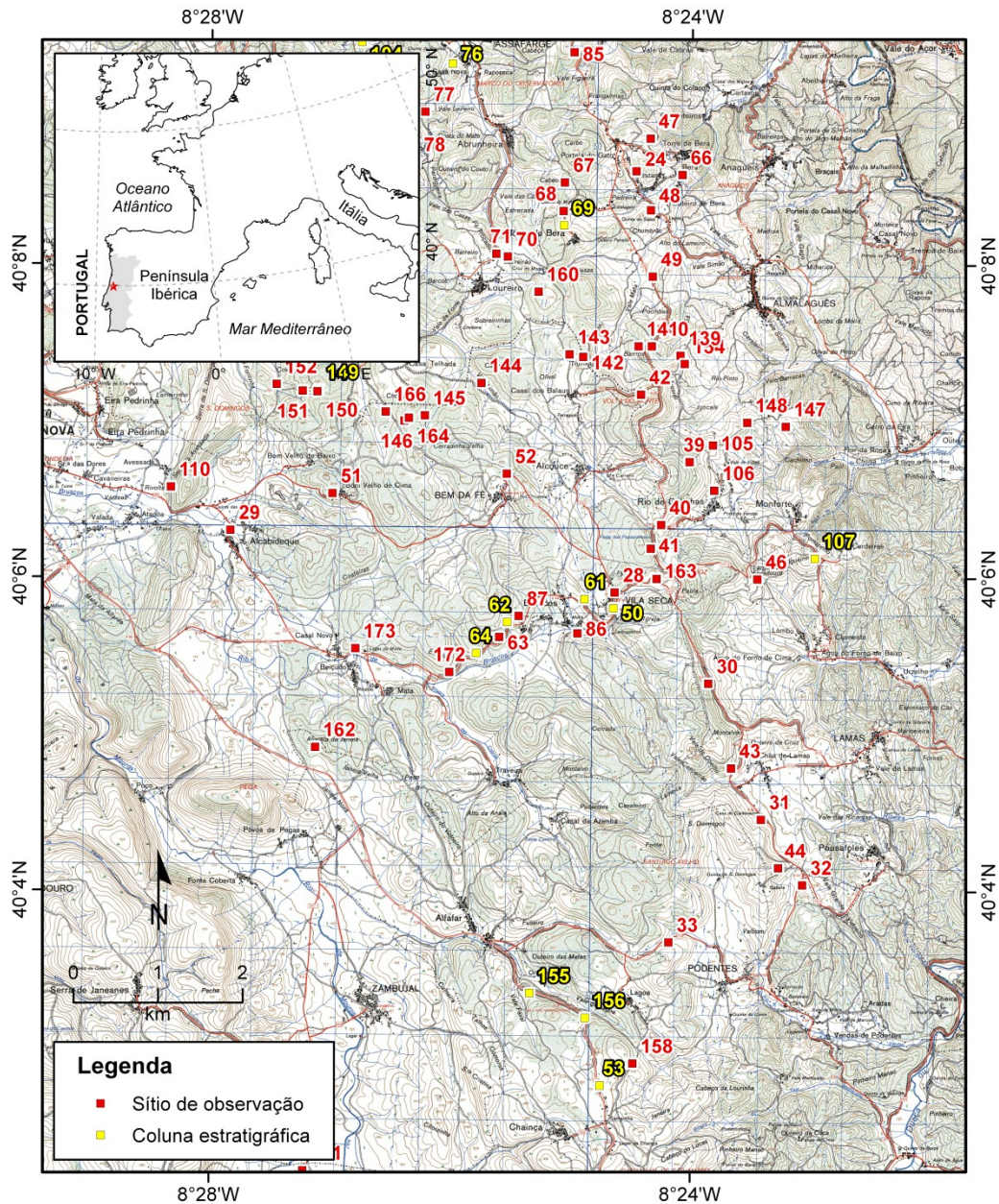
Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 547200 4445394  
 Altitude do topo: 160 m



**Fig. 48** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Lameira (n.º 104). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

### 3.1.2 Zona central

Entre os aglomerados urbanos de Cernache-Almalaguês-Alcabideque-Vila Seca-Zambujal-Lamas foram realizadas 10 colunas estratigráficas de pormenor (**Fig. 49**). Trata-se de uma área caracterizada por um coberto vegetal quase contínuo e extremamente denso que, muitas vezes, não permitiu realizar uma boa observação litoestratigráfica como para a zona setentrional.

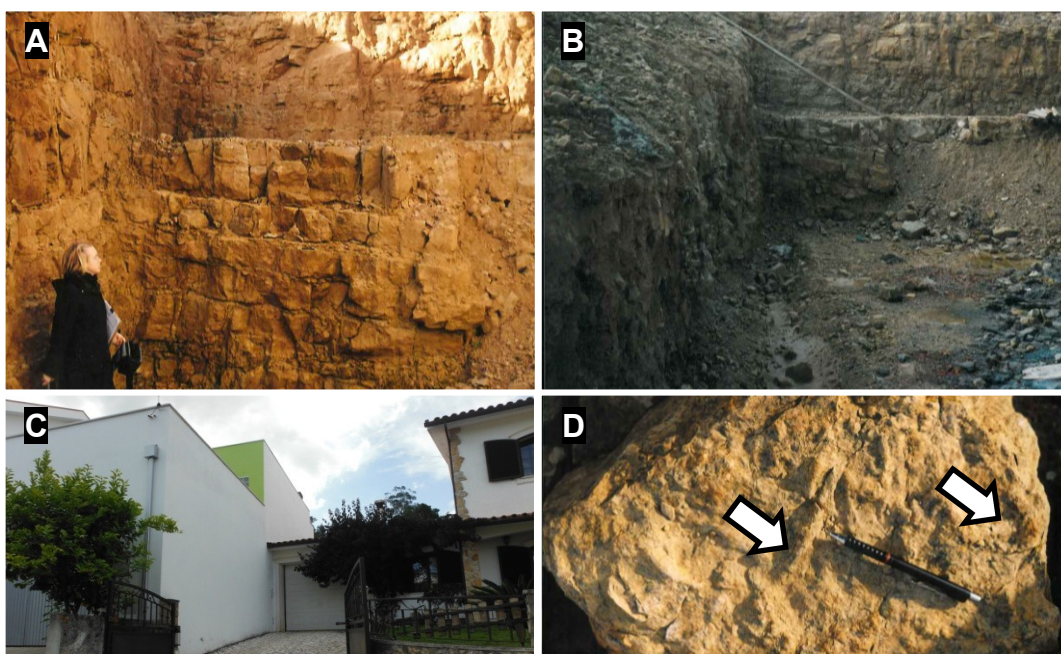


**Fig. 49** – Localização e seriação dos sítios de observação privilegiada da zona de trabalho central (ver **Figura 25**), com destaque para os locais em que se realizaram as colunas estratigráficas de pormenor. Base cartográfica extraída das folhas n.º 241 (Coimbra Sul) e 251 (Condeixa-a-Nova) da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército (Série M888, Ed. 3 e 4 - 2002) (IGeoE, 2003).

No entanto, é mesmo nesta zona que aparecem as três vias de comunicação mais ricas em afloramentos de toda a área de estudo: a estrada velha Condeixa-Miranda do Corvo e a nova estrada IC3 – Tomar/Coimbra (traço Condeixa-Almalaguês, Lote 11 – ainda não representada nos mapas topográficos oficiais), ambos transversais (direção E-W) ao corpo lítico investigado e a estrada Alfafar-Penela em direção longitudinal ao corpo calco-dolomítico (aproximadamente N-S).

De norte para sul, reconhecem-se os seguintes afloramentos: do Monte de Bera (n.º 69), num talude que resulta da construção dum edifício, da Sondagem SC27L11 (n.º 149), correspondente a uma sondagem geognóstica realizada no âmbito da construção da nova estrada IC3 - Tomar/Coimbra (Lote 11) pelo consórcio de empresas Pinhal Interior – ACE (em data 22/06/2011), de Salguerinho (n.º 107), no limite mais oriental do afloramento calco-dolomítico da zona central, de Bruscos (n.º 61), Vila Seca (n.º 50), Quelha (n.º 62) e Escaldo (n.º 64), todos perfis geológicos transversais ao afloramento calco-dolomítico na velha estrada Condeixa-Miranda do Corvo, e, finalmente, dos Vale Favai (n.º 155), Vale da Lagoa (n.º 156) e da Camarinha (n.º 53), todos na estrada que deste Alfafar vai até a vila de Penela.

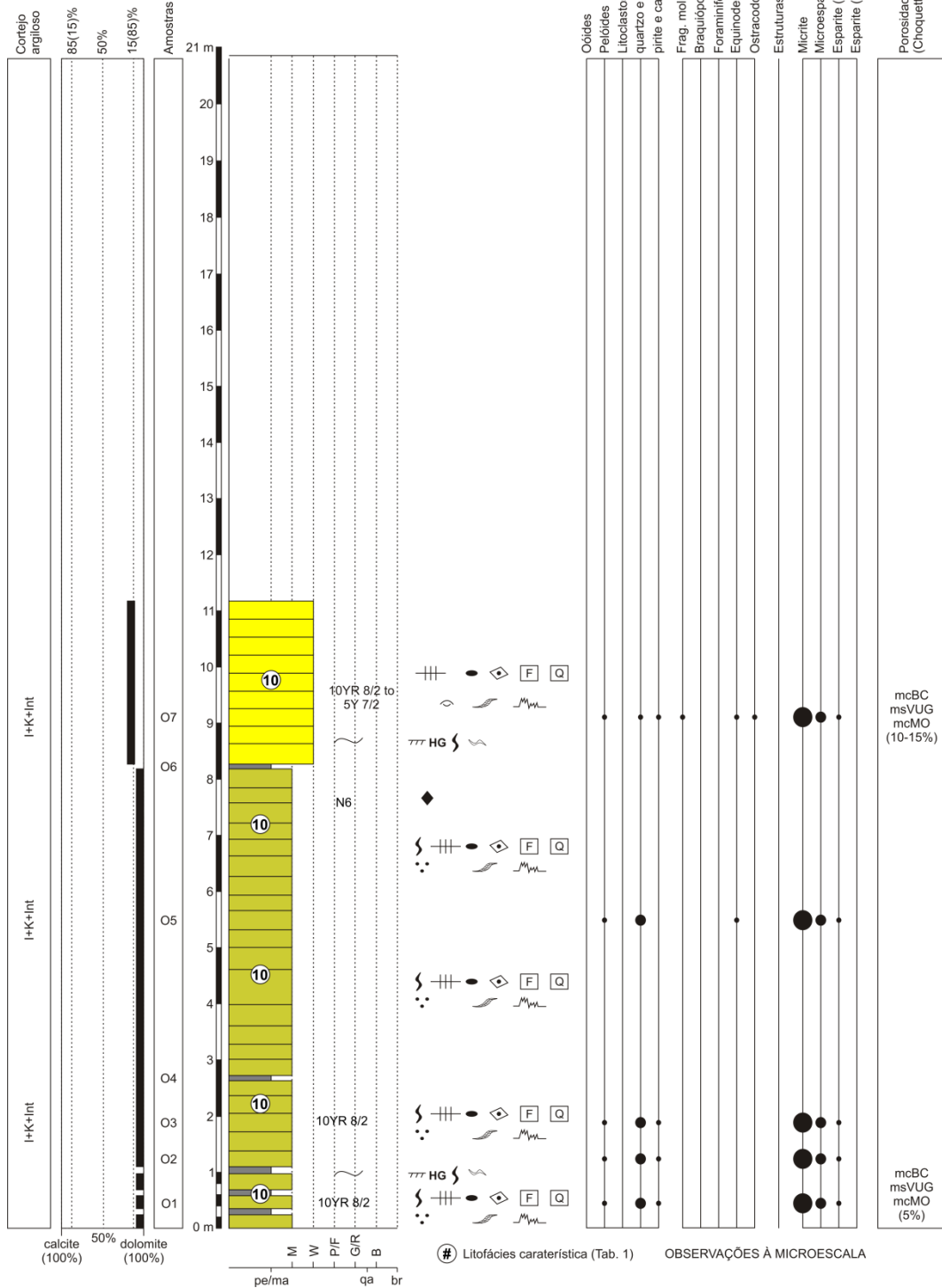
O perfil do Monte de Bera (n.º 69) (Figs. 50 e 51), hoje inexistente, é um perfil pouco diversificado de um ponto de vista estratonómico mas, ao mesmo tempo, revelou-se muito útil no exercício de correlação com os perfis da zona setentrional. Estratigraficamente pertence à porção intermédia da sucessão calco-dolomítica.



**Fig. 50** – Aspectos de campo do perfil do Monte de Bera (n.º 69): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); (C) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora inexistente; (D) – Superfície de *hardground* num bloco de dolomito calcário com evidentes icnofósseis, do tipo *Rhizocorallium*. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das pistas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 51](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 69**  
**Monte de Bera (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549603 4443247  
 Altitude do topo: 224 m



**Fig. 51** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil do Monte de Bera (n.º 69). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).

O perfil da Sondagem SC27L11 (n.º 149) (Figs. 52 e 53), realizada através de uma sondagem geognóstica por rotação, para uma profundidade total de 15,00 m e com diâmetro de 76,00 mm, estratigraficamente evidencia a passagem as unidades líticas que caracterizam a porção superior da sucessão calco-dolomítica, apesar da falta de detalhe com que foi descrito (em comparação aos outros perfis da zona)<sup>94</sup>.

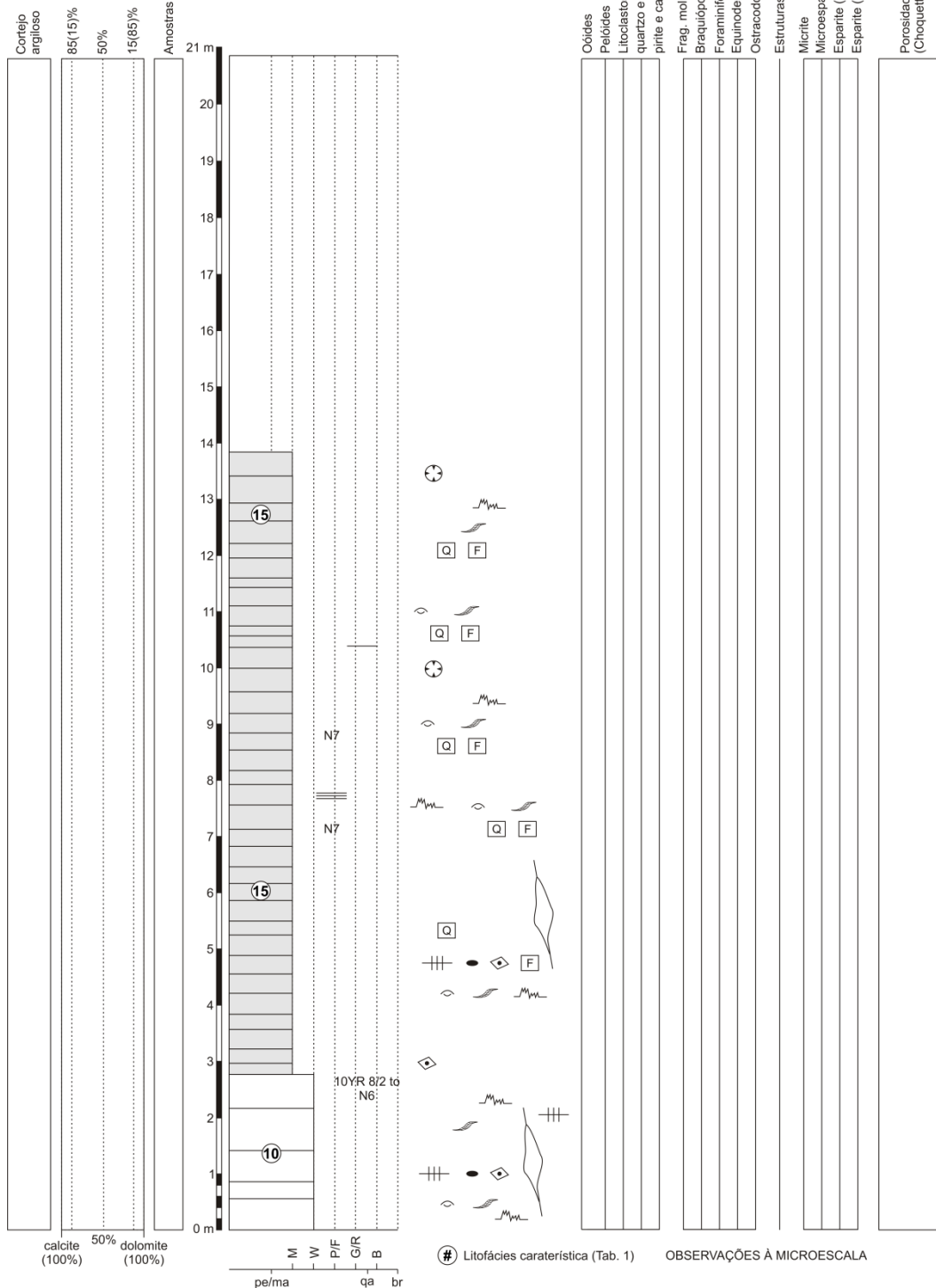


Fig. 52 – Carotagens realizadas na Sondagem SC27L11 (n.º 149) (Fonte: Pinhal Interior - ACE).

<sup>94</sup> Trata-se do único caso de sondagem geognóstica utilizada nesta tese para se tratar daquela que, de um ponto de vista litostratigráfico, permite fazer a ligação entre a porção intermédia e a porção superior da sucessão calco-dolomítica investigada. As outras sondagens, realizadas pelo mesmo consórcio, nada acrescentam aos perfis de superfície previamente analisados e portanto não foram utilizadas neste trabalho.

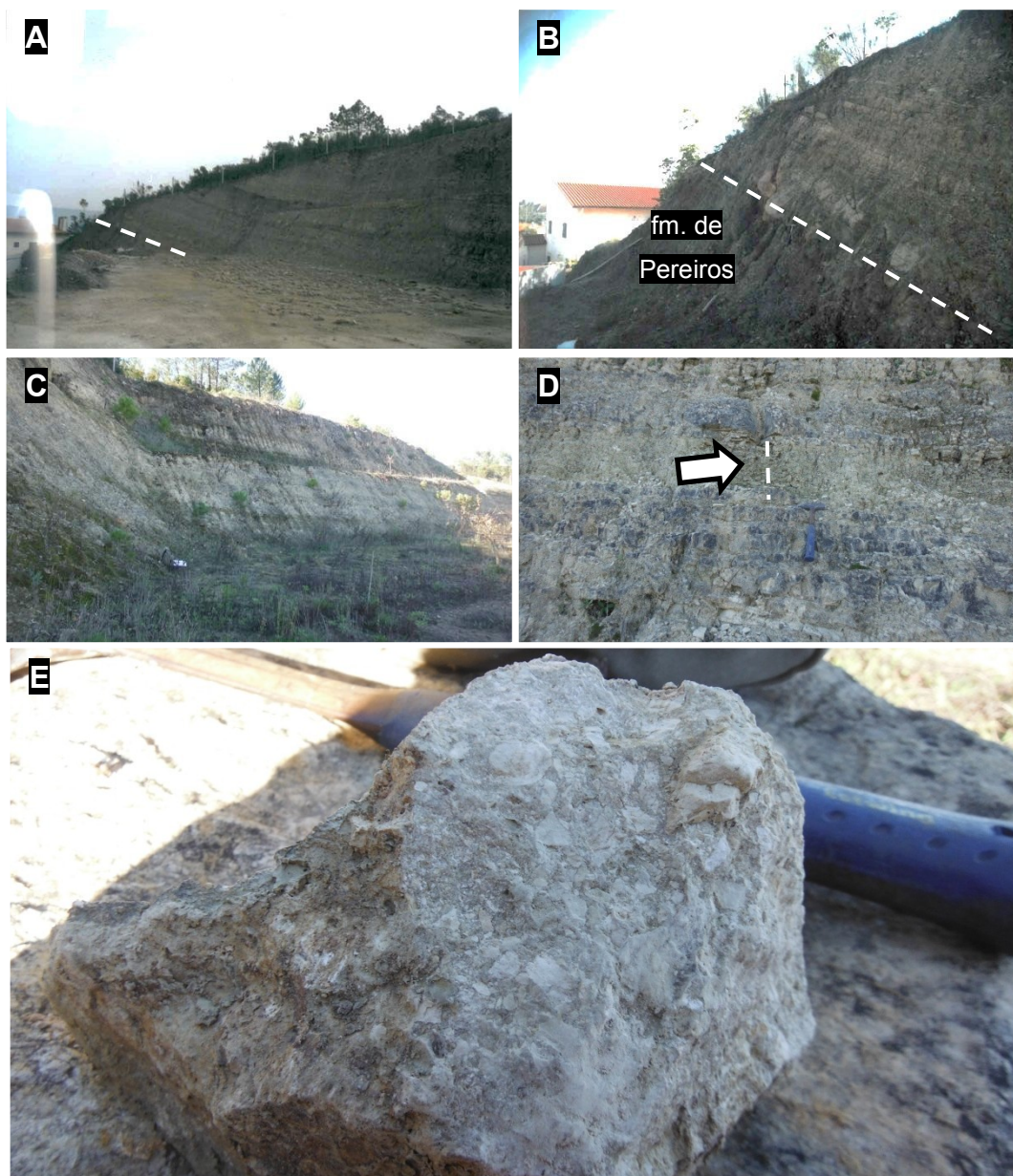
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 149**  
**Sondagem SC27L11 (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 546715 4441296  
 Altitude do topo: 180 m



**Fig. 53** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Sondagem SC27L11 (n.º 149). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.

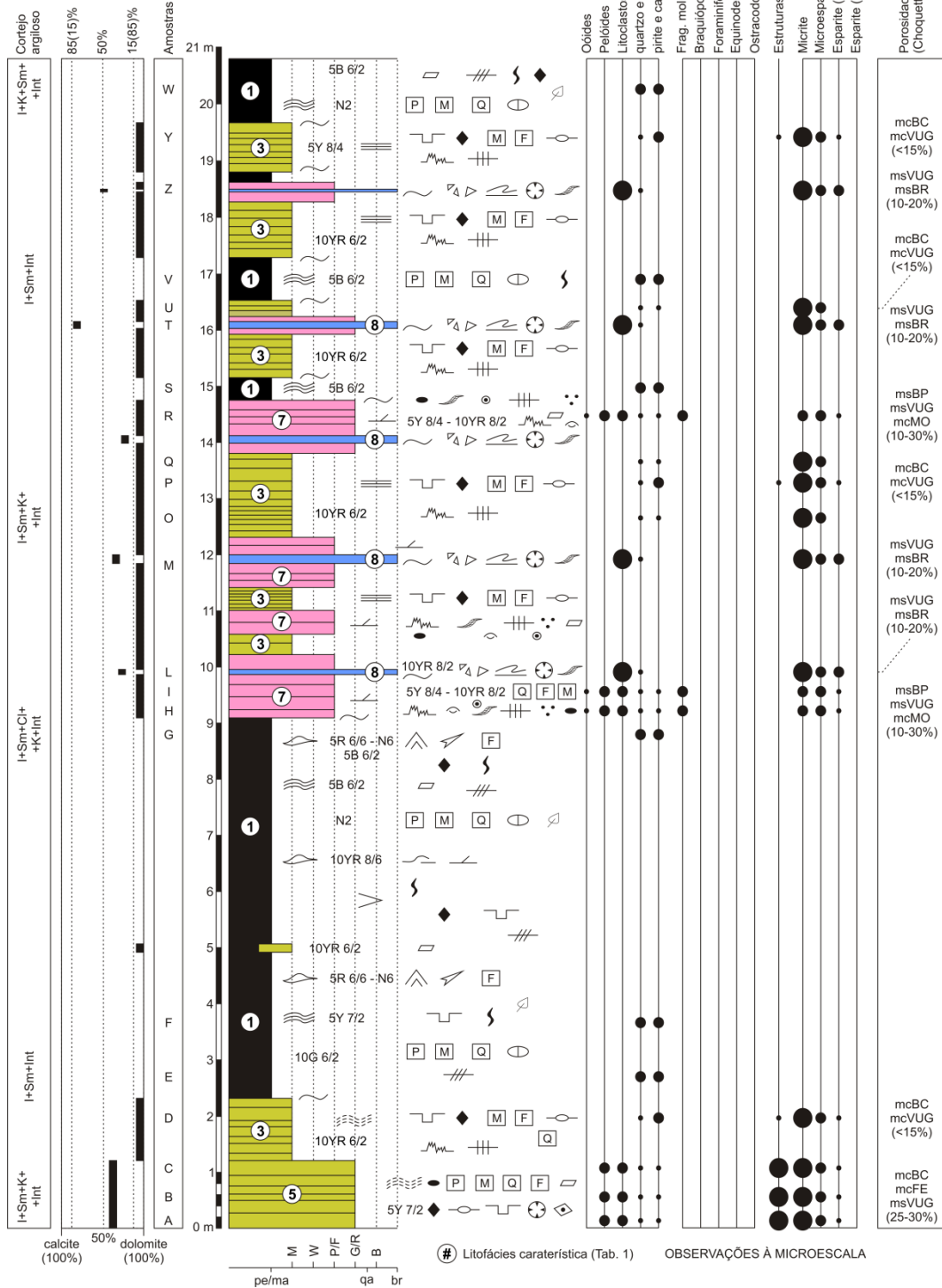
O perfil de Salguerinho (n.º 107) (Figs. 54 e 55), hoje ainda em parte visível e acessível, é um marco fundamental na descrição e definição do conjunto das unidades líticas que caracterizam a porção inferior da sucessão calco-dolomítica. Do ponto de vista litostratigráfico constitui o mais importante perfil da zona, sendo visível a passagem, através de uma superfície erosiva, com as unidades enquadrantes mais antigas que pertencem ao topo da formação de Pereiros.



**Fig. 54** – Aspectos de campo do perfil de Salguerinho (n.º 107): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2004); em (B) de notar a passagem estratigráfica irregular entre os pelitos/argilitos cinzentos a negros, por vezes variegados, da base e as camadas de arenitos dolomíticos (detríticos/biodetríticos) suprajacentes - corresponde ao limite inferior do corpo lítico investigado com as unidades do topo da **formação de Pereiros**; (C) - Vista atual (ano 2014) do perfil, agora ainda em parte visível e acessível; (D) – No centro da fotografia, margas esverdeadas e laminares com esporádicas concreções nodulares carbonatadas no interior; (E) – Amostra de uma camada lenticular de dolomito brechóide, muito pouco espessa (da ordem dos 2-5 cm), interstratificada com os arenitos dolomíticos. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 54](#).

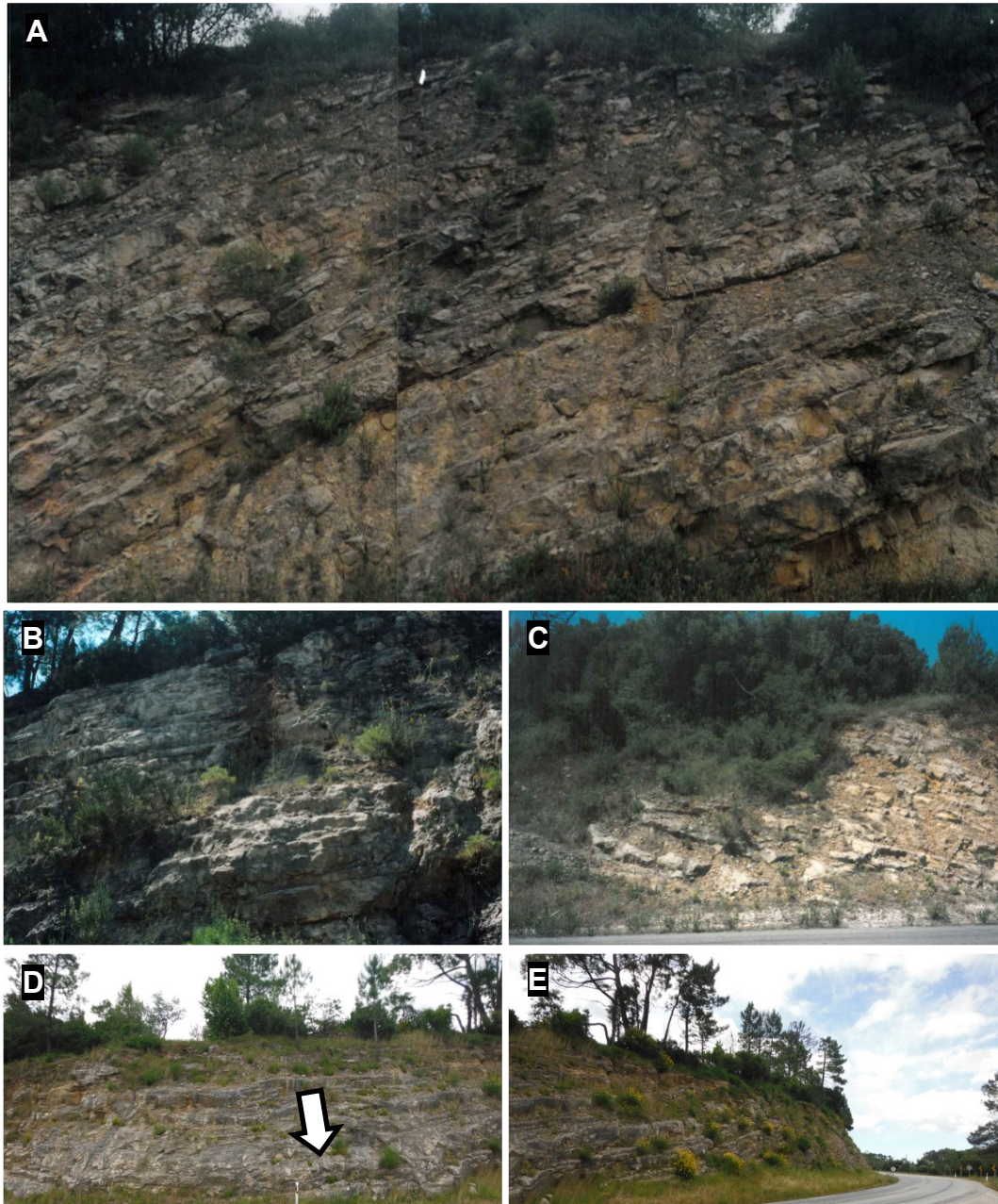
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 107**  
**Salgueirinho (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 552599 4439349  
 Altitude do topo: 236 m





O perfil de Vila Seca (n.º 50) (Figs. 56 e 57), hoje perfeitamente visível e acessível, é um bom afloramento tendo em conta as ótimas condições de exposição vertical e lateral, apesar da presença de algumas estruturas tectónicas que interrompem a continuidade dos estratos. Estratigraficamente pertence essencialmente à porção inferior da sucessão calco-dolomítica, na passagem à porção intermédia (claramente distintas em termos estratonómicos).



**Fig. 56** – Aspetos de campo do perfil de Vila Seca (n.º 50): (A), (B) e (C) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); em (A) camadas espessas de dolomitos oolíticos/peloidais e/ou bioclásticos da base do afloramento, interstratificando com dolomicritos argilosos em estratos centimétricos a decimétricos; em (C) dolomicritos argilosos interstratificando com margas cinzentas em estratos pouco espessos a muito finos; (D) e (E) - Vista atual (ano 2014) do perfil; em (D) observa-se, na parte inferior da fotografia, um corpo de dolomito brechóide lateralmente irregular (ver seta). Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 57](#).



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 50**  
**Vila Seca (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 550239 4438712  
 Altitude do topo: 260 m

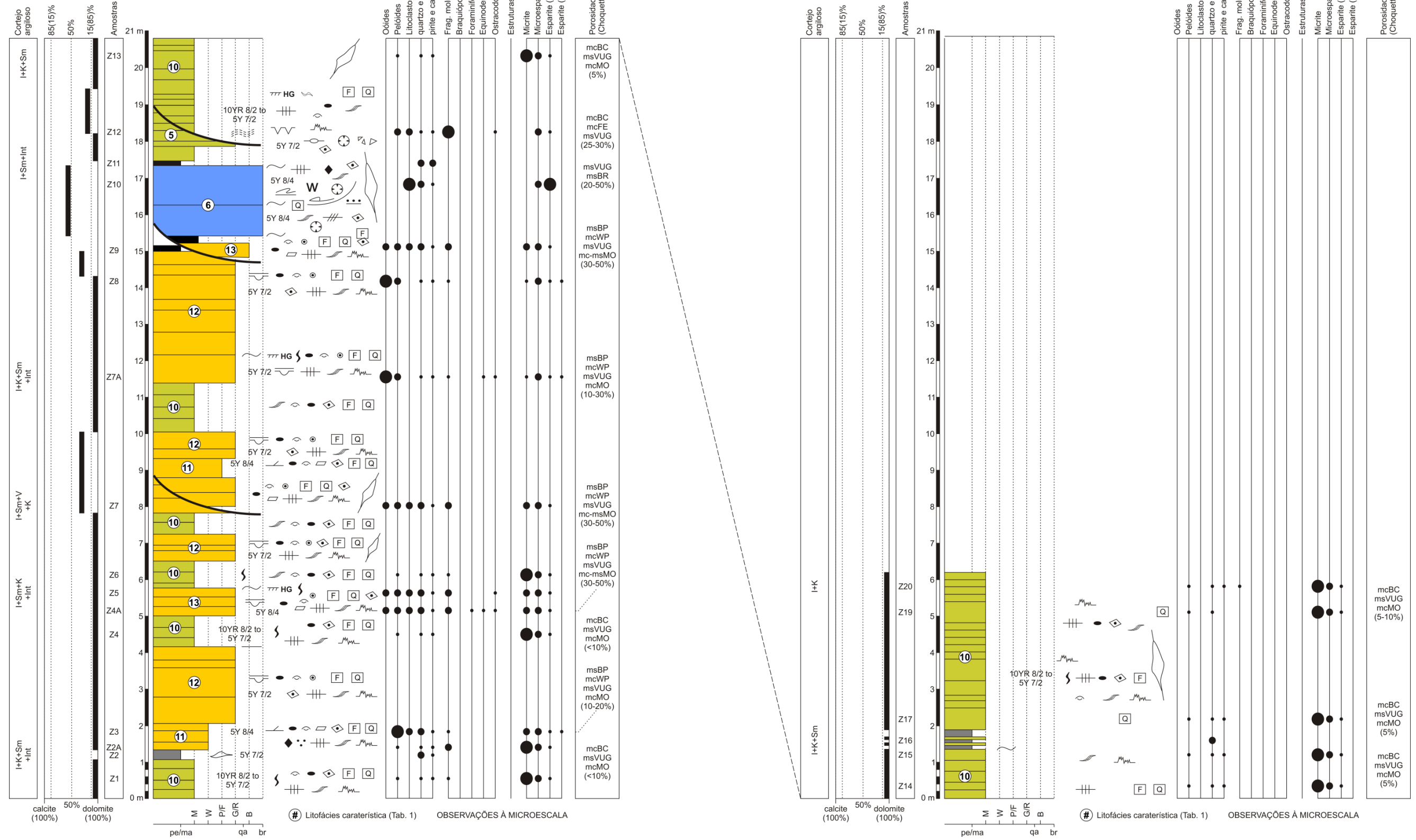
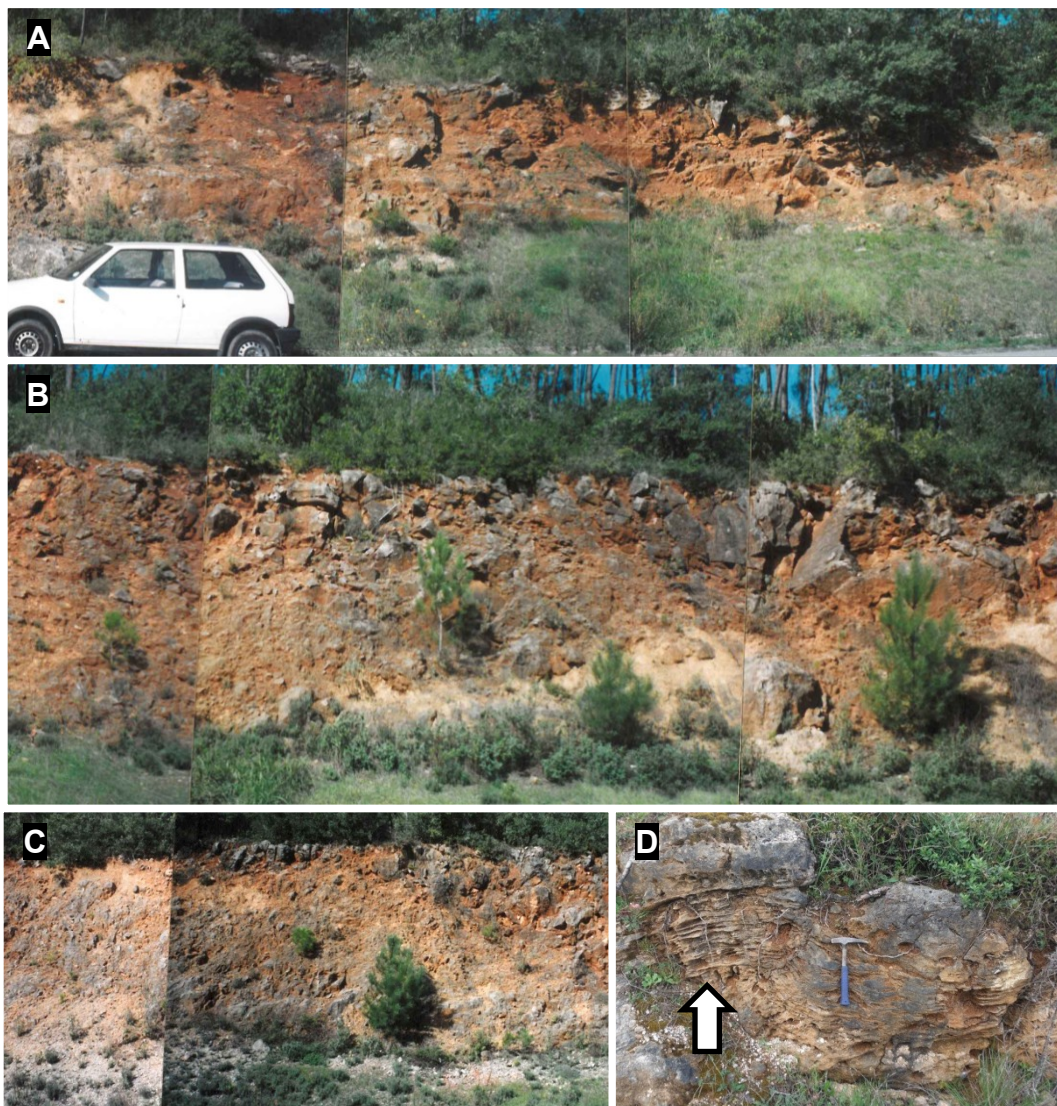


Fig. 57 – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil de Vila Seca (n.º 50). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.



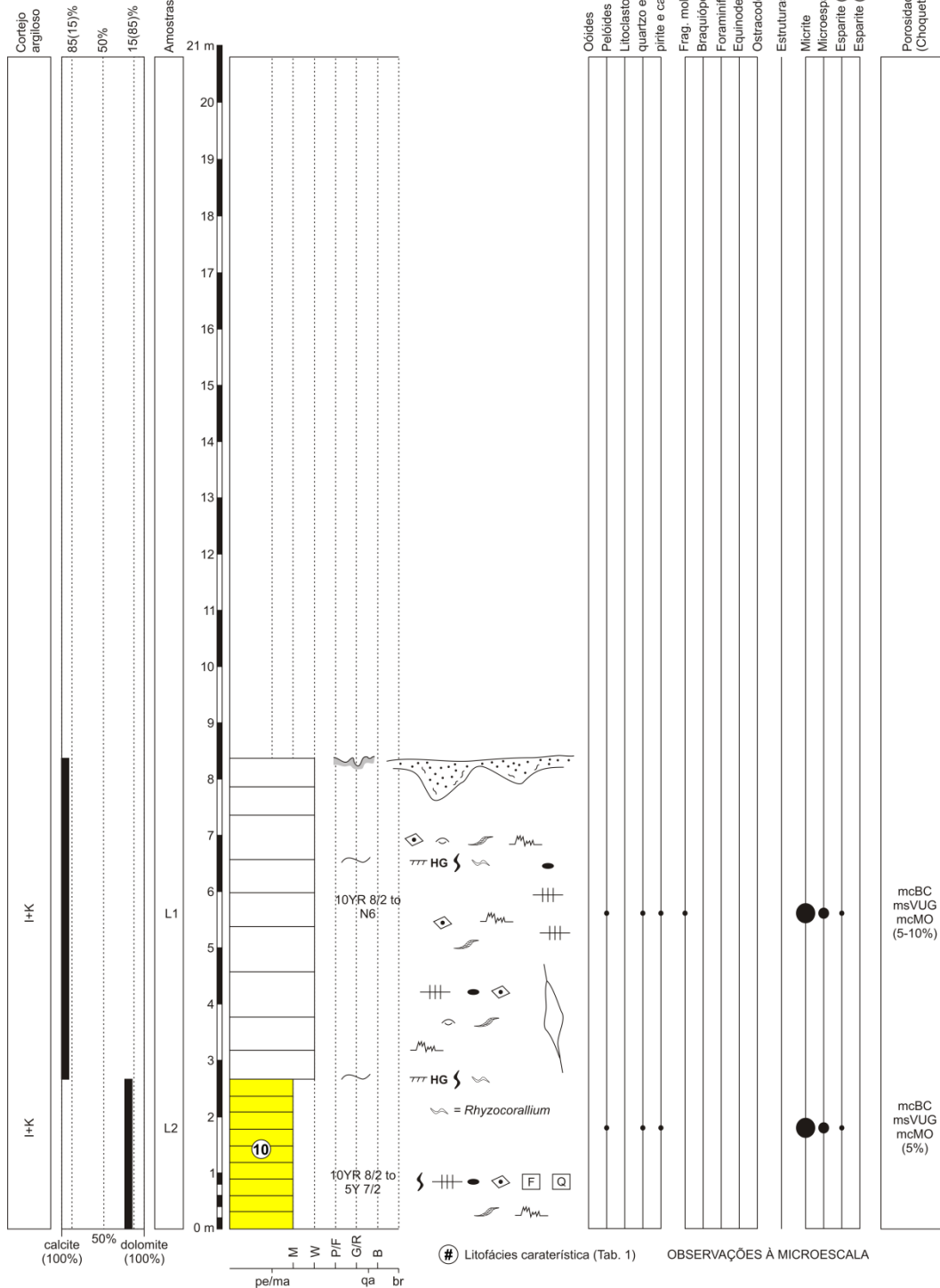
O perfil de Escaldo (n.º 64) (Figs. 58 e 59), lateral ao perfil anterior mas não em verdadeira continuidade estratigráfica por causa da presença de algumas falhas importantes entre os dois, é relativamente pouco espesso e pouco variável de um ponto de vista estratonómico mas revelou-se muito útil no exercício de correlação, particularmente com o perfil n.º 13 da zona setentrional (ver Fig. 72). Estratigraficamente pertence à porção superior da sucessão calco-dolomítica, na passagem à porção intermédia.



**Fig. 58** – Aspetos de campo do perfil de Escaldo (n.º 64): (A), (B) e (C) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); observa-se o desenvolvimento de uma franja superficial relativamente pouco espessa, muito fraturada, por vezes caótica, e carsificada; este carso superficial é totalmente preenchido por depósitos essencialmente siliciclásticos pós-jurássicos; (D) - Estruturas típicas em *boxworks* relacionadas com estratos claramente mais calcários e com evidências de recristalização. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos e das formas cársicas referidas ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 59](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 64**  
**Escalde (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 548623 4438199  
 Altitude do topo: 196 m



**Fig. 59** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil de Escalde (n.º 64). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.

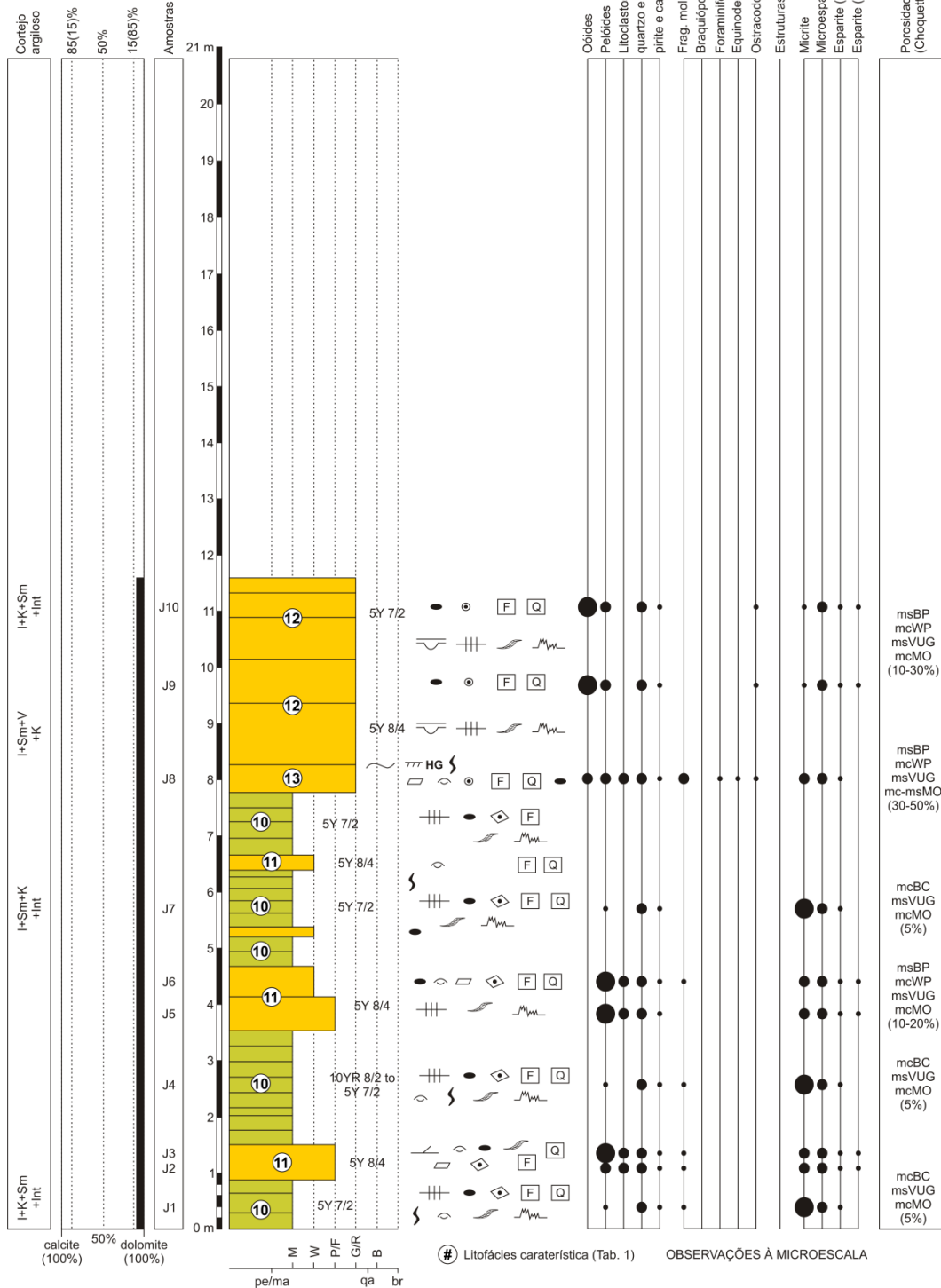
Os perfis de Vale Faval (n.º 155) (Figs. 60 e 61), Vale da Lagoa (n.º 156) (Figs. 62 e 63) e da Camarinha (n.º 53) (Figs. 64 e 65), hoje perfeitamente visíveis e acessíveis, são bons afloramentos tendo em conta as condições de exposição vertical e lateral. Estratigraficamente pertencem todos à porção inferior da sucessão calco-dolomítica local (claramente distinta do resto, sobretudo em termos texturais) e são entre eles correlacionáveis.



**Fig. 60** – Aspetos de campo do perfil de Vale Faval (n.º 155): (A), (B) e (C) – Vista geral e atual (ano 2014) do afloramento calco-dolomítico; os estratos mais espessos de dolomitos (da ordem dos 60 cm até 1 m) patenteiam uma textura oolítica e/ou bioclástica, interstratificando com camadas mais finas e regulares de dolomitos margosos essencialmente micríticos. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 61](#).

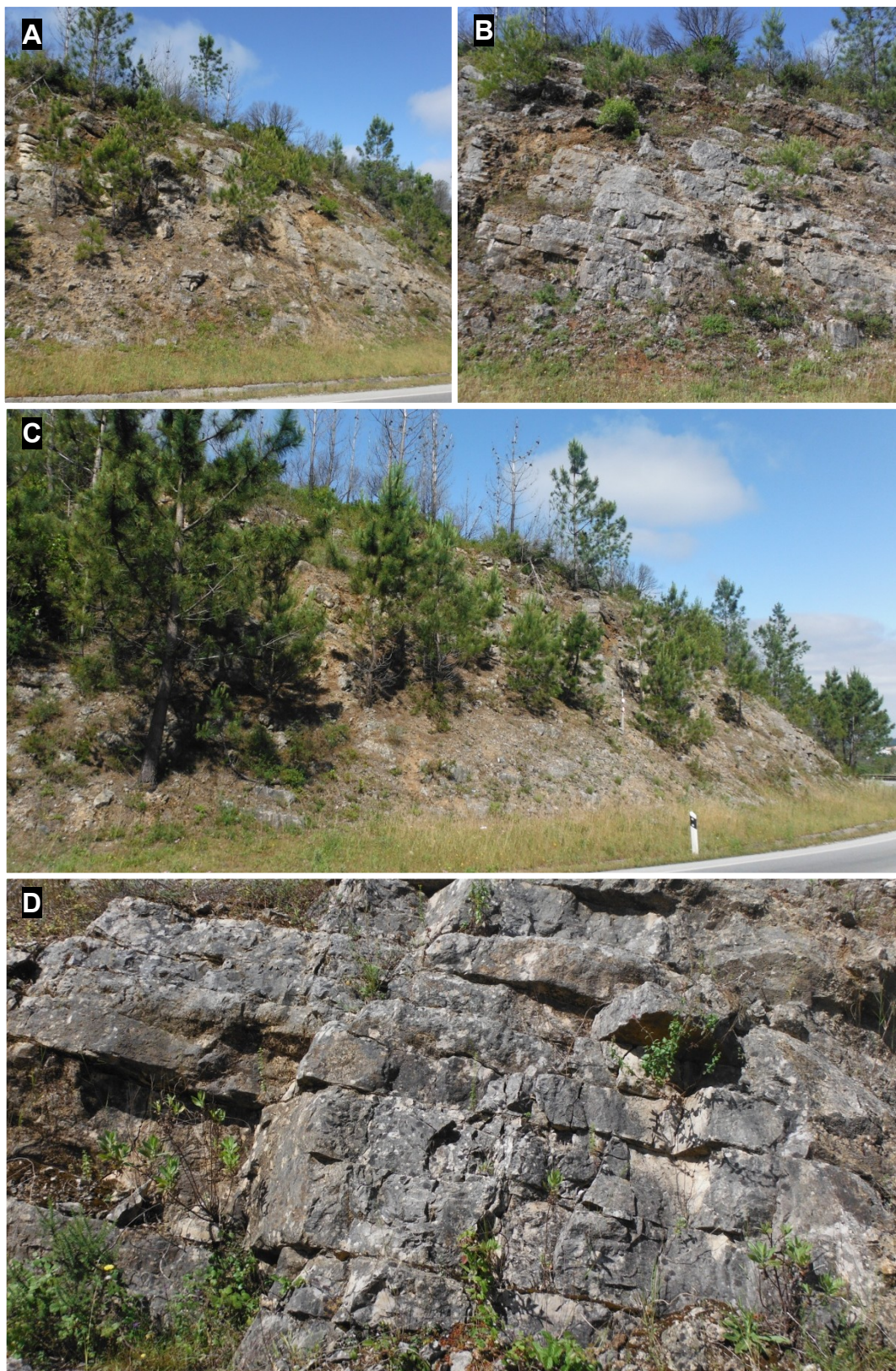
**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 155**  
**Vale Favai (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549276 4434185  
 Altitude do topo: 243 m



**Fig. 61** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil de Vale Favai (n.º 155). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.

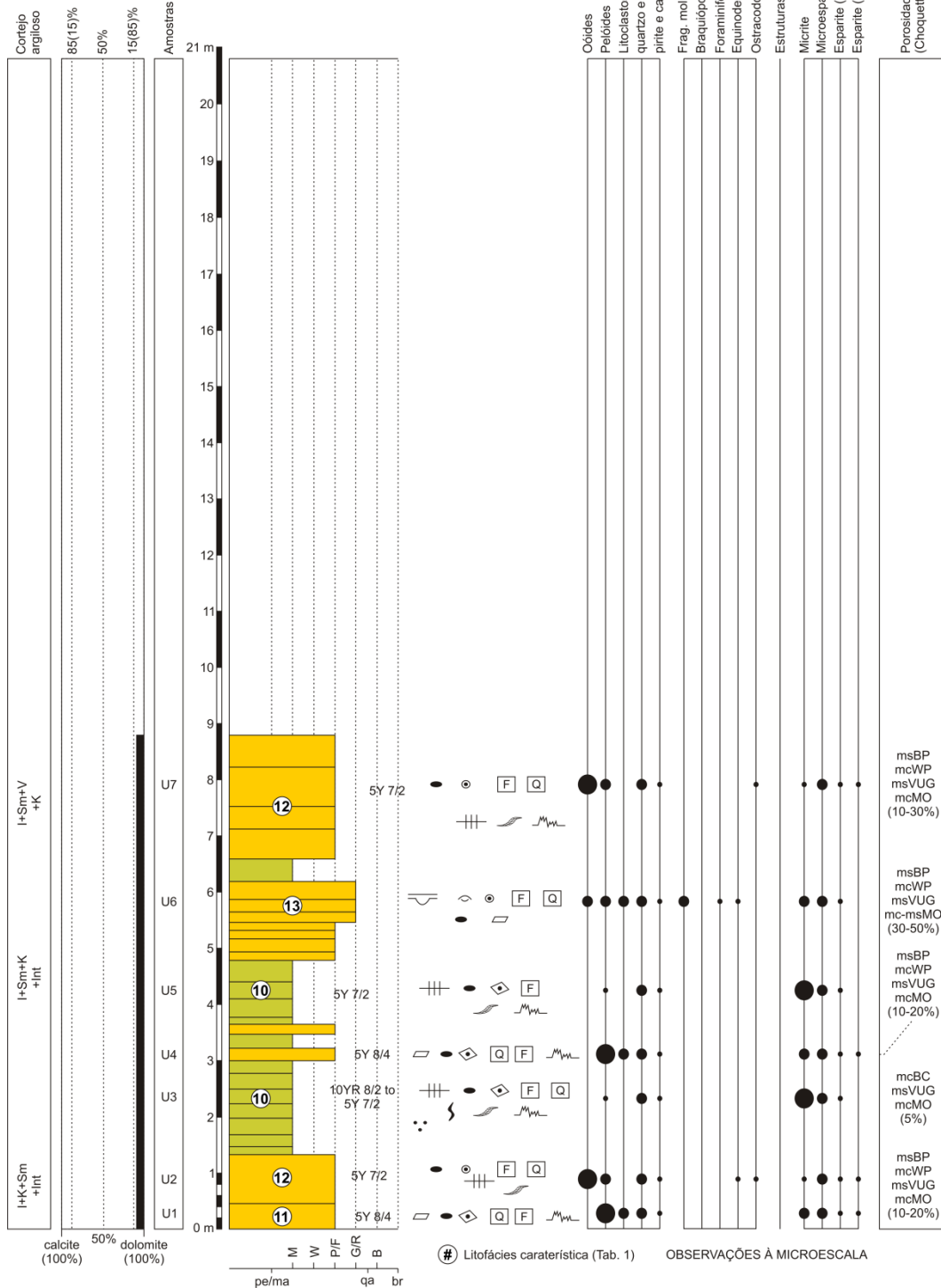




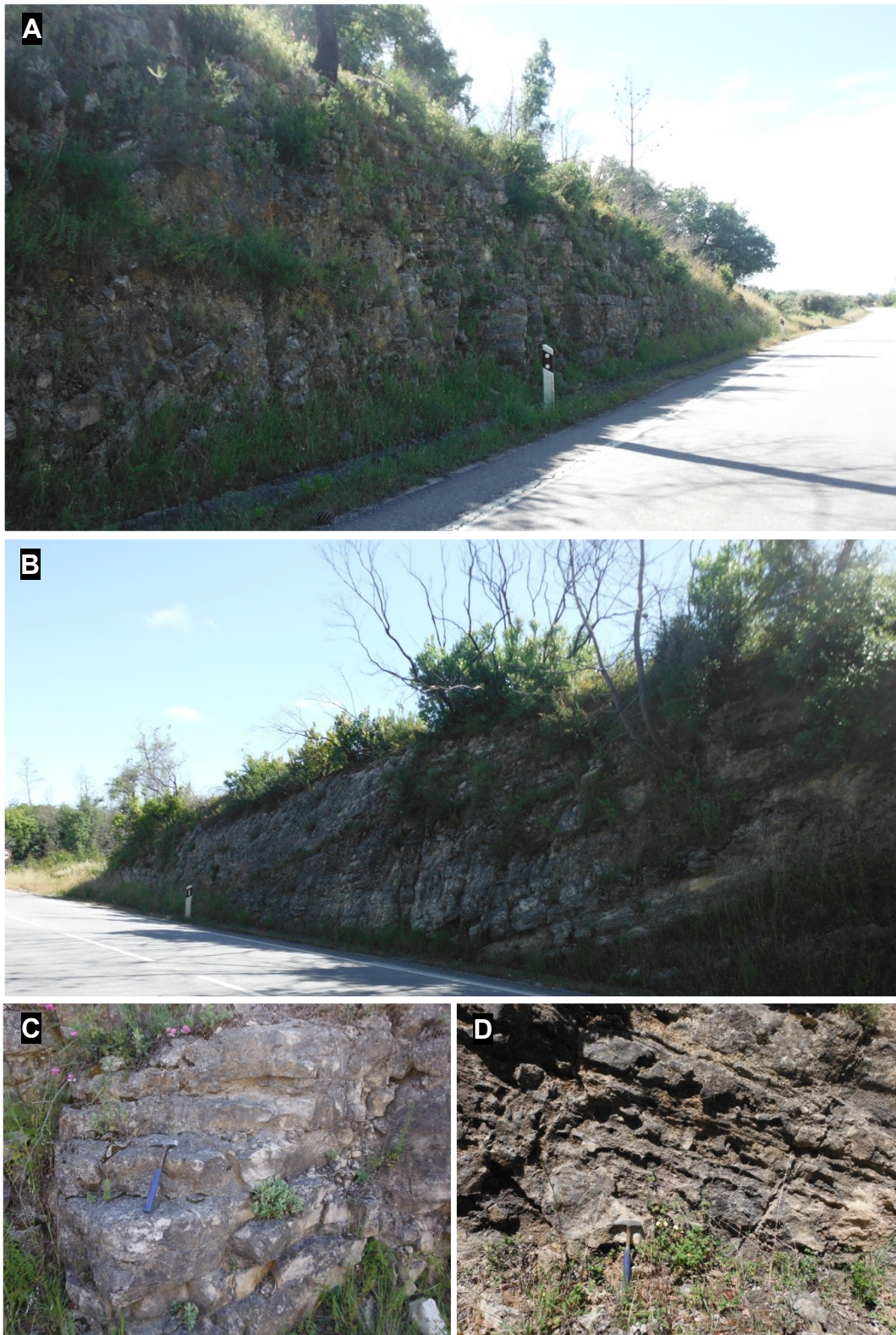
**Fig. 62** – Aspectos de campo do perfil do Vale da Lagoa (n.º 156): (A), (B) e (C) – Vista atual geral (ano 2014) do afloramento calco-dolomítico; (D) – Os estratos mais espessos de dolomitos (da ordem dos 60 cm até 1 m) patenteiam uma textura oolítica e/ou bioclástica, interstratificando com camadas mais finas e regulares de dolomitos margosos, essencialmente micríticos. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 63](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 156**  
**Vale da Lagoa (Zona central)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 549932 4433894  
 Altitude do topo: 265 m



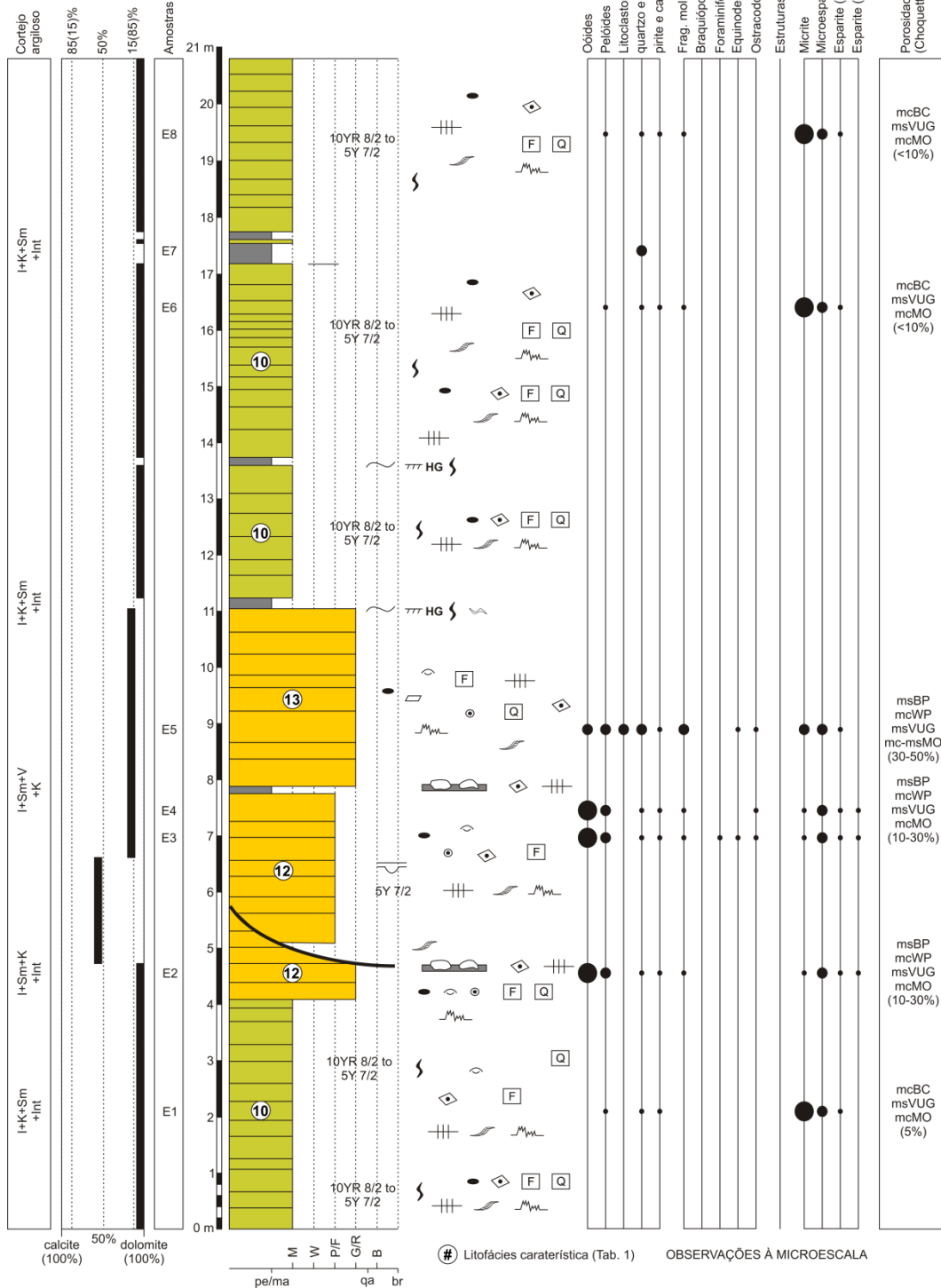
**Fig. 63** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil Vale da Lagoa (n.º 156). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).



**Fig. 64** – Aspectos de campo do perfil da Camarinha (n.º 53): (A) e (B) – vista geral atual (ano 2014) do afloramento calco-dolomítico; (C) – estratos decimétricos regulares de dolomitos margosos, essencialmente micríticos; (D) - estruturas típicas em *boxworks* relacionadas com estratos claramente mais calcários e com evidências de recristalização. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 65](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 53  
Camarinha (Zona meridional)**

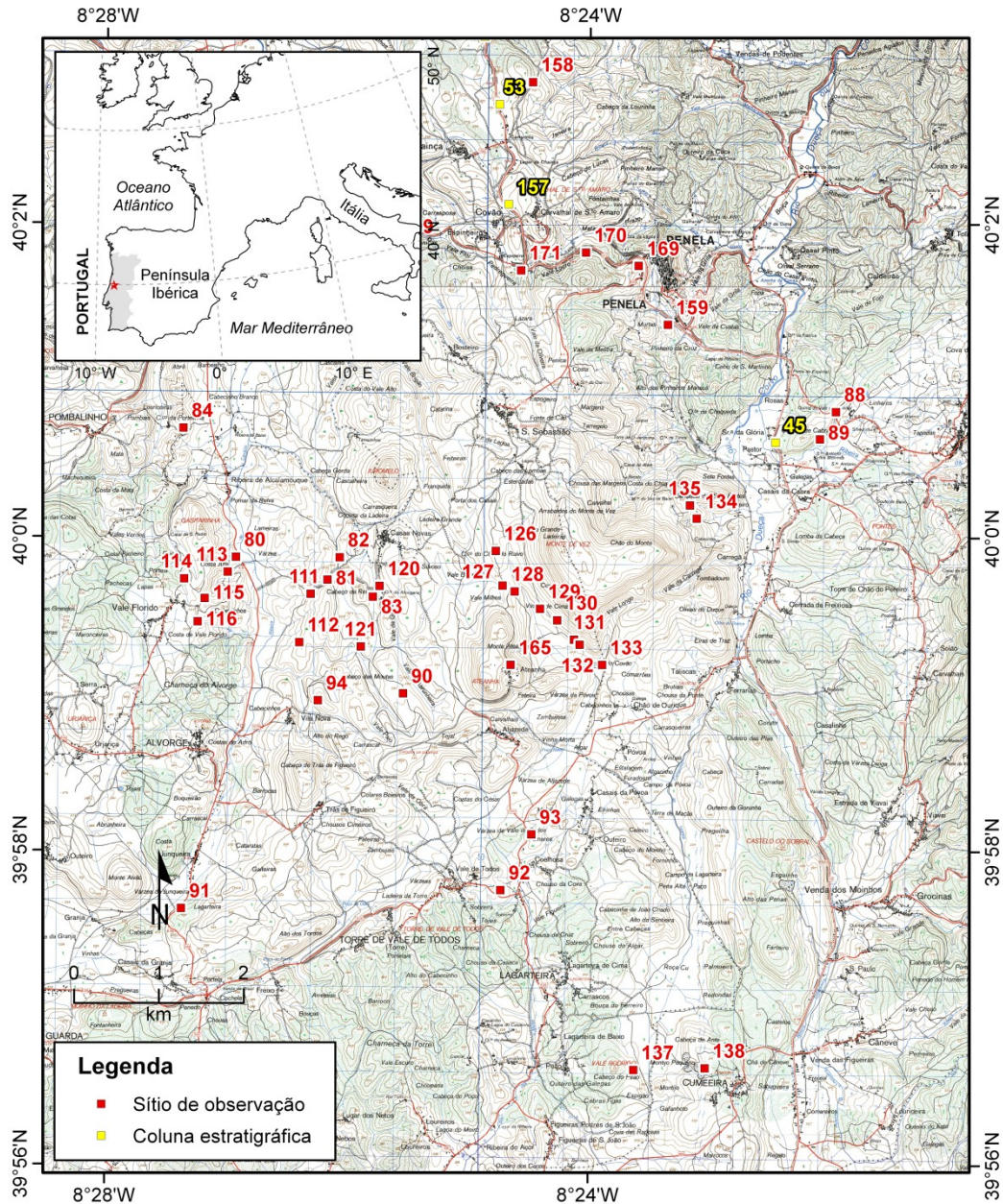
Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 550122 4433093  
Altitude do topo: 288 m



**Fig. 65** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil da Camarinha (n.º 53). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na [Fig. 23](#).

### 3.1.3 Zona meridional

Entre a vila de **Penela** e a povoação da **Cumeira** foram realizadas apenas 2 colunas estratigráficas de pormenor (**Fig. 66**).

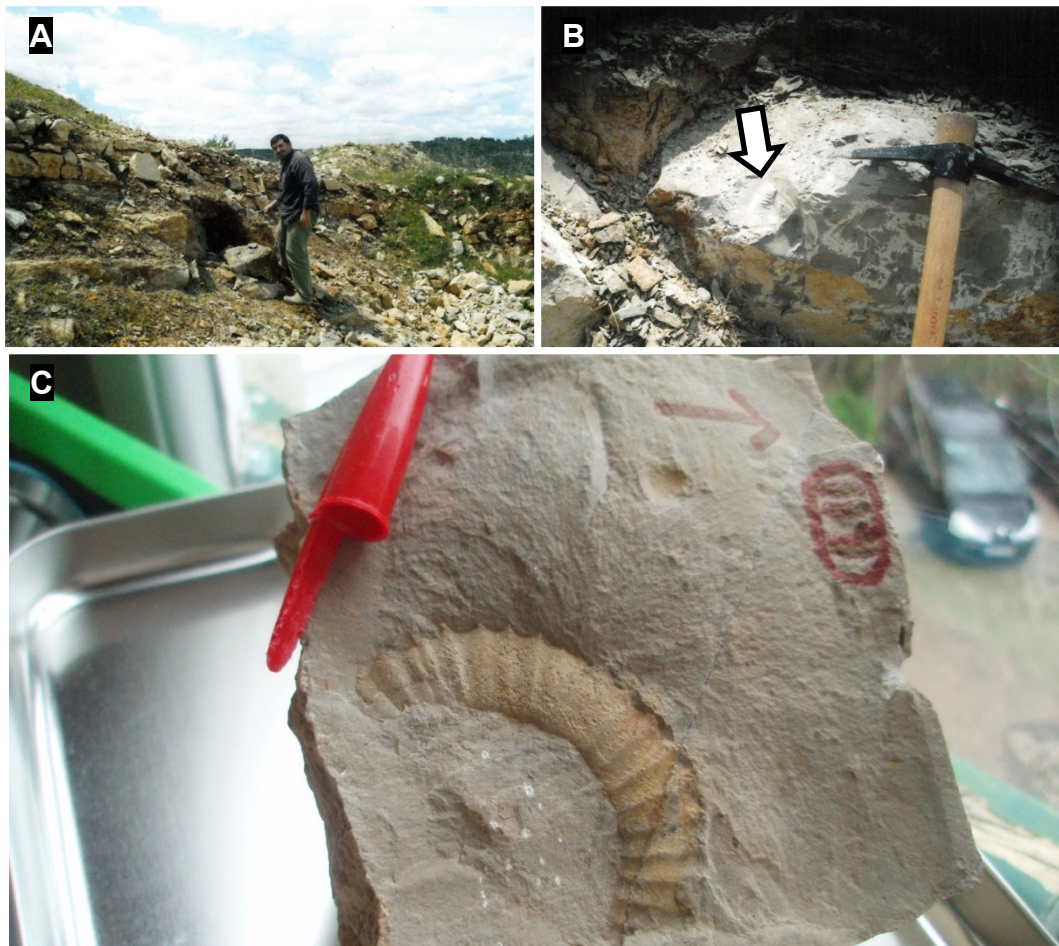


**Fig. 66** – Localização e seriação dos sítios de observação privilegiada da zona de trabalho meridional (ver **Figura 25**), com destaque para os locais em que se realizaram as colunas estratigráficas de pormenor. Base cartográfica extraída das folhas n.º 251 (Condeixa-a-Nova) e 263 (Penela) da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 do Instituto Geográfico do Exército (Série M888, Ed. 3 e 4 - 2002) (IGeoE, 2003).

O exíguo número de colunas estratigráficas realizadas nesta zona meridional (apesar dos numerosos afloramentos observados) prende-se com a reduzida espessura total com que

cada afloramento se apresenta (da ordem dos 2-5 m), mas sobretudo com o seu elevado grau de fraturação, ligado ao facto de estarem localizados numa área de cruzamento entre dois dos acidentes tectónicos mais expressivos da área de estudo (como se verá mais adiante). Ao contrário das anteriores zonas de trabalho (setentrional e central), nesta, as áreas urbanizadas (com exclusão da vila de Penela) são muito mais reduzidas e sem grandes empreitadas da construção civil que, nos anos em que decorreram os levantamentos de campo, poderiam ter favorecido o aparecimento de afloramentos importantes. No entanto, é nesta zona meridional que é possível fazer toda uma série de observações (sobretudo de carácter estrutural) nas frentes de pedreiras ativas/inativas, a maioria das quais com limitada dimensão (<5 ha), a abrir-se nas unidades líticas que compõem a porção superior e mais calcária da sucessão calcio-dolomítica investigada.

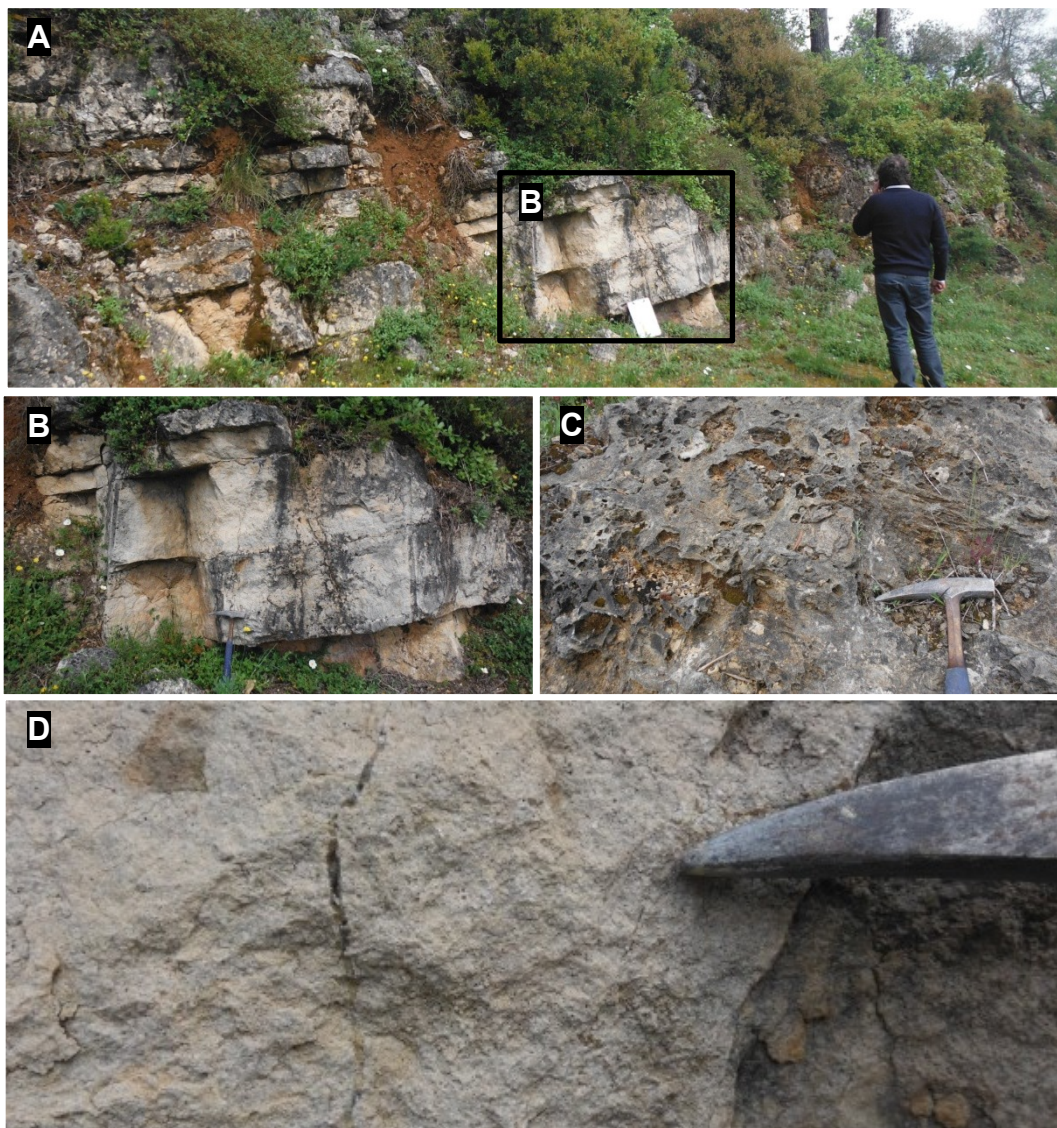
É numa destas pequenas pedreiras (ponto de observação n.º 111) que foi encontrado, durante o trabalho de campo, um fragmento de Apoderoceratídeo (amonoide) numa camada de calcário margoso da porção superior do corpo lítico investigado (Fig. 67).



**Fig. 67** – (A) - Vista geral da pequena pedreira onde encontrou-se um fragmento de amonite durante a prospeção de campo (ponto de observação n.º 111) da zona de trabalho meridional (ano 2003); (B) – Camada calcário-margosa com um fragmento de Apoderoceratídeo, logo abaixo de uma série com espessura métrica de calcários ricos em matéria orgânica e fossilíferos; (C) – Amostra com o fragmento de *Apoderoceras* sp.

De norte para sul, reconhecem-se os seguintes afloramentos: do Covão (n.º 157), na mesma estrada Alfafar-Penela dos três perfis anteriores (da zona central) e o do Pastor (n.º 45), o mais meridional de todos.

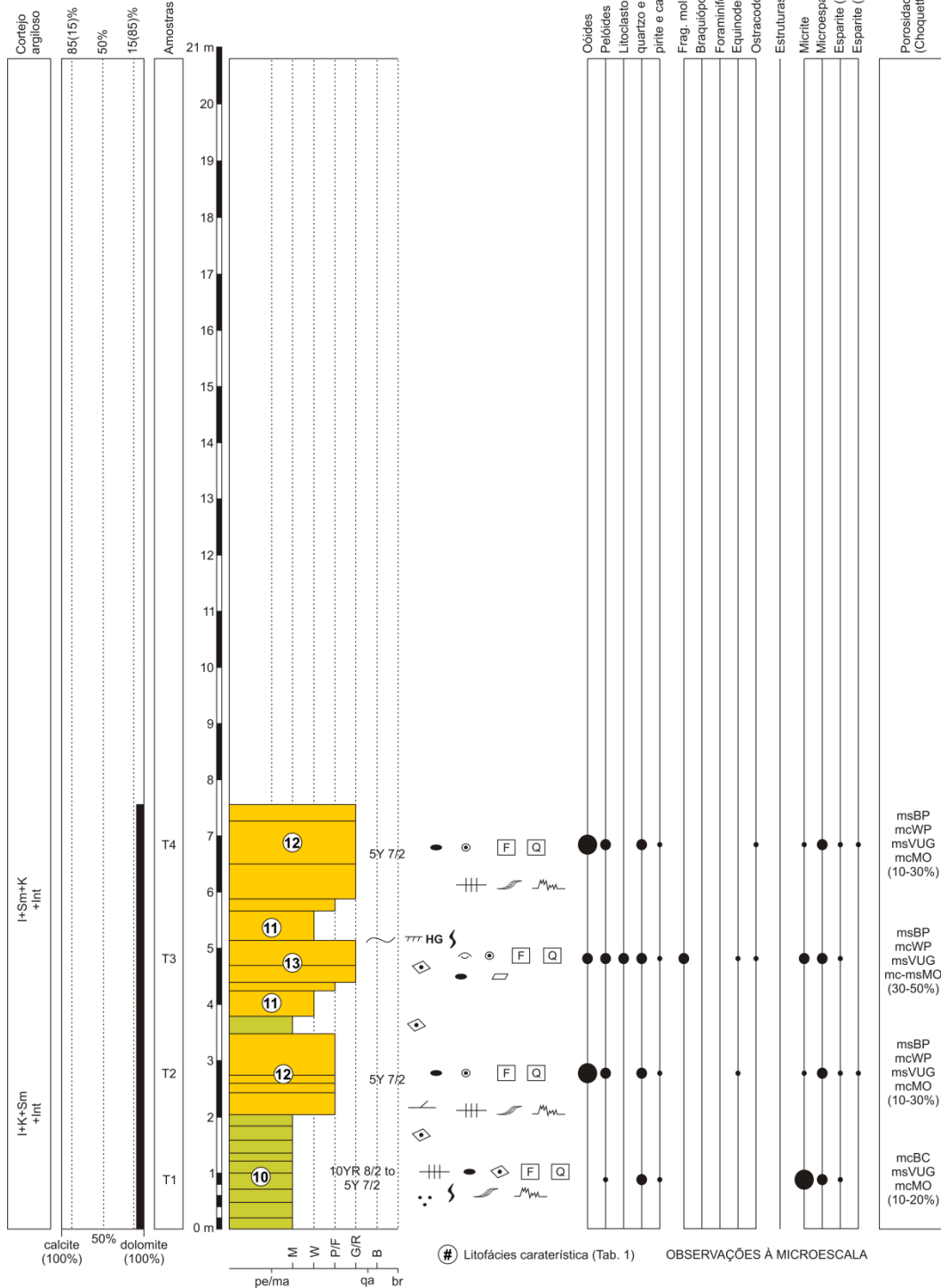
O perfil do Covão (n.º 157) (Figs. 68 e 69), hoje perfeitamente visível e acessível, apesar da reduzida espessura total, é um bom afloramento tendo em conta as boas condições de exposição lateral. Este perfil, em continuidade lateral com os n.º 53, 156 e 155, estratigraficamente pertence à porção inferior da sucessão calco-dolomítica.



**Fig. 68** – Aspectos de campo do perfil do Covão (n.º 157): (A) – Vista geral atual (ano 2014) do afloramento calco-dolomítico; (B) - Os estratos mais espessos de dolomitos (da ordem dos 60 cm até 1 m) patenteiam uma textura oolítica e/ou bioclástica, interstratificando com camadas mais finas e regulares de dolomitos margosos, essencialmente micríticos; (C) – Estruturas típicas em *boxworks* relacionadas com estratos claramente mais calcários e com evidências de recristalização; (D) – Aspeto particular de uma camada de dolomito oolítico em que, por vezes, é possível observar uma laminação oblíqua planar ou arqueada. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 69](#).

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 157  
Covão (Zona meridional)**

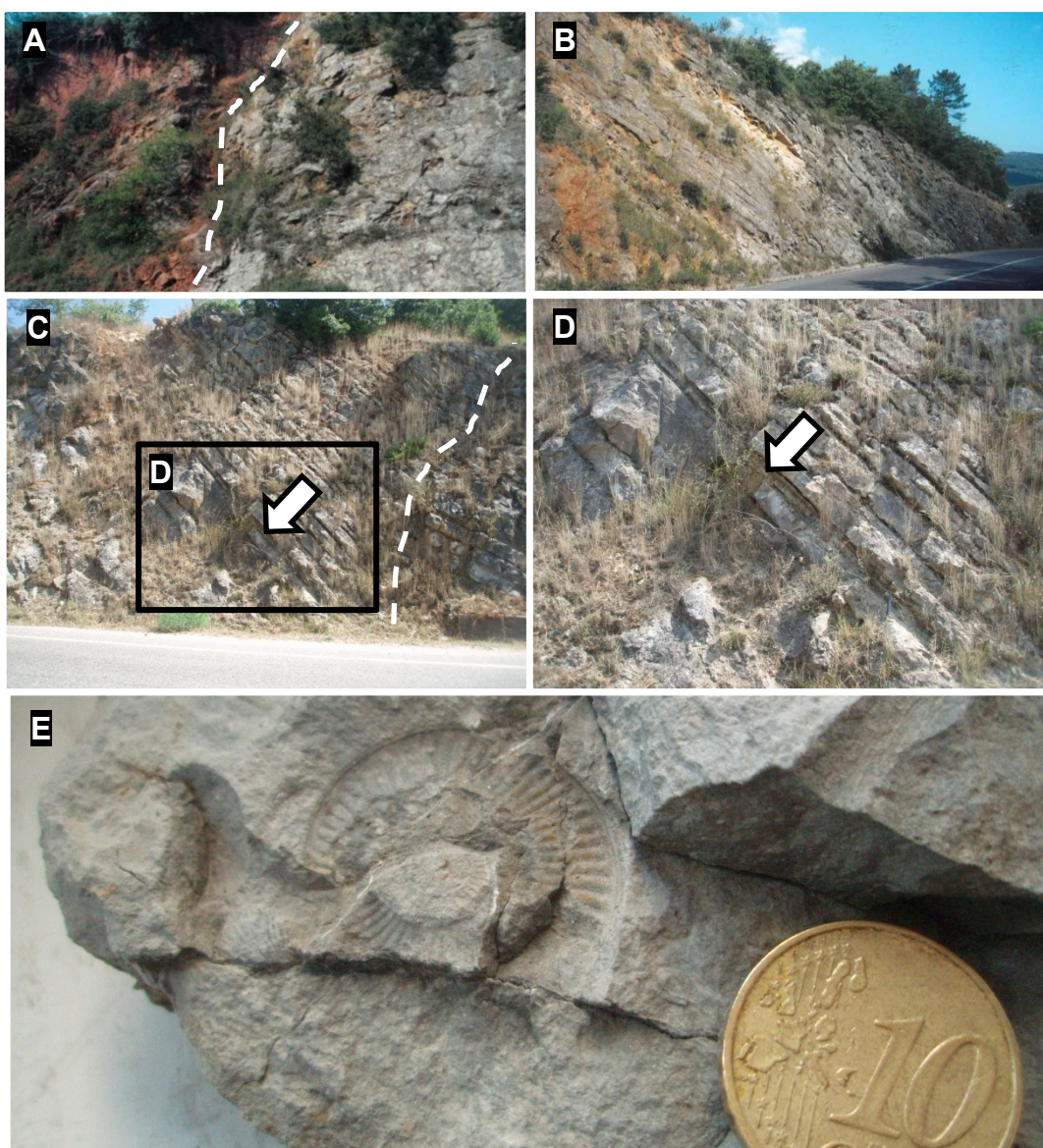
Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 550237 4431915  
Altitude do topo: 318 m



**Fig. 69** – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil do Covão (n.º 157). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na **Fig. 23**.



Finalmente, o **perfil do Pastor (n.º 45)** (Figs. 70 e 71), hoje ainda acessível, é um bom afloramento tendo em conta as ótimas condições de exposição vertical e lateral, apesar da atitude da sucessão carbonatada local estar fortemente condicionada por falhas, onde destaca-se o contacto (por falha inversa) com sedimentos siliciclásticos avermelhados mais antigos (triásicos). Este perfil estratigraficamente pertence à porção superior da sucessão calco-dolomítica, localmente mais calcário-margosa (mas igualmente dolomitizada) e onde foram encontrados restos de amonóides - Echioceratídeos.



**Fig. 70** – Aspetos de campo do perfil do Pastor (n.º 45): (A) e (B) – Vista geral do afloramento calco-dolomítico na altura em que foi realizada a coluna estratigráfica de pormenor (ano 2002); de notar em (A), do lado esquerdo, a falha inversa que põe em contacto as unidades siliciclásticas mais antigas (**Grupo de Silves** – essencialmente Triásico) com as camadas carbonatadas do corpo lítico investigado; (C) – Parte do afloramento onde se evidenciam corpos margosos interstratificando com calcários e calcários margosos (por vezes dolomitizados) e uma falha do lado direito da imagem; (D) – Particular da imagem anterior onde a seta indica uma camada muito fossilífera com abundantes braquiópodes e restos de amonóides (Echioceratídeos indiferenciados); (E) – Exemplar de amonoide encontrado na camada indicada na imagem anterior. Para a posição estratigráfica dos corpos líticos referidos ver a coluna estratigráfica patente na [Figura 71](#).



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA n.º 45  
Pastor (Zona meridional)**

Coordenadas quilométricas UTM (FUSO 29 - WGS84): 553404 4429147  
Altitude do topo: 195 m

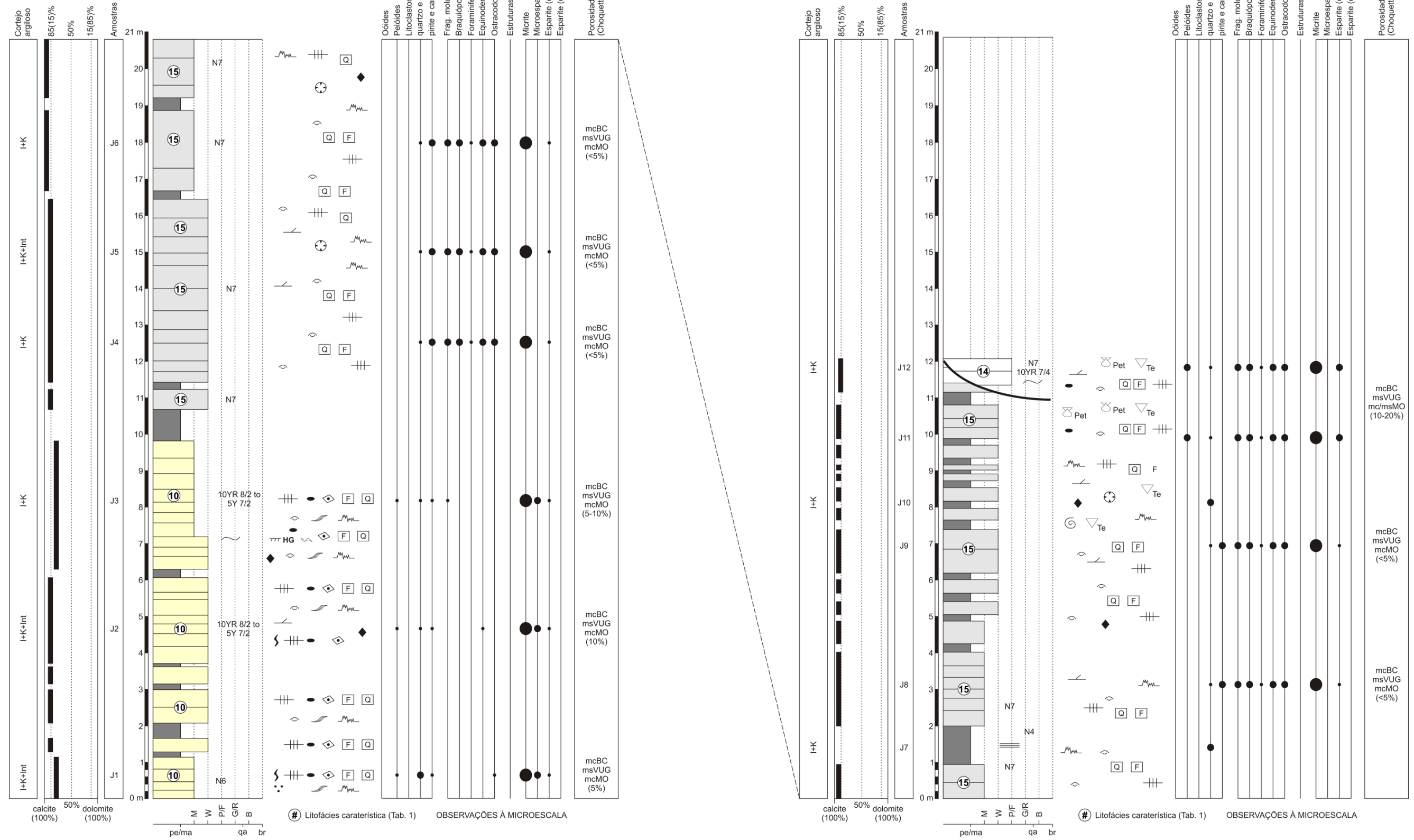


Fig. 71 – Coluna estratigráfica de pormenor realizada para o perfil do Pastor (n.º 45). A codificação dos símbolos contidos na coluna é apresentada na Fig. 23.



### 3.2 PROPOSTA DE UM QUADRO LITOSTRATIGRÁFICO FORMAL NA REGIÃO COIMBRA-PENELA

Tendo em consideração o hábito que existe na geologia portuguesa de utilizar uma multiplicidade de termos para o mesmo corpo sedimentar, com claro caráter restritivo de algum deles (justificado, por vezes, através da realização de uma cartografia geológica local), e de forma a evitar complicações desnecessárias, neste trabalho de tese adotam-se (para o corpo lítico investigado) as **designações litostratigráficas** (ainda informais) utilizadas nos últimos trabalhos geológicos publicados sobre a área de estudo, nomeadamente no artigo de SOARES (2002/2004), na Notícia Explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal 1: 50 000 (SOARES *et al.*, 2007) e no trabalho de compilação mais recente de KULLBERG *et al.* (2013). Em todas estas publicações se atribui a designação/nível de grupo (**Grupo de Coimbra**) à sucessão calco-dolomítica local que abrange desde à base do Sinemuriano até a base do Pliensbaquiano. O mesmo grupo, por sua vez, é subdividido em duas unidades diacrónicas de nível inferior, o de formação (com valor local, eventualmente estendível a escala regional): a **formação de Coimbra** (na base) e a **formação de S. Miguel** (no topo)<sup>95</sup>. Estas duas formações enquadram-se entre as unidades essencialmente pelíticas do Hetangiano (topo da **formação de Pereiros** - SOARES *et al.*, 2007, 2012) e as unidades margo-calcárias da base do Pliensbaquiano (**membro Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*** ou **membro Margas e calcários grumosos da Formação de Vale das Fontes** - DUARTE & SOARES, 2002).

A rara fauna de amonóides encontrada nos perfis estudados limita notavelmente as considerações de caráter biostratigráfico e cronostratigráfico da sucessão calco-dolomítica local pelo que, todas as afirmações de natureza geocronológica se fazem essencialmente com base na bibliografia existente (SOARES *et al.*, 1985a, 2007; KULLBERG *et al.*, 2013; e referências nestes incluídas) e, por comparação sucessiva, à escala regional, com o recente trabalho de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013a) e DUARTE *et al.* (2014) (e referências nestes incluídas) sobre a **Formação de Água de Madeiros** (na região de S. Pedro Moel). O mesmo exercício de comparação, à escala regional, faz-se para as associações de macrofauna bentónica (braquiópodes e bivalves) encontradas na porção superior da sucessão carbonatada estudada, utilizando os recentes trabalhos de PAREDES *et al.* (2013a,b, 2014) (e referências neste incluídas) sobre a **Formação de Água de Madeiros** (em ambas as regiões de S. Pedro Moel e Peniche).

---

<sup>95</sup> Evidencia-se como na bibliografia as mesmas designações não foram adotadas para as restantes regiões de afloramento do Jurássico Inferior a norte do Rio Tejo (e.g. Montemor-o-Velho, S. Pedro de Moel e Peniche), em domínio distal (DUARTE & SOARES, 2002; AZERÉDO *et al.*, 2003, 2010; DUARTE *et al.*, 2008, 2014; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; entre outros). Além disso, lembra-se que na área de S. Pedro de Moel DUARTE & SOARES (2002) formalizaram a **Formação de Água de Madeiros** (que inclui o **Membro de Polvoeira**, na base, e o **Membro da Praia Pedra Lisa**, no topo), equivalente lateral e parcial da **formação de S. Miguel**. Considerando que a proposta em análise se circunscreve à sucessão sedimentar calco-dolomítica da região Coimbra-Penela, as restantes áreas de afloramento mencionadas para o domínio distal são excluídas, para já, desta apresentação litostratigráfica.

### 3.2.1 Exercício de correlação à escala local

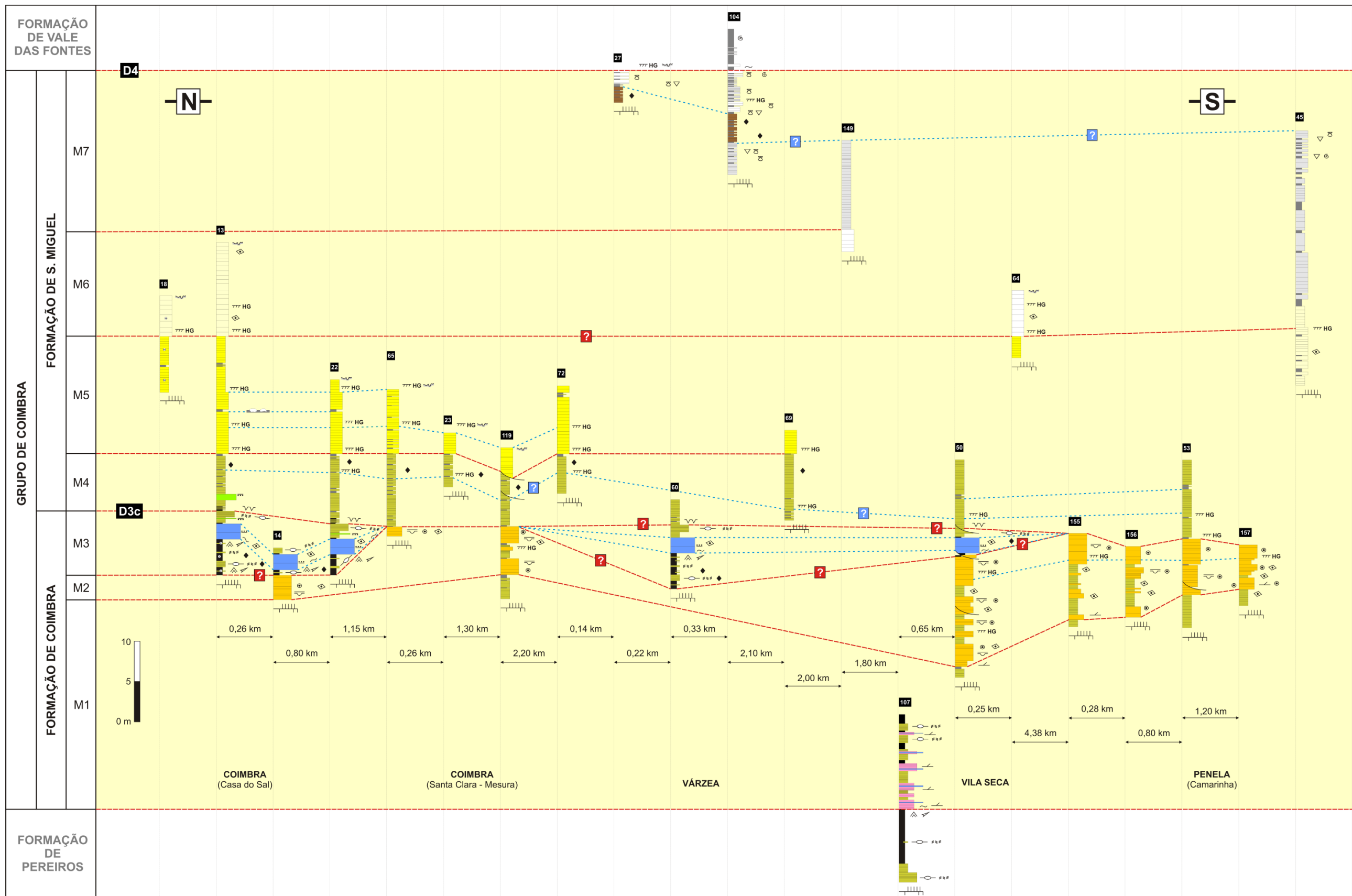
Os critérios que permitiram comparar os diferentes perfis apresentados no capítulo anterior prendem-se, essencialmente, com a identificação/caraterização e avaliação da distribuição vertical/lateral de **superfícies de descontinuidade** e **corpos líticos** específicos, lateralmente equivalentes.

Trata-se (1) de superfícies bem marcadas e lateralmente reconhecíveis, sobretudo entre perfis vizinhos; (2) de superfícies (ou estratos) que patenteiam evidências de *hardground* (com icnofósseis do tipo *Thalassinoides* e/ou *Rhizocorallium*); e (3) de conjuntos líticos (constituídos por um ou mais estratos, por vezes amalgamados) com caraterísticas faciológicas e/ou estratonómicas específicas e que, apesar de muitas vezes serem lateralmente descontínuos, são facilmente observáveis e comparáveis entre perfis vizinhos.

Procurando um pouco mais de detalhe, entre conjuntos líticos distinguem-se: (3.a) corpos com espessura variável (poucos centímetros até os ~4 m) e de geometria lenticular de pelitos/argilitos cinzentos a negros, por vezes variegados e gipsíferos, no contacto com outros corpos irregulares de dolomitos amarelados-acastanhados e localmente brechóides; (3.b) um corpo métrico com geometria tabular/ondulada de dolomitos impuros (argilosos/ferruginosos) e fossilíferos com fina laminação paralela ou ondulada; (3.c) corpos com espessura variável (centimétrica a decimétrica) e geometria lenticular de sedimentos siliciclásticos (quartzarenitos, localmente com carácter arcósico e cimento carbonatado), interstratificando com dolomitos margosos em estratos decimétricos e regulares; (3.d) corpos espessos com geometria tabular de dolomitos que patenteiam uma textura oolítica e/ou bioclástica, interstratificando com camadas mais finas e regulares de dolomitos margosos (essencialmente micríticos); (3.e) corpos métricos com geometria tabular de dolomitos/calcários ricos em matéria orgânica.

No caso das **superfícies de descontinuidade** trata-se essencialmente de amplos planos de estratificação (*i.e.* lateralmente identificáveis pelo menos a escala da área de estudo, com extensão >1 km) associadas com uma brusca/subtil mudança faciológica e/ou estratonómica (aqui tratadas como superfícies principais), ou de simples planos/superfícies com carácter restrito (*i.e.* lateralmente pouco extensas, da ordem da centena de metros até ao máximo de 1 km) que, por vezes, são simplesmente prováveis superfícies equivalentes. A **Figura 72** mostra os resultados obtidos através do exercício de correlação litostratigráfica realizado a escala da área de estudo (local).

**Fig. 72** – Tentativa de organização litostratigráfica (de norte para sul) da sucessão calco-dolomítica local através dum exercício de correlação que permite mostrar a expressão vertical e a variação lateral das unidades que compõem o **Grupo de Coimbra**, na **região Coimbra-Penela**. Para tal, confrontaram-se lateralmente as colunas estratigráficas de pormenor mais significativas da área de estudo, aplicando os critérios referidos no texto. Identificaram-se oito superfícies de descontinuidade principais (a vermelho) e numerosas superfícies com carácter restrito (a azul), por vezes só com significado probabilístico. A codificação dos símbolos contidos neste esquema é apresentada na **Fig. 23**.







### 3.2.2 Grupo de Coimbra

Tendo por base as recomendações do *International Stratigraphic Guide* (SALVADOR, 1994), são aqui apontados, de forma sintética, os principais elementos que permitem caracterizar de um ponto de vista litostratigráfico as **formações de Coimbra** e de **S. Miguel** na **região Coimbra-Penela**.

#### 3.2.2.1 Formação de Coimbra

- **Origem do nome:** Conforme a designação atribuída na Folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal 1: 50 000 (SOARES *et al.*, 2007).
- **Idade:** Sinemuriano inferior à base do Sinemuriano superior? (Biozonas *Obtusum/Oxynotum?*).
- **Designações informais equivalentes:** Equivalente das **camadas de Coimbra s.s.** de SOARES *et al.* (1985a), definidas para a região de Coimbra; equivalente parcial (parte inferior) das **camadas de Coimbra** definidas para a região de Cantanhede (BARBOSA *et al.*, 1988), da **formação de Coimbra** definida para as regiões de S. Pedro Moel/Peniche (DUARTE & SOARES, 2002) e, ainda, do **membro dolomítico** de AZERÊDO *et al.* (2003)<sup>96</sup>.
- **Corte tipo:** Perfil composto entre os **diversos afloramentos** encontrados ao longo de uma faixa meridiana entre a cidade de Coimbra e a vila de Penela (**Fig. 73**): base da unidade observável a sul da povoação de Monforte, na estrada que leva ao Salgueirinho (**Perfil n.º 107 – Fig. 55**); parte intermédia visível na estrada que liga Alfafar com Penela, no Vale Faval (**Perfil n.º 155 – Fig. 61**); teto visível na Várzea, a ocidente da povoação de Marcos dos Pereiros, na estrada que leva a Assafarge (**Perfil n.º 60 – Fig. 46**). Entre o perfil que caracteriza a base e a parte intermédia da **formação de Coimbra** existe uma lacuna de informação que, de acordo com as observações de campo, não deve ultrapassar os 4-5 m de espessura estratigráfica.
- **Principais cortes alternativos:** parte inferior dos Perfis n.º 13, 22 e 119, todos no interior e arredores da cidade de Coimbra (**Fig. 26**).

---

<sup>96</sup> Maiores detalhes sobre as diferentes designações utilizadas, desde os trabalhos pioneiros de CHOFFAT (1880) até hoje, para o **Grupo de Coimbra**, são relatados no capítulo 1.

- **Unidade subjacente e limite litostratigráfico inferior:** A **formação de Coimbra** assenta, em aparente continuidade sobre a **formação de Pereiros** (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985a, 2007, 2012; KULLBERG *et al.*, 2013) (já descrita nos capítulos anteriores). A definição litostratigráfica rigorosa desta passagem nem sempre é possível, assumindo, por vezes, um caráter estatístico – “[...] *pela constância da fácies dolomítica*” - SOARES *et al.* (1985a) e, sobretudo, por uma expressão cartográfica localmente marcada por uma imposição estrutural (*i.e.* limitada inferiormente por falhas). O problema da definição deste limite litostratigráfico inferior prende-se com o facto da **formação de Coimbra** estar intimamente articulada com as unidades essencialmente pelíticas da **formação de Pereiros**. De facto, também esta última formação apresenta para o teto corpos calco-dolomíticos (detríticos/biodetríticos, amarelo-acastanhados, em estratos com 10-40 cm de espessura e moldes de *Isocyprina* ao longo dos planos de estratificação de algumas bancadas dolomíticas) (SOARES *et al.*, 1985a), em alternância com pelitos margosos cinzentos e violáceos, localmente gipsíferos que, sem uma caracterização de fundo, podem ser confundidos com os corpos basais e litologicamente similares da **formação de Coimbra**. Por outro lado, sabe-se também que importantes corpos salinos se localizam nos afloramentos orientais de Avelar e de Sangalhos, no topo da **formação de Pereiros** e na base da **formação de Coimbra** (KULLBERG *et al.*, 2013). Na **região Coimbra-Penela** o **limite inferior da formação de Coimbra** tem vindo a ser marcado num nível, com 3-5 m de espessura, de calcário margoso esbranquiçado, em bancadas finas, que antecede as primeiras camadas de dolomitos maciços (SOARES *et al.*, 1985a), essencialmente oolíticos e/ou bioclásticos. Neste trabalho, tendo em conta os diversos marcadores cartográficos mais claramente reconhecíveis no campo, opta-se para alterar ligeiramente este limite para uma posição estratigráfica mais baixa e correspondente ao aparecimento, depois de um corpo relativamente espesso (6-8 m) de areno-pelitos (com caráter arcósico e com minerais micáceos) e argilitos cinzentos a negros (localmente violáceos - variegados - e gipsíferos) laminados (por vezes em “*flaser*”) e microdeformados (micro-deslizamentos e estruturas “*tepee*”), de um conjunto lítico constituído por arenitos dolomíticos e calco-dolomíticos impuros e fossilíferos, brechas calco-dolomíticas e dolomicritos azoicos, a interstratificarem (para o topo) novamente com pelitos/argilitos impuros (ocasionalmente margosos) agora com mais reduzida espessura (50 cm a 1 m)<sup>97</sup>. Tal limite litostratigráfico, como se referiu, é atualmente bem visível no Perfil de Salguerinho (n.º 107) (entre as amostras G e H - **Fig. 55**), na zona centro-oriental da área de estudo, assim como em vários sítios dispersos e poucos representativos na estrada que, de norte para sul, liga Vila Seca a Podentes (**Fig. 49**). Outros locais em que é possível observar/deduzir a passagem entre a **formação de Coimbra** e a **formação de Pereiros** localizam-se na zona setentrional da área de estudo, na base do Alto de Santa Clara, ao longo do Rio Mondego (praticamente desde o Hotel D. Luís até ao Convento de Santa Clara-a-Velha).

---

<sup>97</sup> Possivelmente, esta nova interpretação inclui, na **formação de Coimbra** da **região Coimbra-Penela**, a parte terminal do **Termo C2** de PALAIN (1976) da **formação de Pereiros**.

- **Definição:** Apesar do seu claro domínio carbonatado, a **formação de Coimbra** é constituída por uma grande variedade de litótipos e apresenta-se com características estratonómicas também muito diversificadas, mas com uma aparente tendência estrato-decrescente da base para o topo (métrica a decimétrica) e um diaclasamento subperpendicular à estratificação. De forma geral, observa-se um claro carácter alternante entre associações líticas, onde se reconhecem pelitos/argilitos (ocasionalmente margosos e/ou gipsíferos) com tons variegados (localmente espessos) e dolomitos maciços cristalinos/micríticos azoicos (por vezes siltosos e ricos em matéria orgânica) (*mudstone*) a bioclásticos/peloidais (*packstone/grainstone*). Para os corpos dolomíticos (geralmente amarelos, localmente mais acastanhados ou acinzentados) evidencia-se um grau de pureza relativamente baixo<sup>98</sup>, assim como uma laminação paralela a ondulada frequente (por vezes fenestrada e vacuolar) e a presença quase constante de vénulas e geodes de calcite espática. Reconhecem-se também distintas tipologias de brechas calco-dolomíticas vacuolares, arenitos dolomíticos e calco-dolomíticos (por vezes biodetríticos, com estratificação/laminação paralela a entrecruzada) e, por fim, dolomitos oolíticos/peloidais e/ou bioclásticos (*wackestone a grainstone/floatstone*, com fraca estratificação/laminação entrecruzada) interstratificando com dolomicritos ferruginosos/argilosos maciços (*i.e.* sem evidências de estruturas sedimentares), por vezes muito pouco fossilíferos e localmente bioturbados (*mudstone a wackestone*). Frequentes são também as diaclases e/ou planos de estratificação alargados pela dissolução e preenchidas de esparite (e/ou dolosparite). O diaclasamento apresenta valores de espaçamento de muito próximo a moderado (3-60 cm), e abertura muito variada (entre fechada a mediamente aberta), consoante o grau de competência do litótipo fraturado. Em termos de intensidade de fraturação, aparentemente esta é menor nos litótipos essencialmente dolomicríticos, mais espessos e/ou com elevadas recristalizações de calcite/dolomite. Para esta unidade admite-se uma dolomitização essencialmente penecontemporânea da deposição<sup>99</sup>. O limite superior corresponde a uma descontinuidade estratigráfica do teto de um corpo métrico de dolomitos impuros (argilosos) laminados e fenestrados, com estratificação fina e evidentes fendas de dessecação. A expressão vertical das litofácies reconhecidas diretamente no campo, juntamente com a avaliação da sua variação lateral (**Figs. 72 e 73**), permitiram subdividir a **formação de Coimbra** em três conjuntos líticos (**M1, M2 e M3**)<sup>100</sup>, com propriedades faciológicas/estronómicas distintas e limitados por superfícies de descontinuidade principais:

<sup>98</sup> MANUPELLA *et al.*, (1980) caracterizam os afloramentos deste material entre Coimbra e Tomar como constituídos por dolomitos de baixo teor, compreendido entre 9,5%-18% de MgO, sendo o mais frequente da ordem dos 15%. Este facto e o elevado teor em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> constituem fatores para a exclusão destas rochas como material industrial. SOARES & MARQUES (2004b) identificam um grau de pureza relativamente baixo e variável até na mesma camada, com valores que oscilam entre 30% e 70% de dolomite e de insolúveis a rondar os 10±5%.

<sup>99</sup> WATKINSON (1989) define esta **dolomitização penecontemporânea da deposição** como “[...] *post-depositional and occurred after early diagenetic processes...but before significant burial compaction and late stage pore filling cementation*”.

<sup>100</sup> Conjuntos líticos possivelmente identificáveis com a definição litostratigráfica de “membro”.

- **M1** - Conjunto lítico composto por uma alternância de camadas essencialmente lenticulares (muitas vezes amalgamadas e com base abruta e erosiva) de arenitos dolomíticos (detriticos/biodetriticos com evidentes minerais micáceos e ferrosos) moderadamente rosados-alaranjados a laranja muito pálido, com uma visível estratificação/laminação paralela planar a oblíqua de baixo ângulo, em estratos centimétricos a decimétricos (5-30 cm), intercalados com estratos muito finos (<15 cm), individuais e lateralmente descontínuos, de dolomitos brechóides de cor laranja muito pálido. Localmente as brechas apresentam uma textura matriz-suportada com uma certa orientação preferencial dos clastos maiores (horizontal), estruturação convoluta, geodes e redes densas de veios de calcite espática. Os corpos lenticulares detriticos/biodetriticos e brechóides interstratificam com dolomicritos mais ou menos impuros (argilosos/ferruginosos) castanho-amarelados pálido a cinzento-amarelados, em estratos centimétricos/decimétricos (5-25 cm), azoicos e vagamente laminados (micro-laminação planar paralela a ondulada - **crostas microbianas** - dora em diante identificadas com o adjetivo “**crípticas**” de forma a enfatizar o caráter incerto/misterioso e/ou pouco comum com que se apresentam) que, por vezes, mostram uma textura fenestrada vacuolar (*bird's-eyes* de tipo laminóides com dimensões  $\leq 1$  mm) e raros pseudomorfos de evaporitos (marcas cúbicas de sal) ao longo das superfícies dos estratos. O topo deste conjunto (últimos 5 m) caracteriza-se pela alternância de dolomicritos impuros vagamente laminados e arenitos dolomíticos, interstratificando com pelitos/argilitos ligeiramente margosos laminados (de cor azul-claro ou verde-pálido a negro) em que, por vezes, é possível observar concreções carbonatadas dispersas (sob a forma de nódulos ou pequenos níveis centimétricos), uma bioturbação local moderada e raros restos vegetais. Os corpos pelíticos são genericamente imaturos, devido a presença de níveis mais grosseiros arcoseníticos e micáceos. Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o caráter dominante da illite, com a presença importante de esmectite, caulinite e interstratificados (contendo, por vezes, alguma clorite). Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para esta unidade basal da **formação de Coimbra** uma espessura de  $\sim 12 \pm 4$  m na zona centro-oriental e meridional da área de estudo; diminui consideravelmente na zona setentrional, onde se circunscreve aos 5 m (por vezes é mesmo ausente, passando diretamente ao conjunto seguinte) (**Fig. 72**).
- **M2** – Conjunto lítico composto pela alternância rítmica de dolomitos e dolomitos calcários amarelos-acinzentados (ou amarelos-acastanhados) em espessas bancadas (decimétricas a métricas – entre os 30 cm até os 2 m)<sup>101</sup> com textura exclusivamente peloidal (micropeloidal), oolítica/peloidal e/ou bioclástica, intercalados com camadas

---

<sup>101</sup> Por vezes trata-se de dois ou mais estratos claramente amalgamados entre si, a formar espessas bancadas dolomíticas, através dum cimento de calcite/dolomite espática que preenche as pequenas aberturas ao longo dos planos de estratificação.

mais finas e regulares (30-40 cm) de dolomitos impuros (argilosos), essencialmente micríticos e massivos, pouco fossilíferos (componente bioclástica, quando existente, menor de 15%) e com fraca bioturbação. Esporadicamente, estes dolomicritos interstratificam com muito finas camadas de margas laminadas cinzentas, por vezes peliculares a formar juntas de estratificação<sup>102</sup>. No caso dos dolomitos essencialmente peloidais, apesar do elevado grau de dolomitização, por vezes ainda é possível observar (à meso-escala) uma fraca estratificação/laminação entrecruzada planar de baixo ângulo; nos dolomitos oolíticos/peloidais e/ou bioclásticos uma laminação entrecruzada arqueada relíquia e uma fraca a intermédia bioturbação local (e.g. presença de icnogéneros do tipo *Rhizocorallium*) que, para o topo da unidade (últimos ~3 m) permite identificar uma superfície que patenteia características de *hardground*. Todos os litótipos indicados, além de exibirem vénulas de calcite espática (fendas trativas colmatadas), ligadas a fenómenos de dissolução com sucessiva (ou contemporânea) recristalização, mostram esporadicamente estruturas típicas em *boxworks* (alta porosidade) (Figs. 64 e 68) relacionadas com estratos claramente mais calcários, fraturados e recristalizados (possíveis fenómenos tardios de desdolomitização). Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante da ilite, com a presença importante de esmectite, caulinite e interstratificados (contendo, por vezes, alguma vermiculite). Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para este conjunto intermédio da **formação de Coimbra** (ou mesmo basal, na zona setentrional da área de estudo) (Fig. 72) uma espessura geral em toda a área de estudo da ordem dos 15±2 m.

- **M3** – Conjunto lítico composto por corpos basais lenticulares (localmente com 4-5 m de espessura máxima), evidenciando grande continuidade lateral, de pelitos cinzentos-amarelados a azul-claro ou verde-pálido, mal cimentados e laminados (lâminas ≤1 mm), ocasionalmente margosos e bioturbados em que, por vezes, é possível observar dispersas concreções calcíticas (sob a forma de nódulos ou pequenos níveis centimétricos - evidências de pedogénese) e raras pseudomorfozes de evaporitos (marcas cúbicas de sal). Entre os pelitos evidencia-se também a presença de horizontes mais escuros, negros a acinzentados, de argilitos ricos em matéria orgânica e lentículas descontínuas locais (2-5 cm de espessura máxima) de arenitos finos a muito finos, arcósicos e micáceos, de cor laranja-amarelada pálida (com laminação interna planar a entrecruzada de baixo ângulo, localmente em “*flaser*”). Para o teto destes corpos areno-pelito/argilosos, ao contacto com os dolomitos amarelados-

---

<sup>102</sup> A estas juntas de estratificação margosas (e por vezes também relacionadas com fraturas) associam-se formas cársicas subterrâneas (cavidades) de limitada dimensão (5-70 cm de diâmetro), geralmente a secção circular/elíptica e frequentemente preenchidas por material margoso.

acastanhados e localmente brechóides suprajacentes<sup>103</sup>, observam-se lentículas descontínuas de argilitos siltosos cinzentos-claros a violáceos-avermelhados (variegados), por vezes gipsíferos (raros cristais dispersos de gesso normalmente <1 cm) e deformados (estruturas de dessecação tipo “extrusion *tepee*” – escala centimétrica a métrica), com litoclastos de dolomicritos impuros (argilosos e ricos em matéria orgânica) cinzentos, azoicos, intensamente laminados (laminação paralela a ondulada - alternância entre lâminas milimétricas com textura matriz-suportada e lâminas com uma componente terrígena siltosa >30%, juntamente com a presença de crostas microbianas crípticas) e fenestrados (*bird's-eyes* de tipo laminóides com dimensões ≤1 mm). Do ponto de vista morfoscópio, estes litoclastos são angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade e dimensões variadas (10-100 cm de eixo maior) e espacialmente organizam-se de acordo com uma certa orientação preferencial (horizontal). Corpos métricos (1-3 m), irregulares e lateralmente descontínuos, de dolomitos brechóides (por vezes calco-dolomíticos) com textura variável, desde clasto-suportada a matriz-suportada (e com base geralmente abrupta e erosiva no contacto com os argilitos siltosos variegados e gipsíferos), caracterizam a porção intermédia deste conjunto, mostrando claras evidências de deslizamentos sindeposicionais<sup>104</sup>. Localmente, os corpos brechóides estruturam-se internamente de acordo com uma série vertical característica que, de baixo para cima, compreende: (1) dolomicritos maciços a vagamente laminados e intensamente fraturados, onde as diaclases são preenchidas por calcite/dolomite espática (espessura a rondar os 40-60 cm); (2) segue-se um nível onde os dolomitos fissurados anteriores apresentam algumas fendas verticais/horizontais abertas e preenchidas por uma brecha (microbrecha)<sup>105</sup> com textura matriz-suportada, em que os fragmentos resultam da mesma composição lítica da rocha encaixante e a matriz é carbonatada, avermelhada, rica em óxidos/hidróxidos de ferro (espessura a rondar os 20-40 cm); (3) segue-se um nível de brecha interna (*internal breccia*)<sup>106</sup> (espessura a rondar os 40-60 cm) e, no topo, (4) uma brecha com

---

<sup>103</sup> É mesmo no contacto entre os corpos pelíticos e os dolomíticos sobrejacentes que, de frequente, é possível observar fenómenos de instabilidade em taludes artificiais e/ou vertentes naturais da área de estudo, sob a forma de deslizamentos rotacionais pouco profundos ou fluxos do tipo *debris flows* (CUNHA & DIMUCCIO, 2002a).

<sup>104</sup> São estes deslizamentos que podem ser observados nos arredores da cidade de Coimbra: Montes Claros, junto do Instituto Missionário, na zona do Miradouro do Vale do Inferno e nas barreiras da E.N. 1 junto ao cruzamento para os Carvalhais (SOARES & MARQUES, 2004b).

<sup>105</sup> Com o termo **microbrecha**, e em acordo com FLÜGEL (2004), entende-se uma rocha sedimentar constituída por fragmentos de calcários/dolomitos embebidos numa massa de fundo (matriz e/ou cimento). Os clastos são essencialmente angulosos, usualmente abundantes (>50%), mas com dimensões deste milimétricas a poucos centímetros.

<sup>106</sup> Por brecha interna entende-se um corpo lítico formado pela rutura e fraturação de rochas carbonadas perto da superfície de deposição. Estas brechas resultam da dilatação de sedimentos ainda não completamente litificados, onde o fator que desencadeia a rutura/fraturação é a tectónica (e.g. fraturação hidráulica, sismos). As brechas internas ocorrem, geralmente, em plataformas/rampas carbonatadas brechadas logo depois da deposição e antes da completa litificação dos sedimentos (FLÜGEL, 2004).

estruturação convoluta orientada para os quadrantes ocidentais (*mass-flow breccia*)<sup>107</sup> (espessura a rondar os 30-40 cm). Algumas formas cársicas subterrâneas de limitada dimensão podem ser observadas nos corpos brechóides, na dependência da fraturação local. Finalmente, no topo deste conjunto reconhece-se um corpo métrico de dolomitos impuros (argilosos) com estratificação fina (5-10 centímetros de espessura), laminados (laminação interna descontínua rugosa a ondulada paralela - alternância entre lâminas milimétricas densamente empacotadas de dolomito bioclástico/peloidal e lâminas a textura matriz-suportada, com crostas microbianas crípticas) e intensamente fenestrados (*bird's-eyes* de tipo laminóides e irregulares, com dimensões  $\leq 1$  mm), com geodes de calcite espática, fendas evidentes de dessecação prismáticas (*prism mud-crack*) e, por vezes, com carácter brechóide (e.g. micro-brechas). Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante da illite, com a presença importante de esmectite e interstratificados. Com base nos diferentes perfis observados é possível estimar para este corpo lítico do topo da **formação de Coimbra** uma espessura máxima a rondar os 8 m nas zonas setentrional e central da área de estudo, aparentemente ausente na zona mais meridional (Fig. 72).

- **Geometria e espessura:** A **formação de Coimbra** é reconhecida em toda a Bacia Lusitânica. Na região Coimbra-Penela, admite-se uma espessura local variável entre os  $20\pm 10$  m, em Coimbra, até cerca de  $45\pm 10$  m mais a sul, entre Pereiros e Lamas, e até Penela.

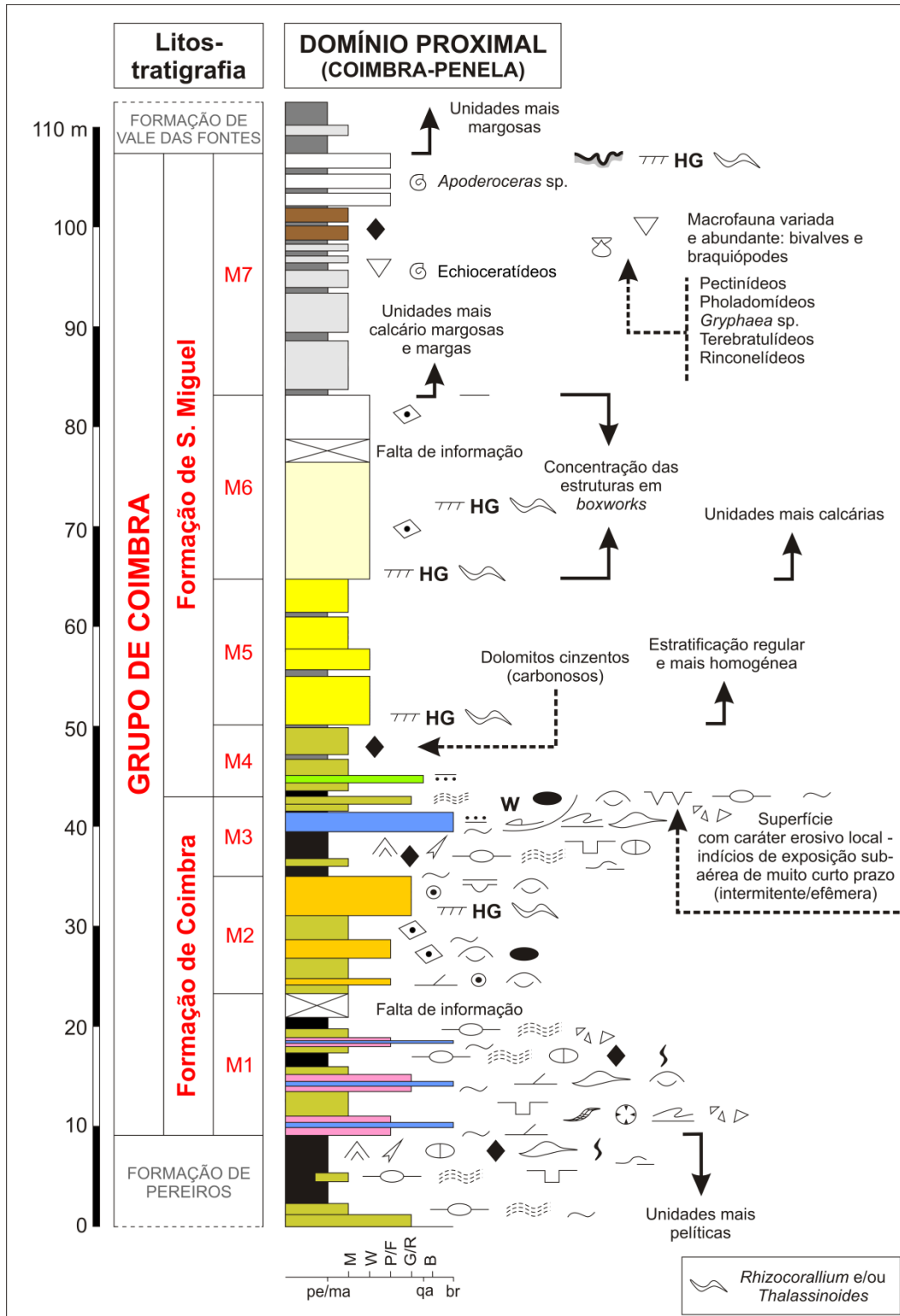
### 3.2.2.2 Formação de S. Miguel

- **Origem do nome:** Conforme a designação atribuída na Folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal 1: 50 000 (SOARES *et al.*, 2007).
- **Idade:** Sinemuriano superior (Biozonas *Obtusum?*/*Oxynotum*/*Raricostatum*) à base do Pliensbaquiano (Biozona *Jamesoni*).
- **Designações informais equivalentes:** Equivalente das **camadas de S. Miguel** de SOARES *et al.* (1985a) definidas para a região de Coimbra; equivalente parcial (parte superior) das **camadas de Coimbra** definidas para a região de Cantanhede (BARBOSA *et al.*, 1988), da **Formação de Água de Madeiros** definida para as regiões de S. Pedro

---

<sup>107</sup> Brecha proveniente do transporte de sedimentos marinhos de baixa profundidade, ao longo dum plano inclinado, sob a influência da gravidade. Inclui brechas formadas por quedas de blocos, deslizamentos (*slumps*) ou vários tipos de fluxos (detritos, turbidíticos, etc.) (FLÜGEL, 2004).

Moel/Peniche (DUARTE & SOARES, 2002) e, ainda, do **membro calcário** de AZERÊDO *et al.* (2003).



**Fig. 73** - Perfil litostratigráfico composto e sintético do **Grupo de Coimbra**, na **região Coimbra-Penela**. Evidenciam-se alguns dos principais marcadores cartográficos de fácil identificação no campo (à meso-escala). A codificação dos símbolos contidos no perfil é apresentada na **Fig. 23**.



- **Corte tipo:** Perfil composto entre os **diversos afloramentos** encontrados ao longo de uma faixa meridiana entre a cidade de Coimbra e a vila de Penela (**Fig. 73**): base e parte intermédia da unidade observável na zona urbana da cidade de Coimbra, por baixo do cemitério da Conchada (**Perfil n.º 13 – Fig. 30**); teto visível em Lameira, perto de Palheira, poucos quilómetros a sul de Coimbra (**Perfil n.º 104 – Fig. 48**).
- **Principais cortes alternativos:** Todo o Perfil n.º 18 e parte superior dos Perfis n.º 22 e 119, todos no interior e arredores da cidade de Coimbra (**Fig. 26**), com exceção do Perfil n.º 45 que se localiza a sul da vila de Penela (**Fig. 66**).
- **Definição:** A **formação de S. Miguel** é constituída por uma sucessão litológica heterogénea mas, ao mesmo tempo, estratonomicamente mais regular, por comparação com a **formação de Coimbra** subjacente e com um diaclasamento que ainda se mantém subperpendicular à estratificação. De forma geral, observa-se uma sucessão quase contínua, de baixo para cima, de dolomicritos impuros (essencialmente argilosos e/ou ricos em matéria orgânica - amarelados a acastanhados-acinzentados) maciços e localmente bioturbados, muito pouco fossilíferos (*mudstone* a *wackestone*), dolomitos calcários e calcários dolomíticos alaranjados, em estratos decimétricos a métricos, por vezes ligeiramente mais fossilíferos (*mudstone* a *packstone*). Na base, os dolomitos margosos, em estratos decimétricos, interstratificam com margas laminadas amareladas e/ou acinzentadas em estratos finos a muito finos (normalmente peliculares). Aponta-se, neste corpo basal, a presença de estratos/bancadas isoladas de quartzarenitos (com carácter arcósico e com cimento carbonatado) cinzento-esbranquiçados. Na porção intermédia reconhecem-se alguns estratos (ou bancadas) de calcários completamente recristalizados (calcário microcristalino) com estruturas típicas em *boxworks* (**Fig. 58**). Os últimos ~30±10 m da unidade são caracterizados por termos mais margosos (calcários margosos acinzentados, por vezes calcários negros ricos em matéria orgânica), fossilíferos e bioturbados (*mudstone* a *wackestone*), com acentuada diminuição do carácter dolomítico; estes tornam-se mais calcários (cinzento-esbranquiçados) e biodetríticos/fossilíferos (*wackestone* a *packstone/floatstone*, com fraca estratificação/laminação entrecruzada relíquia) para o topo, ambos interstratificando com margas cinzentas e/ou amareladas normalmente peliculares ou pouco espessas. Os níveis calco-margosos (por vezes ricos em matéria orgânica) e mais fossilíferos da metade superior da **formação de S. Miguel** registam a presença de uma abundante macrofauna bentónica (Braquiópodes e Bivalves) e muito raros fragmentos de macrofauna nectónica (amonites). Em relação aos amonóides, só se conseguiram encontrar, durante o trabalho de campo desta tese, fragmentos de Echioceratídeos indiferenciados e de *Apoderoceras* sp. (**Figs. 67 e 70**), mais para o topo<sup>108</sup>. Formas de carsificação aparecem localmente bem expostas. De facto é ao longo

<sup>108</sup> No entanto, SOARES *et al.* (1984a, 2007), *in* KULLBERG *et al.* (2013), referem que “[...] A presença de *Ptycharietites* sp., *Epophioceras* sp., *Oxynoticeras choffati*, *Echioceras (Leptechioceras) hugi* e *E. (Paltechioceras) cf.*

dos planos de estratificação mais lateralmente extensos dos calcários, calcários dolomíticos e dolomitos calcários da **formação de S. Miguel** que se observam as formas cársicas subterrâneas mais desenvolvidas de toda a área de estudo. Assinala-se também um número maior de pequenas cavidades, com reduzidas dimensões, parcial ou totalmente preenchidas por margas, também elas relacionadas com planos de estratificação específicos (a maioria das vezes juntas de estratificação margosas) e/ou determinados horizontes estratigráficos. O diaclasamento, subperpendicular à estratificação, com espaçamento geralmente amplo a moderado (40-70 cm) (observam-se valores mais reduzidos, da ordem dos 5-20 cm, no topo da formação, em correspondência dos litótipos mais margosos), e com abertura de difícil interpretação por causa dum frequente alargamento por dissolução, parece ter influenciado sobretudo, e quase exclusivamente, a carsificação superficial (lapiás e dolinas – formas cársicas totalmente preenchidas por margas e/ou uma cobertura siliciclástica pós-jurássica). Para os níveis de base desta unidade, e em continuidade com a **formação de Coimbra**, admite-se ainda uma dolomitização essencialmente penecontemporânea da deposição, a que se sobrepõe uma secundária (mais evidente para o topo da formação) exercida fundamentalmente nas áreas com fraturação (e carsificação) mais intensa. O **limite inferior da formação de S. Miguel** corresponde a uma superfície de descontinuidade que mostra indícios de exposição subárea de muito curto prazo (intermitente/efêmera, assim como se verá no capítulo 4) (**Fig. 73**)<sup>109</sup>. No que diz respeito ao limite superior, com a **Formação de Vale das Fontes**, este é atualmente colocado no topo na Biozona Jamesoni (já na base do Pliensbaquiano), essencialmente calcária (quando não dolomítica) e, na região Coimbra-Penela, faz-se através de uma superfície que patenteia características de *hardground* com um caráter erosivo local (carsificação), sobretudo a norte da cidade de Coimbra<sup>110</sup>. A expressão vertical das litofácies reconhecidas diretamente no campo, juntamente com a avaliação da sua variação lateral (**Figs. 72 e 73**), permitiram subdividir a **formação de S. Miguel** em quatro conjuntos líticos (**M4, M5, M6 e M7**), com propriedades faciológicas/estratonómicas distintas e limitados por superfícies de descontinuidade principais:

- **M4** - Conjunto lítico que se desenvolve a seguir aos dolomitos argilosos/ferruginosos e laminados com crostas microbianas crípticas e fendas de dessecação prismáticas, do topo da **formação de Coimbra**. Estas crostas com caráter microbiano são sobrepostas

---

*nobile, na formação de S. Miguel da região de Coimbra, aponta para idade Sinemuriano superior...Para o tecto as camadas são mais fossilíferas (presença de Gemellaroceras) e pertencem já à base do Pliensbaquiano inf. (Zona de Jamesoni)*".

<sup>109</sup> De acordo com outros autores, esta **descontinuidade** intra-sinemuriana (**D3c** in KULLBERG *et al.*, 2013), localmente denota caráter erosivo (SOARES *et al.*, 1985a, 1993a) (ver **Fig. 72**).

<sup>110</sup> **Descontinuidade D4** (passagem Sinemuriano superior-base do Pliensbaquiano) in KULLBERG *et al.* (2013, 2014a), correspondente ao **limite** entre as **Megassequências C e D** de SOARES *et al.* (1993a,b), ou ao **limite** entre as **sequências de 2º ordem SS e SP** de Duarte *et al.* (2004, 2010). SOARES *et al.* (1985a) referem que "[...] *sob as Areias Vermelhas do Ingote e fossilizando carso aberto em calcários e calcários dolomíticos, há margas grumosas cinzentas com Dayiceras sp. do Carixiano médio*", atribuíveis ao **membro Margas e calcários grumosos da Formação de Vale das Fontes** (DUARTE & SOARES 2002).

por um corpo decimétrico lenticular (~60 cm de espessura máxima) de camadas muito finas irregulares e descontínuas (5-10 cm) de dolomitos maciços microcristalinos alaranjados, claramente azoicos, interstratificando com pelitos cinzentos a negros e laminados, com estratos centimétricos. Segue-se uma alternância regular e contínua de estratos decimétricos (30-40 cm) de dolomitos argilosos e maciços, pouco fossilíferos (componente bioclástica, quando existente, inferior ao 15%) e fraca bioturbação, interstratificando com camadas margosas muito finas laminadas cinzentas a amareladas, por vezes peliculares, a formar juntas de estratificação<sup>111</sup>. Uma particularidade desta unidade é a presença, nos primeiros 2 m basais, de estratos/bancadas (desde 10 cm até 1 m) isoladas e lateralmente descontínuas (geometria lenticular e limite estratigráfico inferior geralmente abrupto/erosivo), de quartzarenitos cinzentos-esbranquiçados (com carácter arcósico e a cimento carbonatado) grosseiros a muito grosseiros (grãos de quartzo subangulosos a redondos, com baixa esfericidade, e dimensões da ordem dos 1-2 mm), desde maciços até com granocalibragem inversa, interstratificando com dolomitos argilosos; a passagem lateral entre os sedimentos siliciclásticos e os carbonatados é abrupta. Para o topo (últimos 2 m da unidade), os dolomitos impuros e maciços tornam-se muito mais escuros (acinzentados) e ricos em matéria orgânica. Ao longo de toda a unidade podem ser observados alguns fenómenos de recristalização, com veios de calcite espática nas camadas dolomíticas. Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante da ilite, com a presença importante de caulinite e interstratificados, assim como alguma esmectite (sobretudo na base). Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para este conjunto basal da **formação de S. Miguel** uma espessura de ~7±3 m, generalizada a toda a área de estudo (**Fig. 72**).

- **M5** – Conjunto lítico muito regular e homogéneo, com espessura decimétrica dos estratos (30-40 cm), composto de dolomitos calcários e calcários dolomíticos alaranjado-amarelados, essencialmente micríticos, por vezes fossilíferos e bioturbados, interstratificando com e isolados corpos pouco espessos (20-40 cm) de margas laminadas cinzentas (por vezes amareladas). Neste conjunto ocorrem algumas superfícies de descontinuidade, lateralmente extensas, que patenteiam características de *hardground*, com incogéneros do tipo *Rhizocorallium*; duas destas superfícies marcam as passagens com a unidade subjacente e a suprajacente (**Figs. 30 e 72**). Ao longo de toda a unidade podem ser observados alguns fenómenos de recristalização, com veios de calcite espática e diaclases abertas e preenchidas com cimento calcítico/dolomítico. Nesta unidade, além de pequenas formas cársicas subterrâneas

---

<sup>111</sup> Ao longo destas juntas desenvolvem-se algumas cavidades cársicas subterrâneas (de pequena a média dimensão - geralmente a secção circular/elíptica - diâmetro da ordem dos 10-90 cm), quase sempre preenchidas de margas e/ou coberturas siliciclásticas pós-jurássicas, a textura variada.

claramente relacionadas com a presença de níveis margosos e de fraturas, observam-se (no topo de todos os perfis geológicos estudados) também formas cársicas superficiais (lapiás e dolinas) totalmente preenchidas por uma cobertura siliciclástica pós-jurássica, claramente polifásica e poligénica (exclusivamente no interior e arredores da cidade de Coimbra – zona setentrional da área de estudo). Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante da ilite, com a presença importante de caulinite e esmectite; nos corpos margosos acrescentam-se os interstratificados. Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para este conjunto da **formação de S. Miguel** uma espessura geral da ordem dos 15±2 m.

- **M6** – Conjunto lítico muito regular e homogéneo, com espessura decimétrica a métrica dos estratos (deste 40 cm até 1,5 m), composto de calcários dolomíticos alaranjado-amarelados e essencialmente micríticos, na zona setentrional da área de estudo que, lateralmente e para sul, passam a calcários cristalinos (microcristalinos) cinzento-esbranquiçados, com os primeiros por vezes fossilíferos e bioturbados (como a unidade anterior). Todos os litótipos indicados, além de exibirem vénulas de calcite espática, ligadas a fenómenos de dissolução com sucessiva (ou contemporânea) recristalização, mostram abundantes estruturas típicas em *boxworks* relacionadas com os estratos mais calcários, fraturados e recristalizados (possíveis fenómenos tardios de desdolomitização). É na base deste conjunto intermédio da **formação de S. Miguel**, em correspondência do seu limite inferior (superfície de *hardground*) (**Fig. 72**), que se observam as formas cársicas subterrâneas mais desenvolvidas de toda a área de estudo; cavidades com desenvolvimento prevalente de tipo horizontal e geralmente pouco profundas – e.g. Gruta dos Alqueves, Gruta dos Mouros. Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante de ilite e caulinite. Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para este conjunto da **formação de S. Miguel** uma espessura máxima a rondar os 12 m.
- **M7** – Conjunto lítico composto pela alternância de calcários dolomíticos (mais calcários e margosos na zona centro-meridional da área de estudo), cinzentos a esbranquiçados, por vezes fossilíferos e bastante bioturbados (com icnofauna composta por *Thalassinoides* e *Rhizocorallium*) e margas cinzentas ou amareladas, peliculares a pouco espessas (deste 1 cm até 30 cm). Observa-se uma acentuada diminuição do carácter dolomítico (e de espessura, deste os 30 cm até os 10 cm) para o topo da unidade. Os calcários dolomíticos (ou calcários margosos) tornam-se localmente mais fossilíferos/biodetríticos, exibindo finas camadas (1-2 cm) de bioclastos densamente empacotados, com base abrupta/erosiva, que passam gradualmente para o topo a carbonatos com textura fina e com aparente estratificação/laminação oblíqua monticulada (*Hummocky cross-stratification*) relíquia. Nesta unidade observa-se um subconjunto lítico bastante espesso (da ordem dos 4 m)

e lateralmente contínuo (de norte para sul) de calcários argilosos ricos em matéria orgânica cinzentos-negros (com evidentes restos de matéria orgânica vegetal – Fig. 47), localmente fossilíferos, com estratificação decimétrica e regular (~30 cm) e geodes de calcite, interstratificando com margas acinzentadas (localmente negras e ricas em matéria orgânica) laminadas (mais ou menos litificadas) e pouco espessas (10-20 cm). Por baixo deste corpo negros, evidencia-se uma rica macrofauna bentónica (Braquiópodes: Terebratulídeos e Rinconelídeos; Bivalves: Pectinídeos e Pholadomídeos, juntamente a exemplares de *Gryphaea* sp.) e muito raros fragmentos de Echioceratídeos que permitem datar a porção intermédia deste conjunto da Biozona *Raricostatum* (topo do Sinemuriano superior). Nos últimos 5 m, e por cima dos níveis negros, os litótipos tornam-se mais calcários (cinzentos-esbranquiçados a laranja-acinzentados), mais espessos (40-60 cm) e biodetríticos/fossilíferos, com fraca estratificação/laminação entrecruzada relíquia e bioturbação acentuada (reconhecem-se uma série de superfícies de *hardground* com *Thalassinoides* e *Rhizocorallium*), interstratificando com margas e calcários margosos cinzentos pouco espessos (10-15 cm). A presença de *Apoderoceras* sp. nestes últimos 5 m permite definir o topo da unidade como pertencente à Biozona *Jamesoni* (base do Pliensbaquiano). Formas cársicas subterrâneas, agora com prevalente desenvolvimento vertical (poços e algares) (e.g. Algar das Choupanas e Algar da Janeia; entre outros), desenvolvem-se essencialmente nesta unidade (só o Algar da Janeia, com profundidade total >40 m, prossegue para as unidade subjacentes). Análises de laboratório revelaram, para o cortejo argiloso, o carácter dominante de ilite e caulinite, com alguns interstratificados. Com base nos diferentes perfis observados, é possível estimar para este conjunto do topo da **formação de S. Miguel** uma espessura de 16±5 m na zona setentrional (Coimbra norte e sul); aumenta consideravelmente na zona meridional, onde atinge os 36±5 m em Zambujal-Rabaçal (Penela).

- **Geometria e espessura:** A **formação de S. Miguel** assenta em aparente paraconformidade (com possível exposição subárea, localmente com carácter erosivo) sobre a **formação de Coimbra**, com a parte superior (últimos ~30 m) formalmente definida nos afloramentos mais ocidentais do setor norte da Bacia Lusitânica, nas regiões de Peniche/S. Pedro Moel (**Formação de Água de Madeiros** - ver DUARTE & SOARES, 2002). Em termos de espessura para a **formação de S. Miguel**, na região Coimbra-Penela, admitem-se valores entre os 50±10 m, em Coimbra, até cerca de 70±10 m mais a sul, em Zambujal-Rabaçal (Penela).

### 3.3 BREVES CONSIDERAÇÕES À ESCALA REGIONAL

Uma vez apresentadas as características litostratigráficas gerais do **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano inferior a base do Pliensbaquiano), na **região Coimbra-Penela**, num claro domínio proximal (**Fig. 74**), torna-se claramente óbvia e necessária uma tentativa de correlação a uma escala bem maior, regional, correspondente essencialmente a grande parte do **setor norte da Bacia Lusitânica**. Para tal, tomou-se a liberdade de redesenhar dois dos perfis estratigráficos mais estudados do Jurássico Inferior português, em domínio bacinal distal, nomeadamente nas regiões de Peniche e S. Pedro de Moel (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE, 2007; DUARTE *et al.*, 2008, 2010, 2012; AZERÊDO *et al.*, 2010). Incluíram-se, nestes dois perfis esquemáticos (por vezes compostos), todos os novos e velhos dados biostratigráficos (por vezes reinterpretados) expostos nos recentes trabalhos de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013a), DUARTE *et al.* (2014) e PAREDES *et al.* (2013a,b, 2014)<sup>112</sup>.

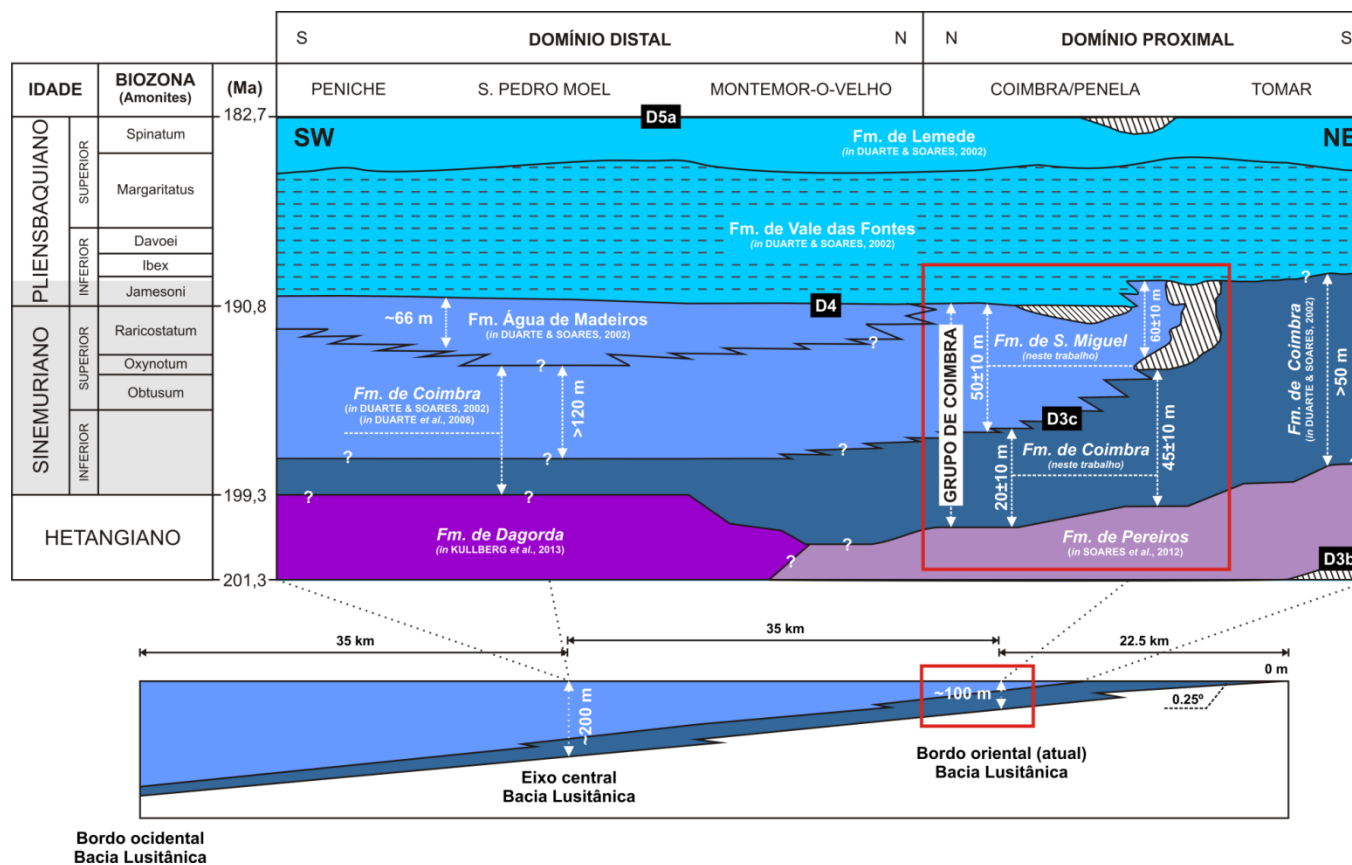
#### 3.3.1 Região de S. Pedro de Moel

Em **S. Pedro de Moel** (Farol de S. Pedro de Moel – Penedo da Saudade, Praias Velha, da Concha e de Polvoeira), a sucessão carbonatada do Sinemuriano inferior-base do Pliensbaquiano parece ter espessura total a rondar os 180 m e compreende a **formação de Coimbra**, na base, e a **Formação de Água de Madeiros**, no topo.

Nesta região, a **formação de Coimbra** (*sensu* DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE *et al.* (2008) (com >120 m de espessura) compõe-se essencialmente de dolomitos e calcários dolomíticos (*wackstone* a *packstone*), por vezes laminados e bioconstruídos, calcários margosos e bioclásticos (*wackestone* a *grainstone*), com uma macrofauna diversificada (bivalves e gastrópodes, assim como braquiópodes para o topo), interstratificando com margas. A macrofauna nectónica (amonites) observa-se essencialmente nos níveis mais margosos da porção superior. Os primeiros 10-15 m da série carbonatada caracterizam-se por uma alternância de espessas bancadas calco-dolomíticas a dolomíticas microcristalinas, laminadas, com raros bivalves e gastrópodes, intercalando com raras margas acastanhadas a negras. Após uma superfície que patenteia características de *hardground*, segue-se uma sucessão de estratos calcários microsparíticos e, por vezes, com leitos bioclásticos/fossilíferos, intercalando com outros mais margosos/argilosos e predominantemente azoicos.

---

<sup>112</sup> Preferiu-se deixar de fora desta análise à escala regional as unidades calco-dolomíticas, essencialmente sinemurianas, das outras regiões de afloramento a norte do Rio Tejo: e.g. Tomar, Montemor-o-Velho e Figueira da Foz. Esta escolha prede-se, essencialmente, com alguma incerteza que ainda existe nos dados biostratigráficos destes afloramentos. Pelo contrário, o mesmo não acontece para os perfis de Peniche e S. Pedro de Moel, ambos alvo de numerosas e recentes publicações neste sentido.



**Fig. 74** - Enquadramento crono e biostratigráfico regional do corpo lítico investigado (**Grupo de Coimbra**), e respetivas unidades enquadrantes, a norte do Rio Tejo, de acordo com os dados essencialmente litostratigráficos obtidos através deste trabalho, para a região Coimbra-Penela (domínio proximal), complementados com as informações retiradas da bibliografia (SOARES *et al.*, 1993a, 2007, 2012; DUARTE & SOARES, 2002; AZERÉDO *et al.*, 2003, 2010; DUARTE *et al.*, 2008; KULLBERG *et al.*, 2013). Para a descrição das características litológicas das formações remete-se para o texto. Identificação das discontinuidades estratigráficas com expressão regional (D3b, D3c, D4 e D5a) em acordo com SOARES *et al.* (1993a) e KULLBERG *et al.* (2013, 2014a,b). Com o retângulo vermelho indica-se o intervalo estratigráfico e espacial estudado nesta tese. As áreas brancas com os traços inclinados indicam lacunas com caráter erosivo local. A escala geocronológica utilizada é a de COHEN *et al.* (2013). No caso das biozonas de amonites, adotou-se a zonização para a **Bacia Lusitânica** utilizada nos trabalhos de MOUTERDE (1967), MOUTERDE *et al.* (1972, 1981b, 1983, 2007), MOUTERDE & ROCHA (1980/1981), DOMMERGUES & MOUTERDE (1987) e DOMMERGUES *et al.* (2004, 2010), assim como o mais recente trabalho de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013a) e DUARTE *et al.* (2014). Fm. = Formação. Em cursivos os nomes das formações ainda não oficialmente formalizadas. No quadro inferior apresenta-se a tendência de variação de espessura mais marcada do **Grupo de Coimbra**, transversal à **Bacia Lusitânica**.

Na porção basal da **formação de Coimbra**, em S. Pedro de Moel, assinalam-se níveis com estratos ondulados e laminados, juntamente com corpos individualizados de cúpulas estromatolíticas (DUARTE *et al.*, 2008; *microbial mounds in* AZERÊDO *et al.*, 2010). A seguir aos estramatólitos reconhece-se uma alternância de calcários bioclásticos (por vezes margosos) (*mudstone* a *wackestone*), bioturbados (*Thalassinoides* e *Rhizocorallium*), com grande abundância de bivalves (e.g. ostreídeos) e intercalações centimétrica bioclásticas (*packstone* a *grainstone*), interstratificando com margas. Para o topo e localmente, esta formação é dominada por conjuntos calcários mais ou menos bioclásticos e extremamente fossilíferos (espessos níveis tempestíticos) com grandes espículas de Equinídeos, lumachelas de *Unicardium costae* (MOUTERDE *et al.*, 1981b), gastrópodes e icnogéneros *Thalassinoides* e *Rhizocorallium* (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE *et al.*, 2008). Na parte superior deste último conjunto observam-se intercalações oo-oncolíticas e bioclásticas e começa a aparecer uma macrofauna nectónica de *Ptycharietites* (*P.*) *ptychogenos*, *P.* (*P.*) *heterogenus*, *P. muellense* e *P.* (*Pompeckioceras*) *oncocephalus*; esta última ocorrência constitui a primeira referência de amonites jurássicas na **Bacia Lusitânica** e, segundo alguns autores, revela um certo endemismo, evidenciando, localmente, o início do Sinemuriano superior (Biozona Obtusum) em ambiente marinho muito restrito (MOUTERDE & ROCHA, 1980/1981; DOMMERGUES *et al.*, 2004, 2010). O topo da **formação de Coimbra** (últimos ~10 m) caracteriza-se por um aumento da espessura das bancadas calcárias (*mudstone* a *wackestone*) e por uma abundante macrofauna bentónica, onde se destaca a ocorrência de braquiópodes (e.g. *Merophricus?* *ribeiroi*, *Lobothyris?* sp., *Zeilleria quiaiosensis*, *Zeilleria* sp., *Cincta* sp.) (PAREDES *et al.*, 2013b, 2014) e de bivalves (*Gryphaea obliqua*, *Liostrea hisingeri*, *Pseudolimea* sp., *Oxytoma inequivalvis*, *Unicardium costae*, *Mactromya cardioides*, *Pleuromya galathea* e *unofomis*, vários Pholadomídeos) (PAREDES *et al.*, 2013a, 2014).

Em Água de Madeiros (S. Pedro Moel), a **Formação de Água de Madeiros**, que se sobrepõe à **formação de Coimbra**, aflora com uma espessura a rondar os 66 m, sendo composta por uma alternância de margas, calcários margosos, micríticos e bioclásticos, assim como margas laminadas ricas em matéria orgânica e macrofauna bentónica/nectónica (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE *et al.*, 2008, 2010, 2012). Esta formação está subdividida em dois membros: o **Membro de Polvoeira**, na base, e o **Membro da Praia da Pedra Lisa**, no topo. O **Membro de Polvoeira**, com espessura a rondar os 42 m, apresenta um conjunto lítico com alternância de margas e calcários margosos cinzentos (espessura variável, da base para o topo), e com níveis muito característicos de margas negras laminadas e localmente ricas em matéria orgânica (de tipo *black shales*) (DUARTE *et al.*, 2010, 2012). A base da unidade, em S. Pedro de Moel, é a mais bioclástica e fossilífera, rica em bivalves (*Gryphaea obliqua*, Pholadomídeos, Pectinídeos, etc.) (ver PAREDES *et al.*, 2013a, 2014) e numerosas espécies (que pertencem a 9 famílias distintas) de braquiópodes (ver PAREDES *et al.*, 2013b, 2014). Reconhecem-se exemplares de Oxynoticeratídeos que permitem identificar a Biozona Oxynotum (COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014). Para o topo



(últimos 16 m), a Biozona Raricostatum fica demonstrada pela abundância de Echioceratídeos, onde se destacam *Echioceras raricostatoides* (VADAZ), *Echioceras intermedium* (TRUEMAN & WILLIAMS), *Paltechioceras bohemi* (HUG), *Leptechioceras meigeni* (HUG), *Paltechioceras charpentieri* (SCHAFHAUTL), etc. (ver COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014), juntamente com restos de peixes actinoptérgios nas camadas margosas mais ricas de matéria orgânica (ANTUNES *et al.*, 1981). É já no teto do **Membro de Polvoeira** que começam a aparecer os primeiros *Gemellaroceras* sp. e *Apoderoceras*, correspondentes à Biozona Jamesoni (base do Pliensbaquiano) (COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014). Seguem-se, para o topo e em continuidade estratigráfica, o **Membro da Praia da Pedra Lisa**, com espessura a rondar os 16 m, constituído por calcários microsparíticos (~9 m), pouco fossilíferos, em bancadas centimétricas com *Gemellaroceras* sp. e *Apoderoceras*, a que se seguem, para o topo, calcários biodetríticos (*wackstone* a *packstone*), interstratificados com margas cinzentas e frequentes *Apoderoceras A. dunrobinense* SPATH (Biozona Jamesoni – ver MEISTER *et al.*, 2012; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013a; DUARTE *et al.*, 2014).

### 3.3.2 Região de Peniche

Em **Peniche** (Papôa, Forte da Luz e Portinho da Areia) a sucessão carbonatada do Sinemuriano-base do Pliensbaquiano, compreende também a **formação de Coimbra**, na base (com espessura indeterminada) e a **Formação de Água de Madeiros**, no topo.

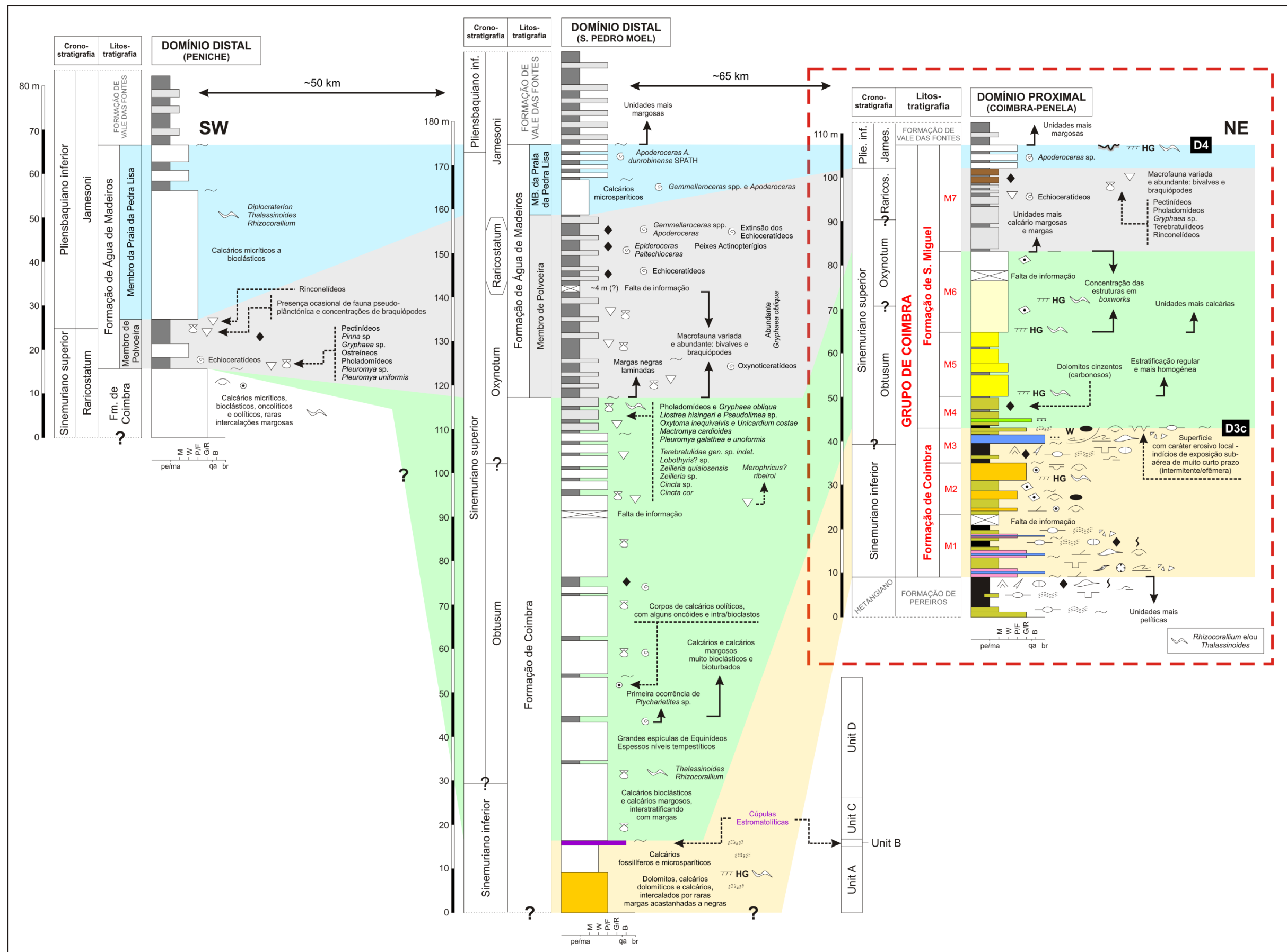
A **formação de Coimbra** mostra localmente calcários micríticos, bioclásticos, oncolíticos e oolíticos (*wackstones* a *grainstones*) com muitas raras intercalações margosas (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE, 2007). Muitas das camadas são bioturbadas (*Thalassinoides*) e ricas em bivalves e gastrópodes.

A **Formação de Água de Madeiros**, em Peniche, com espessura total a rondar os 60 m (10 m para o **Membro de Polvoeira** e ~50 m para o **Membro da Praia da Pedra Lisa**), consiste numa sequência de calcários e/ou margas laminadas, por vezes ricas em matéria orgânica, margas, calcários micríticos e bioclásticos (DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE, 2007). O membro basal alterna margas e calcários margosos pouco bioclásticos mas muito ricos em fauna nectónica (amonites/belemnites) e bentónica (braquiópodes e bivalves - ver PAREDES *et al.*, 2013a,b). Já no membro superior incluem-se os icnogéneros *Diplocraterion*, *Thalassinoides* e *Rhizocorallium* em calcários e calcários margosos, essencialmente bioclásticos. A intensa fraturação local não permitiu, ainda, uma análise mais detalhada, no entanto, as associações macrofaunísticas encontradas permitem atribuir a base da **Formação de Água de Madeiros**, na região de Peniche, ao topo da Biozona Raricostatum (MOUTERDE, 1955; DUARTE *et al.*, 2004, 2010; PAREDES *et al.*, 2013a).

### 3.3.3 Interpretação do quadro correlativo regional

As referências biostratigráficas de amonóides e da fauna bentónica atualmente disponíveis para as três regiões consideradas (Peniche, S. Pedro Moel e Coimbra-Penela), juntamente com as características faciológicas/estratonómicas reconhecidas localmente por vários autores em Peniche/S. Pedro Moel, e neste trabalho para a região Coimbra-Penela, proporcionaram uma boa correlação regional entre as diversas unidades litostratigráficas, tal como se apresenta – em jeito de remate final deste capítulo - na **Figura 75**.

**Fig. 75** – Proposta de correlação litostratigráfica à escala regional (a norte do Rio Tejo) para a sucessão carbonatada que na região de Coimbra-Penela (área de estudo – retângulo vermelho) define o **Grupo de Coimbra** (corpo lítico investigado). A proposta cronostratigráfica para a região Coimbra-Penela, devido ao facto de não ter sido encontrado, durante o trabalho de campo desta tese, um registo contínuo de amonites, assume aqui um carácter de hipótese; registaram-se só duas ocorrências certas e distintas na **formação de S. Miguel**: fragmentos de *Apoderoceras* sp. (recentemente atribuídas a Cronozona Jamesoni – ver MEISTER *et al.*, 2012), no topo, e de Echioceratídeos indiferenciados (Cronozona Raricostatum), na porção intermédia do conjunto M7. Outros autores (no passado) tem evidenciado a presença (nesta mesma área proximal) de diversos exemplares de amonoides que permitiram posicionar a porção intermédia da **formação de S. Miguel** (*sensu* SOARES *et al.*, 1985a, 2007) no Sinemuriano superior (Cronozonas Oxynotum/Raricostatum), e o teto na base do Pliensbaquiano (Cronozona Jamesoni) (ver SOARES *et al.*, 1985a; KULLBERG *et al.*, 2013; e referências nestes incluídas). Os perfis litostratigráficos sintéticos das regiões de Peniche e S. Pedro de Moel foram redesenhados de acordo com as informações retiradas dos trabalhos de DUARTE & SOARES (2002), DUARTE (2007), DUARTE *et al.* (2008, 2010, 2012) e AZERÉDO *et al.* (2010) (*Units* A-D, no esquema apresentado), e com base nos dados biostratigráficos de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013a), DUARTE *et al.* (2014) e PAREDES *et al.* (2013a,b, 2014) (e todas as referências neles incluídas). Para a descrição detalhada das características litológicas das formações ver o texto. Identificação das descontinuidades estratigráficas com expressão regional (D3c e D4) em acordo com SOARES *et al.* (1993a) e KULLBERG *et al.* (2013). A codificação dos símbolos contidos nos perfis é apresentada na **Fig. 23**.





#### 4 ARQUITETURA DE FÁCIES E MODELO DEPOSICIONAL PARA O GRUPO DE COIMBRA

---

Na caracterização litostratigráfica realizada no capítulo anterior põe-se em evidência que o **Grupo de Coimbra**, aflorante na **região Coimbra-Penela**, corresponde a uma sucessão calco-dolomítica com cerca de uma centena de metros de espessura local e que, à primeira vista, pode aparecer litologicamente/estratonomicamente monótona, sobretudo nas suas porções intermédia e superior. No entanto, um olhar mais atento permite constatar que a aparente monotonia acaba por corresponder a um padrão bastante complexo, apontando para uma **sucessão estratificada carbonatada margino-marinha a marinha aberta de águas rasas** em que existe uma grande variabilidade de fácies/microfácies devida à alternância (por vezes com organização cíclica) entre ambientes/subambientes de deposição supra/inter/submareais (AZERÊDO *et al.*, 2010; DIMUCCIO, 2008, 2011; DIMUCCIO *et al.*, 2014b).

Através da análise e interpretação das **transições de fácies** e suas variações laterais e verticais, em particular com as observações e interpretações das microfácies (em laboratório) e das características sedimentológicas e estratigráficas a meso-escala (no campo), tentou-se definir o modelo deposicional do **Grupo de Coimbra**<sup>113</sup>. Para tal, as fácies reconhecidas foram agrupadas em **associações de fácies** (geneticamente relacionadas), que permitiram a interpretação dos **processos** que lhe deram origem, a reconstrução dos **subambientes/ambientes deposicionais** e a identificação do mais geral **sistema deposicional**. A distribuição vertical do cortejo argiloso (sobretudo a abundância relativa entre illite, caulinite e esmectite) serviu como indicador paleoclimático (HALLAM, 1984; CHAMLEY, 1989, 1997; DUARTE, 1998; RUFFEL *et al.*, 2002; AHLBERG *et al.*, 2003; DECONINCK *et al.*, 2003; FÜRSICH *et al.*, 2005; RAUCSIK & VARGA, 2008; entre outros); de facto, em estudos recentes sobre depósitos mesozoicos, a associação de minerais argilosos é considerada geralmente de origem detrítica e é utilizada como *proxy* paleoambiental (DERA *et al.*, 2009).

Antes de expor os resultados obtidos através do trabalho de campo e de laboratório apresenta-se uma breve discussão das condições teóricas que caracterizam os domínios sedimentares carbonatados margino-marinhos e de plataforma/rampa carbonatada, de forma a contextualizar os critérios diagnósticos utilizados na interpretação das fácies. Espera-se, assim, tornar mais completas e claras as ideias expressas no respetivo trabalho de síntese que, como já se referiu, permitirá a organização de modelos suscetíveis de projetar o geossistema cársico local no corpo lítico investigado.

---

<sup>113</sup> Para maiores detalhes sobre o tipo de análises realizadas (sedimentológica, mineralógica e petrográfica), dos litótipos calco-dolomíticos, remete-se para o capítulo 2.

## 4.1 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS PRÉVIAS

### 4.1.1 Domínio carbonatado margino-marinho

De forma muito geral, os ambientes/subambientes de transição margino-marinhos<sup>114</sup>, caracterizados por sedimentação carbonatada (praias, planícies de maré, lagunas costeiras protegidas), ocorrem numa estreita faixa na zona costeira, ao longo do limite entre o domínio deposicional continental e o marinho. A linha de costa é marcada por uma grande instabilidade ambiental que resulta da intensa interação entre forças de alta energia (relacionadas com o regime da ondulação, as marés, o vento e as correntes) e as constantes variações do nível do mar.

No sistema costeiro *p.d.*, as **praias** são ambientes em constante evolução e fortemente dominados pelas ondas. Tendo como referência os ambientes atuais, foram desenvolvidos dois modelos principais de configuração deposicional para o sistema litoral: (1) o modelo de ante-praia/praias-barreira e (2) o modelo de praia de planície costeira (TUCKER *et al.*, 1990). O primeiro aplica-se em regiões com moderada/alta energia das ondas, uma ampla amplitude das marés e uma alta produtividade de grãos carbonatados; todos estes elementos, no conjunto, permitem o desenvolvimento de barreiras, a uma certa distância do litoral, constituídas de **bancos/cristas arenosas** (*shoal/ridge*) que podem proporcionar o desenvolvimento duma **laguna costeira** (geralmente de muito baixa profundidade) interposta entre o litoral e as próprias barreiras. Neste último caso, trata-se de locais com uma clara baixa diversidade biótica (ambiente restrito)<sup>115</sup> e propícios para a deposição de sedimentos finos e bioturbados ( fácies essencialmente micríticas/pelmicríticas, por vezes com estratificação/laminação “*flaser*” nas zonas relativamente menos profundas), assim como finos leitos interstratificados de carbonatos fenestrados ou de laminitos criptalgais (TUCKER & WRIGHT, 1990; RIDING, 2000)<sup>116</sup>, ambos a indicar períodos de baixa profundidade da laguna, ao nível da maré. No modelo (2) a diferença mais substancial reside numa mais baixa amplitude das marés.

---

<sup>114</sup> Deixam-se de fora desta descrição os **ambientes terrestres** com produção de carbonatos (de exposição subaérea e aquáticos - *i.e.* não marinhos). Alguns exemplos de carbonatos formados em condições continentais de exposição subaérea são: paleosolos, caliche/calcretos, carbonatos palustres, espeleotemas, eolianitos e carbonatos glaciais; os formados em condições aquáticas são, essencialmente, os tufo calcários e travertinos e os carbonatos lacustres (para mais detalhes ver FLÜGEL, 2004; BRASIER, 2011).

<sup>115</sup> HUGHES CLARKE & KEIJ (1973) definem, para o Golfo Pérsico, uma subdivisão em ambientes (atuais) com base nas variações de salinidade (VS) das águas marinhas: ambiente **marinho normal** (VS = ~48‰ com uma alta variedade de organismos estenoalinos), **restrito** (50‰ < VS < 70‰ com fauna dominada por foraminíferos imperfurados e gastrópodes) e **altamente restrito** (VS >70‰ com um “deserto de fauna”, apenas alguns tipos de ostracodos). Enquanto esta subdivisão é baseada nas variações de salinidade, é certo que o tipo de fauna também é muito dependente das flutuações diurnas e/ou sazonais da temperatura das águas. Em geral, há um certo paralelismo entre o aumento da salinidade e o aumento das flutuações da temperatura.

<sup>116</sup> Algumas fácies carbonatadas são caracterizadas pela presença de vazios (poros) representados por micro e mesocavidades preenchidas com calcite e/ou material detrítico. Trata-se de **fácies** com típica textura **fenestrada** onde se diferenciam duas tipologias fundamentais de cavidades em função das dimensões e formas: (1) **stromatactis**, com dimensão milimétrica a centimétrica, com orientação sub-horizontal ou irregular, bases lisas e tetos digitados, preenchidos com calcite no topo e material detrítico fino na base; (2) **bird's-eye** com dimensão milimétrica, forma

No sistema onde se desenvolvem os ambientes/subambientes com características deposicionais/ecológicas inter/supra/submareais (FLÜGEL, 2004; e referências neste incluídas), distintos em função das oscilações diárias das marés, identifica-se a chamada planície perimareal (ou **planície de maré**) (SHINN, 1983, 1986; WRIGHT, 1984; BURCHETTE & WRIGHT, 1992) (Fig. 76).

- A **faixa supramareal** numa planície de maré representa a área de costa acima da maré alta normal, inundada apenas durante as tempestades e as preia-mares vivas. Inclui pântanos, mangais e diversas lagoas costeiras com diferentes salinidades. Pode tornar-se evaporítica em climas áridos ou semiáridos (**sabkha**) (SHINN, 1983; entre outros)<sup>117</sup>. A largura da zona supramareal depende do relevo e da imersão da costa. Os critérios de diagnóstico que permitem individualizar este subambiente deposicional, numa sucessão sedimentar carbonatada, prendem-se, essencialmente, com a presença de evidências de exposição subaérea, com ou sem pedogénese (superfícies paleocársicas bem desenvolvidas, paleosolos, caliches/calcretos, etc.) (WRIGHT, 1986, 1994; WRIGHT & TUCKER, 1991), e numa cimentação vadosa (cimento em menisco, microstalático, etc.) (ver FLÜGEL, 2004). Entre as estruturas indicativas de exposição subaérea, evidenciam-se as de dessecação (*prism cracks*, *sheet cracks*, etc.) (DEMICCO & HARDIE, 1994; FLÜGEL, 2004), estruturas tipo *tepee* (DEMICCO & HARDIE, 1994), estruturas fenestradas (SHINN, 1983), sedimentos de enchimento a formar estruturas geopéticas, pseudomorfofos de evaporitos (DEMICCO & HARDIE, 1994) e evidências de microcársificação (ESTEBAN & WILSON, 1993)<sup>118</sup>. Nas modernas *sabkhas* costeiras a baixa taxa de sedimentação, a pouca ação das ondas, a falta de bioturbação e a sua proteção por uma vegetação em manchas de plantas marinhas, são condições favoráveis ao desenvolvimento de tapetes microbianos e biofilmes (TAHER, 2014)<sup>119</sup>.
- A **faixa intermareal** corresponde à área da costa entre os níveis normais de maré alta e baixa (alternadamente inundada e exposta numa base diurna ou semidiurna). A exposição intermitente é indicada pela presença, na respetiva sucessão sedimentar carbonatada, de algumas das estruturas de dessecação já referidas, de superfícies com determinadas

---

esferoidal, distribuição irregular a laminóide e associados com atividade algal/microbiana ou a captura de gases libertos durante a decomposição da matéria orgânica (SHINN, 1983; DEMICCO & HARDIE, 1994).

<sup>117</sup> Na interface entre o domínio continental e o perimareal, a precipitação de minerais evaporíticos que caracterizam a *sabkha* (exclusivamente supramareal) depende da recarga das águas marinhas, e é controlada pela intensidade da evaporação (SCHREIBER & EL TABAKH, 2000).

<sup>118</sup> As maiores destas estruturas são consideradas como diagnóstico exclusivamente quando encontradas em íntima associação uma com a outra (mas não necessariamente todas).

<sup>119</sup> Duma forma genérica, trata-se de estruturas com origem organo-sedimentar dominadas por cianobactérias e bactérias sulfato-redutoras incolores/roxas, a que se juntam pequenas algas e fungos que participam no crescimento dos biofilmes e dos tapetes microbianos. A força motriz da maior parte dos tapetes microbianos é a fotossíntese por cianobactérias e algas. Estudos recentes apontam para um modelo de formação das lâminas alternativo ao clássico armadilha/vinculação (REID *et al.*, 2000), onde se propõe um processo denominado "*amalgamation*": *i.e.* "[...] a combination of microbial processes, such as the degradation of cyanobacterial biomass, phototrophic sulphide oxidation, and sulphate reduction, results in formation of laminae" (VASCONCELOS *et al.*, 2014).

estruturas biogénicas (icnofósseis e bioperfurações) e pela presença de poros preenchidos com cimento vadoso. A característica fundamental dum regime intermareal é a alternância de erosão/deposição e a rápida mudança na velocidade das correntes e das ondas; estes mecanismos resultam numa sedimentação descontínua, associada com o esvaziamento/enchimento de canais, com a acumulação de material remexido (conglomerados/brechas intraformacionais) e com alterações no tamanho dos grãos lâmina-a-lâmina e camada-por-camada. Na parte superior do intermareal é possível encontrar ainda fácies com estruturas fenestradas de tipo *bird's-eye*. A área de transição entre condições marinhas e continentais pode ser dotada de lagoas salobras/salinas e dissecada por riachos submareais (BURCHETTE & WRIGHT, 1992; FLÜGEL, 2004).

- A **faixa submareal pouco profunda** corresponde à área marinha abaixo do nível da maré baixa, influenciada pelas correntes e, por vezes, pode também ser brevemente exposta pelas baixa-mares vivas. Esta faixa é caracterizada pela proliferação de algas calcárias, foraminíferos bentónicos e de invertebrados (e.g. briozoários e anelídeos); a ocorrência de algas dasicladáceas, assim como de organismos incrustantes, é um importante indicador diagnóstico (FLÜGEL, 2004)<sup>120</sup>.

De acordo com HARDIE & SHINN (1986), as **planícies de maré** desenvolvem-se em condições protegidas em relação ao oceano aberto e, portanto, são sítios preferenciais para a acumulação de vasa carbonatada (*mudstones* e *wackstones*)<sup>121</sup>. Esta proteção pode ser induzida pela existência de vastas plataformas lagunares que amortizam as ondas de entrada, por estarem posicionadas por trás de barreiras (ilhas) que separam lagunas recifais do oceano aberto, ou por estarem inseridas dentro de baías restritas (Fig. 76). A fisiografia do sistema é determinada pela dimensão da amplitude das marés, com uma porção no mar e outra no continente. A extrema variabilidade das condições ambientais que afetam as planícies de maré resultam numa rica variedade das características sedimentares (fácies deposicionais), de diagénese precoce e paleontológicas<sup>122</sup>.

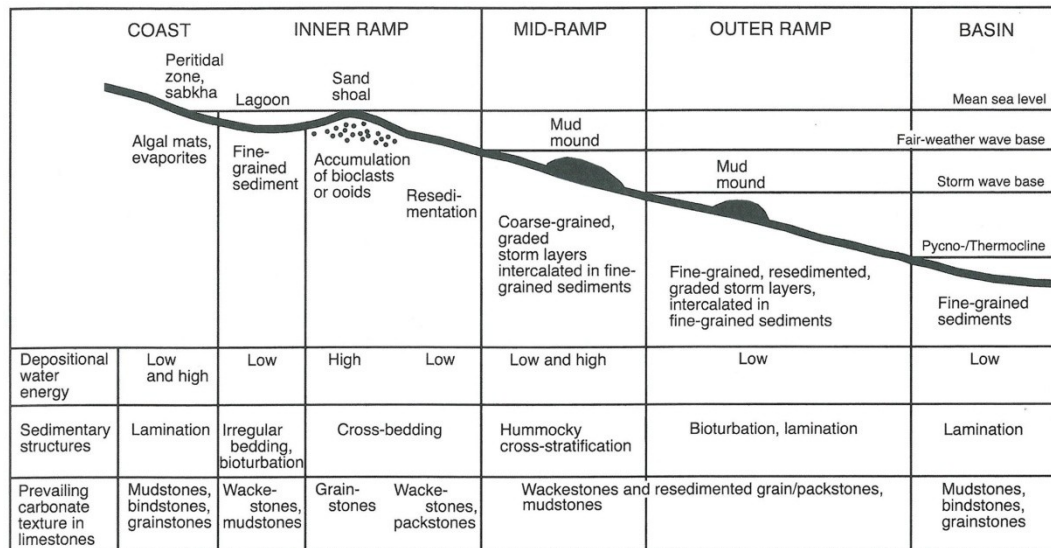
---

<sup>120</sup> A zona **submareal mais profunda** pode atingir as dezenas de metros de espessura da coluna de água e caracteriza-se pela presença de organismos bentónicos de elevada diversidade, assim como de algas calcárias (algas vermelhas) diferentes das dasicladáceas (FLÜGEL, 2004).

<sup>121</sup> Vasa de mar aberto pode ser transportada em direção à costa pelas correntes de planície de maré e pelas tempestades, assim como pode formar-se diretamente na planície supramareal (HARDIE & SHINN, 1986).

<sup>122</sup> Dito de outra forma, os ambientes/subambientes perimareais são fortemente condicionados por uma grande variabilidade de fatores, intrínsecos (internos ao sistema) e extrínsecos (mais globais). Nestes últimos incluem-se, essencialmente, as flutuações eustáticas do nível do mar, o clima e o regime hidrológico. Entre os fatores intrínsecos distinguem-se: a energia do meio de ondulação, a amplitude das marés (a várias escalas), a duração dos períodos de exposição subárea, as variações de salinidade do meio, a topografia, os fatores biológicos de produção de carbonatos, a frequência das inundações e eventuais *inputs* terrígenos no sistema.

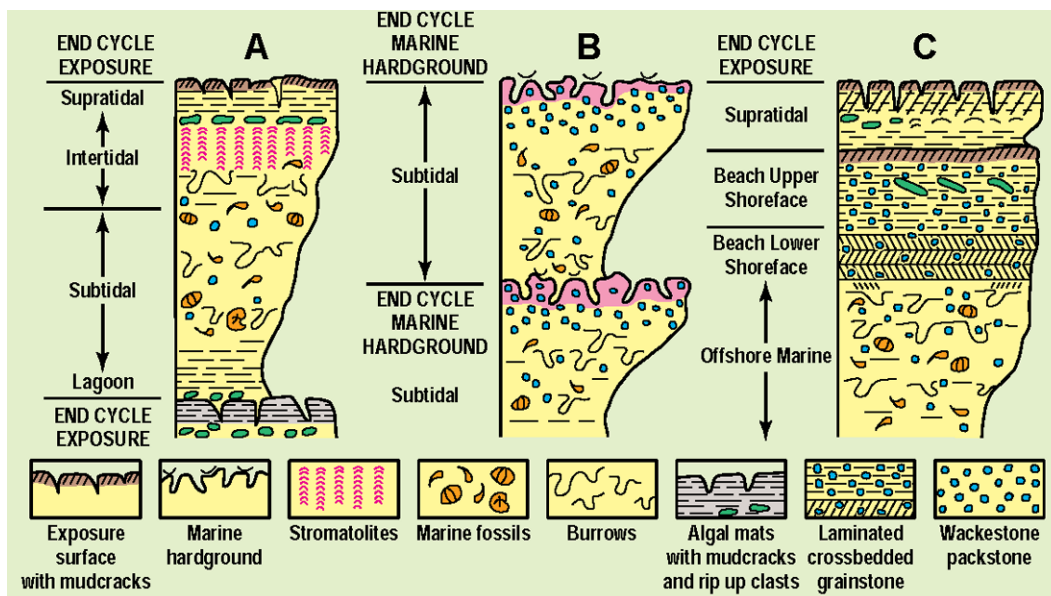




**Fig. 76** – Esquemática do sistema deposicional costeiro/perimareal e de rampa carbonatada, de acordo com a subdivisão de BURCHETTE & WRIGHT (1992).

Em termos de classificação, e tendo em conta a textura dominante dos sedimentos que as caracterizam, as planícies de maré podem ser sistematizadas em dois grandes grupos (GINSBURG, 1975; SHINN, 1983; entre outros): **planícies de vasa** (*mudflat*) e **planícies mistas areno-pelíticas** (*mixed sand-mudflat*), ambas intermareais ou supramareais. Importa salientar que a clara distinção entre ambientes supramareais e intermareais no registo geológico é, na prática, muito difícil, por vezes mesmo impossível, tendo em conta que os limites entre estas faixas são, por natureza, graduais (SHINN, 1983; HARDIE & SHINN, 1986; TUCKER & WRIGHT, 1990; DEMICCO & HARDIE, 1994; FLÜGEL, 2004, entre outros); no entanto, a interpretação da predominância duma ou doutra condição pode, eventualmente, ser inferida (em termos probabilísticos) pela relação de presença/ausência e a associação entre certas estruturas, texturas e componentes, sobretudo na interface supramareal inferior e intermareal superior. A fronteira exata entre um intermareal inferior e um submareal superior é ainda mais difícil de definir, desde que o submareal não mostre claramente características lagunares.

Além disto, evidencia-se como as fácies carbonatadas lagunares/perimareais ocorrem, normalmente, com uma típica organização cíclica à escala métrica, com cada ciclo idealmente composto por uma sucessão ascendente (batidecrescente) de fácies submareais-intermareais-supramareais. A **figura 77** retrata três sucessões carbonatadas batidecrescentes onde a litologia, as propriedades hidrogeológicas e as características cársicas podem variar significativamente ao longo de cada acumulação cíclica.



**Fig. 77** – Modelo conceitual das sucessões carbonatadas batidecrescentes mais frequentes, onde a litologia, as propriedades hidrogeológicas e as características cársicas podem variar significativamente ao longo de cada acumulação cíclica (MOORE, 2001).

Os ciclotemas perimareais refletem a alternância entre períodos prográdantes e retrográdantes da planície de maré, ligados à conjugação de diferentes fatores como: taxa de sedimentação, taxa de subsidência/soerguimento e taxa de variação eustática do nível do mar (HARDIE, 1986; WRIGHT, 1990)<sup>123</sup>. Os últimos dois destes fatores regulam as **variações do nível de base** (*sensu* CROSS, 1991; CROSS & LESSENGER, 1998) e, conseqüentemente, as mudanças nas taxas de aumento/redução do espaço disponível para a sedimentação (*i.e.* **acomodação**)<sup>124</sup>. Antes da sobreposição pelo ciclo seguinte, as sucessões A e C (**Fig. 77**) terminam com uma exposição subaérea e o desenvolvimento duma superfície de erosão com formas (estruturas) de dissolução e/ou com o desenvolvimento de crostas endurecidas (calcretos) e de um paleosolo (de acordo com as características climáticas – aridez vs.

<sup>123</sup> No caso em que a taxa de sedimentação local exceder a combinação entre a taxa de subsidência e a variação eustática do nível do mar, em cada seção vertical do sistema deposicional as águas marinhas e as fácies deposicionais tornam-se progressivamente menos profundas para o topo, e *vice versa* (JAMES, 1984). Conseqüentemente, o topo dos ciclos lagunares/perimareais mostram os sinais de exposição intermareal/supramareal, ou são erodidos em condições submarinas. Estes ciclos à escala métrica (*i.e.* ciclos de pequena escala) podem ser empilhados a formar ciclos de média e grande escala exibindo tendências transgressivas/regressivas e comumente associados a flutuações do nível do mar de longo-termo. Os ciclos de pequena escala são associados a flutuações do nível do mar de curto-prazo e explicadas por certas variações dos parâmetros orbitais do planeta (Ciclo de *Milankovitch*) (STRASSER, 1994; READ, 1995; SATTLER *et al.*, 2005; entre outros). Contudo, processos autocíclicos (*i.e.* que ocorrem no próprio sistema deposicional, baseados numa autorregulação da sedimentação e mostrando, de forma geral, uma continuidade estratigráfica limitada), como por exemplo a migração lateral de barras e de ilhas barreiras, podem também ser responsáveis pela presença de sucessões batidecrescentes em ambientes marinhos pouco profundos (STRASSER, 1991).

<sup>124</sup> Em sentido estratigráfico (claramente distinto do geomorfológico), o **nível de base** representa uma superfície ideal (abstrata) de equilíbrio entre erosão e deposição (EMBRY, 2002). Pode ser considerado como o limite máximo para a acumulação sedimentar e, portanto, em qualquer área onde o nível de base se encontra abaixo da superfície da Terra a acumulação de sedimentos torna-se impossível e a erosão pode ocorrer. Sempre que se situa acima da superfície da Terra, a sedimentação geralmente pode ocorrer no espaço disponível. O volume entre a superfície da Terra e o nível de base é o que se define como **espaço de acomodação** (JERVEY, 1988).

humidade). Após o enterro, frequentemente estas superfícies tornam-se **descontinuidades sedimentares/estratigráficas** na sucessão carbonatada que irão representar vias preferenciais para o fluxo das águas de circulação subterrânea (marinhas e meteóricas) e, eventualmente, proporcionar carsificação. Em B (**Fig. 77**), superfícies de **hardground** desenvolvem-se no fundo do mar quando a sedimentação temporariamente diminui ou cessa, permitindo assim alguma dissolução e a reprecipitação de calcite que proporciona o endurecimento duma espessura de sedimento da ordem dos poucos centímetros. Também as superfícies de **hardground** podem representar estruturas preferenciais para uma posterior carsificação (FORD & WILLIAMS, 2007).

#### 4.1.2 Domínio de plataforma/rampa carbonatada

O termo **plataforma carbonatada**, usado em sentido geral (*s.l.*), identifica as condições de acumulação de uma espessa sucessão (prisma sedimentar) de carbonatos de águas marinhas pouco profundas (TUCKER & WRIGHT, 1990). Várias categorias de plataformas podem ser reconhecidas com base nas características morfológicas e geométricas de grande escala: plataforma protegida, plataforma isolada, plataforma epirica, plataforma inundada, rampa carbonatada, etc. (para mais detalhes ver FLÜGEL, 2004). No caso específico duma **rampa carbonatada**, trata-se duma plataforma epi/peri-continental pouco profunda caracterizada por uma superfície sedimentar suavemente inclinada (geralmente menos de 1°) no fundo do mar, onde os ambientes de alta energia da zona costeira passam, gradualmente e em direção ao mar, para ambientes de águas profundas (de baixa energia) sem uma mudança detetável no declive (rampa homoclinal), ou com uma quebra de declive no mar entre a rampa rasa e a bacia (rampa distal acentuada) (READ, 1982); em ambas, a largura é da ordem dos 10-100 km. Os melhores exemplos de rampas homoclinais carbonatadas modernas são o *Trucial Coast* (Golfo Pérsico) e a *Shark Bay* (Austrália Ocidental). BURCHETTE & WRIGHT (1992), no âmbito dum sistema deposicional carbonatado de tipo rampa, distinguem três domínios fundamentais (**Fig. 76**):

- A **parte interna da rampa**, mais próxima do domínio continental, situa-se entre o nível médio do mar (litoral submarino superior – praia ou orla lagunar) e o nível-base médio da ondulação normal, com o fundo quase constantemente afetado pela agitação das ondas. Esta zona é dominada por bancos de areia ou barreiras orgânicas (biostromas e pequenos recifes com baixa diversidade biótica - corais, rudistas, ostras) e depósitos de baixa-praia. Sedimentos carbonatados característicos de rampa interna são corpos arenosos dominados por oóides (pelóides podem ser comuns) ou vários tipos de grãos esqueléticos (usualmente foraminíferos, algas calcárias ou moluscos). As tempestades contribuem para a formação de extensos corpos arenosos planares e, por vezes, podem proporcionar o transporte de

areia para a zona mais profunda da rampa; *grainstones* e *packstones* são as texturas mais frequentes;

- A **parte intermédia**, compreendida entre o nível-base médio da ondulação normal e o nível-base médio das ondas de tempestade, apresenta o fundo frequentemente retrabalhado pelas ondas de tempestade. A profundidade das águas atinge algumas dezenas de metros com uma sedimentação largamente influenciada pelos diferentes graus de tempestade. Intraclastos, brechas intraformacionais e espessos bancos oolíticos/bioclásticos são comuns nesta zona. As acumulações orgânicas, quando existem, são representadas por pináculos recifais e domos. Os depósitos relacionados com as tempestades são essencialmente *packstones* granocalibrados e estratos de *grainstones* com laminação/estratificação entrecruzada oblíqua monticulada. Fases de bom tempo (sem tempestades) caracterizam-se pela deposição de material fino carbonatado ou terrígeno (com bioperfurações) a formar *mudstones* e margas transportadas deste a zona interna da rampa (os depósitos da rampa intermédia são, muitas vezes, mais espessos que os materiais de rampa interna coevos);
- A **parte externa**, abaixo do nível-base médio das ondas de tempestade, faz a ligação com a bacia de mar aberto. A sedimentação carbonatada nesta zona é caracterizada por material autóctone e alóctone de baixa energia e hemipelágico. As fácies características da zona externa numa rampa carbonatada são essencialmente calcários de grão fino (*mudstones* e *wackstones*) associados e interestratificados com margas ou argilitos. De um ponto de vista biótico, compreende diversos bentos marinhos (e.g. foraminíferos, esponjas, briozoários, braquiópodes, moluscos e equinodermes), às vezes associados com plâncton e nécton. Algas vermelhas podem ocorrer, assim como frequentes bioperfurações. As acumulações orgânicas são representadas por domos de vasa (*mud mounds*).

#### 4.2 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DAS TRANSIÇÕES DE FÁCIES

A classificação das fácies/microfácies observadas e analisadas neste trabalho baseia-se na subdivisão “*standard*” amplamente tratada na literatura (e.g. WILSON, 1975; FLÜGEL, 2004). Porém, com a intenção de evitar numerosas repetições e, desta forma, facilitar a leitura, nesta exposição não se segue rigorosamente o padrão científico de separar claramente descrições e interpretações. Os elementos de base que caracterizam e definem as fácies/microfácies carbonatadas geralmente aceites pela comunidade científica internacional (e.g. SCHOLLE *et al.*, 1983; WALKER & JAMES, 1992; FLÜGEL, 2004; e referências nestes incluídas), juntamente com as respetivas interpretações paleoambientais por **comparação** com os **ambientes modernos** análogos (e.g. *Trucial Coast* no Golfo Pérsico, *Shark Bay* na

Austrália Ocidental, *Great Bahamas Bank* no arquipélago da Bahamas), são considerados como adquiridos e utilizados diretamente como suporte/referência na análise/interpretação sedimentológica e petrográfica que se segue<sup>125</sup>.

#### 4.2.1 Fácies e associações de fácies

As principais características das fácies que compõem a sucessão calco-dolomítica investigada a meso e micro escalas, na área de estudo, resumem-se na **Tabela 1** onde se diferenciam 15 fácies (F#). Na mesma tabela apresenta-se a interpretação das fácies em termos essencialmente hidrodinâmicos (*i.e.* condições energéticas no ambiente de sedimentação) e, por vezes, mesmo em termos paleoambientais (quando tal é possível, face à relação de presença/ausência e de associação entre evidências diagnósticas claras e particulares). Seguidamente, os tipos de fácies definidas são agrupadas em quatro **associações de fácies** (AF#) (*i.e.* conjunto de fácies geneticamente relacionadas – *sensu* TUCKER & WRIGHT, 1990), numeradas das mais proximais para as mais distais<sup>126</sup>.

---

<sup>125</sup> As planícies de maré, as *sabkhas* e as lagunas do *Abu Dhabi* (Golfo Pérsico) servem como modelos atuais de acumulação de sedimentos supra/inter/submareais em clima árido/semiárido. As costas ocidentais da Ilha de Andros (Bahamas), ao invés, tornaram-se numa importante fonte de informação para interpretar as sucessões carbonatadas perimareais antigas de clima húmido.

<sup>126</sup> Durante este exercício mental de conotação paleoambiental é importante ter em conta que a aplicação das divisões estandardizadas das microfácies carbonatadas (*e.g.* FOLK, 1962; DUNHAM, 1962; WILSON, 1975; FLÜGEL, 2004) tendem a criar a ilusão de uma clara e nítida separação entre **fácies** e **associações de fácies**; de facto, na natureza, a distribuição espacial e/ou temporal das fácies é o resultado de um gradiente ambiental unidirecional - *i.e.* amostras/camadas de diferentes posições geográficas ou estratigráficas podem não partilhar as mesmas litofácies mas, mesmo assim, podem estar geneticamente relacionadas uma com a outra como parte de um mesmo sistema dinâmico contínuo (SPENCE & TUCKER, 1999). Para além disto, na interpretação das microfácies é importante ter presente que, por exemplo, a dissolução sin-sedimentar precoce desempenha um papel crítico em distorcer seletivamente o sedimento e o seu registo fóssil. Desta forma, na análise que se segue, os paleoambientes (no sentido deposicional) são interpretados/inferidos como sendo o produto de um conjunto de processos que geralmente atuam em simultâneo: (a) **perdas** (transporte fora do sistema, bioerosão e dissolução); (b) **ganhos** (transporte dentro do sistema, *inputs* de produção bentónica, componentes de carga suspensa, precipitação local de carbonatos); (c) **translocações** (bioturbação); e (d) **transformações** (micritização, bioerosão e recristalização) (WRIGHT & CHERNS, 2004; WRIGHT & BURGESS, 2005), todos estes variáveis no espaço e no tempo.



**Tab. 1** – Lista dos tipos de fácies (F1 a F15), agrupadas em associações de fácies (AF1 a AF4), que compõem o **Grupo de Coimbra**, aflorante na região Coimbra-Penela. Evidenciam-se as características e as interpretações realizadas através de observações à meso e micro escalas. Frequência relativa dos componentes: a = abundante; c = comum; r = rara. Os acrônimos com que se indicam as cores das fácies referem-se à Tabela de Cores para as Rochas de MUNSELL (2009). A litologia juntamente com a componente terrígena, foram estimados também utilizando a difração de Raios-X (DRX). A classificação textural das fácies seguiu a de DUNHAM (1962) e EMBRY & KLOVAN (1971). A classificação composicional seguiu a de FOLK (1959) (ampliada in STROHMENGER & WIRSING, 1991). Índice de exposição *sensu* GINSBURG *et al.* (1977). A textura da dolomite foi descrita (quando possível) utilizando a classificação de SIBLEY & GREGG (1987), completada com a de FRIEDMAN (1965). Para a porosidade (tipo e percentagem) utilizou-se a classificação de CHOQUETTE & PRAY (1970).

TIPO DE FÁCIES (F#)	DESCRIÇÃO: COR, LITOLOGIA, TEXTURA, ESPESSURA E GEOMETRIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES FÍSICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES BIOGÉNICAS	TEXTURA FENESTRADA	COMPONENTES NÃO-ESQUELÉTICOS E TERRÍGENOS	COMPONENTES ESQUELÉTICOS	CALIBRAGEM E GRANULOMETRIA	EFEITOS DA DIAGÉNESE PRECOCE	POROSIDADE: TIPO E PERCENTAGEM	INTERPRETAÇÃO
<b>ASSOCIAÇÃO SUPRA-INTERMAREAL (AF1)</b>										
F1 - Areno-pelito/argilitos laminados com gesso.	Pelitos cinzentos-amarelados (5Y 7/2) a azul claro (5B 6/2) e verde pálido (10G 6/2) mal consolidados, ocasionalmente margosos, com horizontes de argilitos ricos em matéria orgânica e negros a acizentados (N2) e lentes centimétricas (2-5 cm) localmente descontínuas de areias finas a muito finas (arcólicas e micáceas) bem calibradas de cor laranja-amarelada pálidas (10YR 8/6). Contém também corpos lenticulares descontínuos de argilitos cinzentos (N6) e avermelhados/violáceos (5R 6/6) (variegados) com raros cristais dispersos de gesso (<1 cm). Camadas (ou conjunto de camadas) com espessuras decimétricas a métricas (desde 60 cm até 5 m). Geometria lenticular.	Laminação lenticular descontínua subparalela (escala ≤1,0 mm), para o topo dos corpos líticos reconhecem-se evidentes horizontes com estruturas de dessecação ( <i>extrusion-tepee</i> ) (escala centimétrica a métrica) em associação a corpos lenticulares descontínuos de argilitos siltosos variegados com gesso, leitões horizontais de litoclastos (intraclastos), raras pseudomorfozes de evaporitos (marcas cúbicas de sal) e algumas concreções carbonatadas dispersas (sob a forma de nódulos ou pequenos níveis centimétricos de calcite cinzenta microcristalina). As lentes de areia mostram uma (micro) laminação interna planar entrecruzada de baixo ângulo. Índice de exposição de 95 a 100.	Bioturbação local moderada. Alguns restos vegetais (r).		Litoclastos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade e dimensões variadas (10-50 cm de eixo maior) compostos pelas F2 e F3 ( <i>rip-up intraclasts</i> ) (c), componentes terrígenos (dimensão ≤1,0 mm) (a).	Azoico.	Argilas/silte a areia fina com boa e moderada calibragem.	Os pelitos mostram algumas evidências de possível pedogénese (e.g. cores azul claro e verde pálido, juntamente a presença de pequenos nódulos ou níveis centimétricos de concreções carbonatadas).		Depósito essencialmente silicilástico fino, acumulado por queda de carga suspensa, em condições de baixa energia, alternando algumas correntes de tração, em ambiente costeiro/perimareal árido/semiárido evaporítico - tipo planície mista areno-pelítica (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições supramareais a intermareais - pântano ou lagoas costeiras adjacentes às fontes terrestres).
F2 - Dolo- <i>mudstones</i> siltosos e ricos em matéria orgânica laminados, não fossilíferos.	Dolomicritos siltosos e ricos em matéria orgânica de cor cinzenta (N6). Camadas com espessuras centimétricas (10-20 cm). Geometria tabular a irregular, interstratificando com os argilitos negros da F1 (por vezes a formar intraclastos).	Laminação intema planar a ondulada paralela (escala ≤1,0 mm a 5,0 mm), alternância entre lâminas milimétricas a textura matriz-suportada e lâminas com uma componente terrígena siltosa >30% a que se juntam crostas microbianas cripticas. Índice de exposição de 95 a 100.	Bioturbação ausente, estruturas microbianas cripticas (r).	<i>Bird's-eyes</i> laminóides (dimensão ≤1,0 mm) (r).	Componentes terrígenos (dimensão ≤1,0 mm) (c, a).	Azoico.	Silte a areia fina com boa e moderada calibragem.	Dolomite microcristalina turva (dolomicrite) a formar lâminas (a), veios e fraturas preenchidas com um mosaico de calcite espática equigranular drúscica com óxidos/hidróxidos de ferro (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica a centimétrica) onde as paredes são revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico/esparítico (r).	Porosidade aberta micro-intercristalina + meso-vacuolar + micro-fenestrada (2-10%).	Calculítico dolomitizado, acumulado em condições de baixa energia, alternando com suaves correntes de tração e uma possível influência microbiana, em ambiente costeiro/perimareal árido/semiárido evaporítico - tipo planície mista areno-pelítica (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições supramareais a intermareais - pântano ou lagoas costeiras adjacentes às fontes terrestres).
F3 - Dolo- <i>mudstones</i> vagamente laminados, não fossilíferos.	Dolomicritos/dolomicrosparitos impuros (argilosos/ferruginosos) de cor castanho-amarelados pálido (10YR 6/2) a cinzento-amarelados (5Y 8/4). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (5-25 cm). Geometria tabular a irregular, interstratificando com F1 (por vezes a formar intraclastos).	Apenas uma vaga (micro) laminação planar paralela a ondulada reliquia (pré-dolomitização) (observada através da inserção de uma folha de papel branco comum entre a lâmina delgada e o prato do microscópio) com crostas microbianas cripticas, algumas pseudomorfozes de evaporitos entre estratos (marcas cúbicas de sal - geralmente mostrando dimensões da ordem dos milímetros/centímetros). Índice de exposição de 90 a 100.	Bioturbação ausente, estruturas microbianas cripticas (r).	<i>Bird's-eyes</i> laminóides (dimensão ≤1,0 mm) (r).	Componentes terrígenos (dimensão ≤50 µm) (r, c).	Azoico.	Argila/silte com boa e muito boa calibragem.	Dolomite microcristalina turva (dolomicrite) a constituir uma massa de fundo (a) passando progressivamente (em sentido lateral e vertical) a um mosaico de dolomite de substituição finamente cristalina polimodal de tipo planar-s (10-30 µm de dimensão dos cristais - dolomicrosparite) (c), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) e fraturas onde as paredes são revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico/esparítico e óxidos/hidróxidos de ferro (r).	Porosidade aberta micro-intercristalina + micro-vacuolar + micro-fenestrada (<5%).	Calculítico dolomitizado, acumulado em condições de baixa energia, com possível influência microbiana, em ambiente costeiro/perimareal árido/semiárido evaporítico - tipo planície perimareal (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições supramareais a intermareais - e.g. lagoas hipersalinas efémeras).
F4 - Dolomitites maciços microcristalinos, não fossilíferos.	Dolomicrosparitos homogêneos laranja muito pálido (10YR 8/2). Camadas muito finas irregulares e descontínuas (5-10 cm). Geometria ondulada a irregular, interstratificando com pelitos cinzentos a negros imaturos e laminados, com estratos centimétricos (ver F1).	Estrutura maciça (i.e. sem algumas evidências de estruturas sedimentares hidrodinâmicas).	Bioturbação ausente.	Textura fenestrada ausente.	Componentes terrígenos (dimensão ≤30 µm) (r).	Azoico.	Silte com muito boa calibragem.	Dolomite de substituição finamente cristalina unimodal de tipo planar-s (20-30 µm de dimensão dos cristais - dolomicrosparite) a constituir uma massa de fundo (a), fraturas preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúscica com óxidos/hidróxidos de ferro (r).	Porosidade aberta micro-intercristalina (<5%).	Calculítico dolomitizado, acumulado em condições de baixa energia, em ambiente costeiro/perimareal árido/semiárido evaporítico - tipo planície perimareal (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições supramareais a intermareais - e.g. lagoas hipersalinas efémeras).

F5 - Dolo- <i>mudstones/grains-</i> <i>tones</i> laminados e fenestrados com bioclóstos/pelóides.	Dolomicrocristos/dolomicrosparitos impuros (argilosos/ferruginosos) a dolo- bio/pelmicritos com litoclastos, de cor cinzento-amarelados (SY 7/2). Camadas com espessuras centimétricas (5-10 cm). Geometria tabular a ondulatória.	Laminação interna descontínua rugosa a ondulada paralela (escala $\leq 1,0$ a 6,0 mm) - alternância entre lâminas milimétricas densamente empacotadas de packstone/grainstone bioclástico/peloidal e lâminas a textura matriz-suportada com crostas microbianas cripticas, (micro) fendas de dessecação prismáticas ( <i>prismatic mud-</i> <i>crack</i> ), fragmentos de crostas microbianas remexidos (leitos horizontais de litoclastos), algumas estruturas geopéticas, fissuras verticais/horizontais localmente preenchidas por uma micro-brecha (micro-paleocarso) e algumas pseudomorfofos de evaporitos entre estratos (marcas cúbicas de sal - geralmente mostrando dimensões da ordem dos milímetros/centímetros) Índice de exposição de 55 a 80.	Bioturbação ausente, estruturas microbianas cripticas (lâminas irregulares ou hemisféricas) (c).	<i>Bird's-eyes</i> laminóides e irregulares (dimensão $\leq 1,0$ mm) (a).	Pelóides homogêneos de forma esférica e bem arredondados com dimensões muito reduzidas ( $\leq 0,1$ mm) de cor negra sem qualquer estrutura interna e incorporados nas lâminas de dolomicrosparite e dolomicrocristo (pelóides microbianos - <i>pelletal</i> <i>tidal-flat</i> ) (c), litoclastos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade e dimensões milimétricas (0,5-1,0 mm) compostos de dolomicrocristo criptocristalina ( <i>rip-up intraclasts</i> ) ou por alguns grãos de agregados (c), componentes terrígenos (dimensão $\leq 50$ $\mu$ m) (r).	Essencialmente fragmentos de moluscos (a, c), possíveis ostracodos (r), mais raras placas de equinodermos (r). Baixa diversidade biótica.	Silte a areia grosseira com má calibragem.	Auréolas de cimento isópaco microcristalino turvo (dolomicrocristo) em torno dos litoclastos e bioclóstos (c), mosaico de dolomite de substituição finamente cristalina polimodal de tipo planar-s (10-30 $\mu$ m de dimensão dos cristais - dolomicrocristo) preenchendo poros intergranulares e biomoldes (c), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica a centimétrica) onde as paredes são revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico/esparítico e óxidos/hidróxidos de ferro (r).	Porosidade aberta micro-intercristalina + micro-fenestrada + meso-vacuolar (25- 30%).	Calculito e (bio)calcarenito (depósito relacionado com a ondulação e as tempestades) dolomitizados, acumulados em condições de baixa energia com espóricos eventos de mais alta energia, com uma importante influência microbiana e alguma exposição subaérea de curta duração, em ambiente protegido costeiro/perimareal árido/semiárido evaporítico - tipo planície perimareal (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições supramareais a intermareais, predominantemente num intermareal superior).	
F6 - Brecha monomíticas internas.	Brechas dolomíticas ou calco- dolomíticas clasto-suportadas a matriz- suportadas amareladas-acinzentadas (SY 8/4). Estratos irregulares e lateralmente descontínuos com espessura métrica (1-3 m). Geometria essencialmente lenticular. Base das camadas geralmente abrupta e erosiva no contato com argilitos siltosos variados e gipsíferos da F1.	O corpo brechóide estrutura-se internamente de acordo com uma série vertical característica que, de baixo para cima, compreende: (1) dolomicrocristos maciços a vagamente laminados e intensamente fraturados (F2, F3 e F5), onde as diaclases são preenchidas por calcite/dolomite espática (~40-60 cm de espessura); (2) segue-se um nível onde os dolomicrocristos fissurados anteriores apresentam algumas fendas verticais/horizontais abertas e preenchidas por uma micro-brecha com textura matriz-suportada, em que os fragmentos resultam da mesma composição lítica da rocha encaixante, a matriz é carbonatada avermelhada (rica em óxidos/hidróxidos de ferro) e com um cimento de calcite/dolomite microsparítico/esparítico (~20-40 cm de espessura) (micro-paleocarso); (3) segue-se um nível de brecha interna (~40-60 cm de espessura); e, no topo, (4) uma brecha com estruturação convoluta orientada para os quadrantes ocidentais (~30-40 cm de espessura). Algumas estruturas geopéticas.	Bioturbação ausente.		Litoclastos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade (intensa fraturação em cada clasto) com forma irregular isométrica e compostos pelas F2, F3 e F5 (a), componentes terrígenos (dimensão $\leq 50$ $\mu$ m) (c).			Areia a cascalho com má calibragem.	Calcite finamente cristalina (10-50 $\mu$ m de dimensão dos cristais - microsparite/esparite) com óxidos/hidróxidos de ferro em torno dos litoclastos (c), fraturas e veios preenchidos com um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (c), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (r).	Porosidade aberta meso-vacuolar + brechóides (20-50%).	Brecha tectônica resultante da deslocação interna de um calculito pré-dolomitizado, em ambiente perimareal com alguma exposição subaérea de curta duração (a rocha carbonatada foi brechificada logo depois da sua deposição e antes da completa litificação, muito perto da superfície deposicional - estas brechas parecem relacionar- se com estruturas de deformação sin-deposicionais de tipo <i>slumping</i> ).



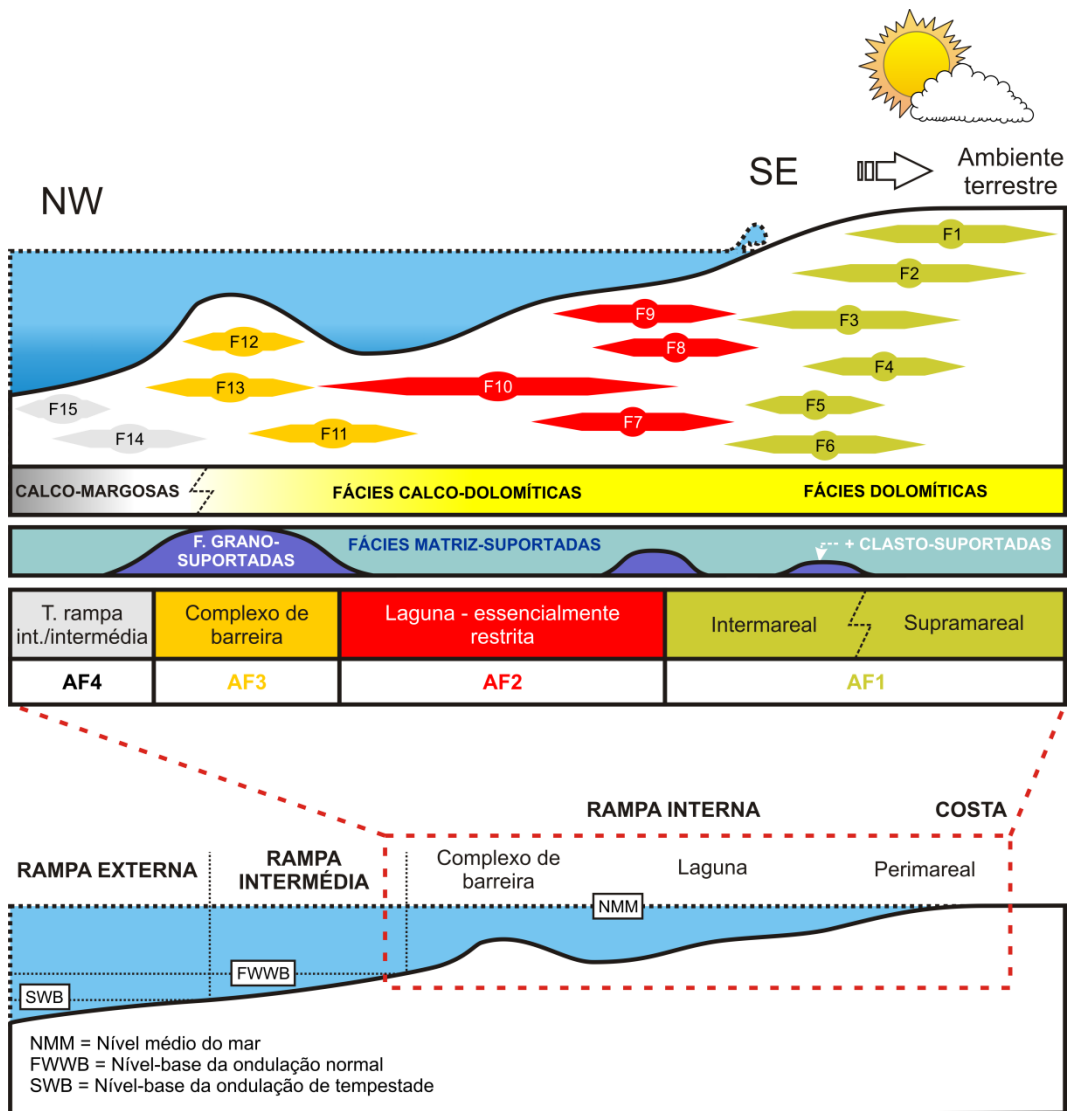
TIPO DE FÁCIAS (F#)	DESCRIÇÃO: COR, LITOLOGIA, TEXTURA, ESPESSURA E GEOMETRIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES FÍSICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES BIOGÊNICAS	TEXTURA FENESTRADA	COMPONENTES NÃO-ESQUELÉTICOS E TERRÍGENOS	COMPONENTES ESQUELÉTICOS	CALIBRAGEM E GRANULOMETRIA	EFEITOS DA DIAGÊNESE PRECOZE	POROSIDADE: TIPO E PERCENTAGEM	INTERPRETAÇÃO
<b>ASSOCIAÇÃO LAGUNAR (AF2)</b>										
F7 - Arenitos dolomíticos com laminação entrecruzada.	Dolo-intra/biomicrosparitos a dolo-pelmicritos com oóides, detriticos e com evidentes minerais micáceos e ferrosos, moderadamente rosados-alaranjados (5Y 8/4) a laranja muito pálido (10YR 8/2). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (5-30 cm) (muitas vezes a formar grupos de estratos amalgamados). Geometria essencialmente lenticular, interstratificando com F8 e com argilitos margosos (ver F1). A base dos estratos amalgamados é abrupta e erosiva.	Bioclastos/litoclastos remexidos com uma laminação interna paralela planar a oblíqua de baixo ângulo (escala ≤1,0 mm), as lâminas mais biotriticas verticalmente passam a uma dolomicrite/dolomicrosparite com pelóides e raros oóides.	Bioturbação ausente.	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Dispersos oóides esféricos (por vezes elípticos), micríticos a concêntricos com uma/duas finas laminais tangenciais mais externas ainda reconhecíveis apesar da intensa dolomitização (dimensão 0,2-0,5 mm) (r), pelóides homogêneos de forma esférica a alongados e bem arredondados com dimensões muito reduzidas (≤0,1 mm) de cor acastanhada sem qualquer estrutura interna (pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) incorporados na matriz dolomicrosparítica e em horizontes onde os fragmentos de moluscos são mais concentrados (c), litoclastos sub-redondos a redondos com baixa esfericidade e dimensões variadas (0,1-0,5 mm) compostos de dolomicrite homogênea (c), componentes terrigenos (dimensão ≤50 µm) (r).	Essencialmente fragmentos de moluscos (c), possíveis ostracodos (r). Baixa diversidade biótica.	Argila/silte a areia grosseira com boa e moderada calibragem.	Auréolas de cimento isópaco microcristalino turvo (dolomicrite) em torno dos grãos (c), mosaico de dolomite de substituição finamente cristalina polimodal de tipo planar-s (10-30 µm de dimensão dos cristais - dolomicrosparite) preenchendo poros intergranulares e moldes (c), fraturas e veios preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (r), em alguns casos observa-se uma dissolução preferencial dos núcleos de oóides (r), alguns bioclastos são substituídos por dolomicrosparite mais límpida e invariavelmente mais grosseira do que a massa de fundo circundante (c).	Porosidade aberta meso-intergranular + meso-vacuolar + micro-moldada (10-30%).	(Bio)calcarenito dolomitizado, acumulado em condições de energia variável, em ambiente protegido perimareal a marinho restrito raso (lagunar), claramente influenciado por eventos de natureza tempestática - tempestito proximal (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições dum intermareal inferior a submareal pouco profundo).
F8 - Brechas monomíticas deposicionais.	Brechas calco-dolomíticas matriz-suportadas de cor laranja muito pálido (10YR 8/2). Estratos muito finos (<15 cm) individuais e lateralmente descontínuos. Geometria lenticular, interstratificando com F7. A base dos estratos é abrupta e erosiva.	Leitos horizontais de litoclastos (intraclastos) com estruturação convoluta, os interstícios entre os clastos maiores são preenchidos por uma micro-brecha matriz-suportada, raras estruturas geopéticas.	Bioturbação ausente.		Litoclastos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade com dimensões da ordem dos 0,5-8 mm (com distribuição essencialmente bimodal) compostos pelas F2, F3 e F5 (a), componentes terrigenos (dimensão ≤50 µm) (r).		Areia grosseira a cascalho com moderada e má calibragem.	Dolomite microcristalina turva (dolomicrite) a constituir uma massa de fundo (a), auréolas de cimento isópaco finamente cristalino turvo (10-30 µm de dimensão dos cristais - dolomicrosparite) em torno dos litoclastos (c), fraturas e veios preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (c), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (c).	Porosidade aberta meso-vacuolar + brechóide (10-20%).	Calclutito dolomitizado e brechificado, em ambiente protegido perimareal a marinho restrito raso (lagunar), claramente influenciado por eventos de natureza tempestática - tempestito proximal (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições dum intermareal inferior a submareal pouco profundo).
F9 - Quartzarenitos.	Quartzarenitos com caráter arcóxico (subarcóxicos) e a cimento carbonatado, grosseiro a muito grosseiro, amarelados (5Y 7/2) a cinzentos (N6). Estratos isolados e lateralmente descontínuos com espessura centimétrica a métrica (desde 10 cm até 1 m). Geometria lenticular e base abrupta e erosiva interstratificando com F10. A transição lateral entre os corpos siliciclásticos e os carbonatados é abrupta.	Fraca granocalibragem (de tipo inversa).	Bioturbação ausente.		Grãos de quartzo subangulosos a redondos com baixa esfericidade e dimensões da ordem dos 1,0-2,0 mm (a), grãos de feldspatos (c).	Azoico.	Areia grosseira a muito grosseira com boa a moderada calibragem.	Poros intergranulares preenchidos de calcite espática com cristais de grão médio a grosseiro sem uma orientação preferencial (cimento a blocos) (c).	Porosidade aberta meso-intergranular (<5%).	Acarreios continentais siliciclásticos presos durante inundações periódicas que afetam a planície de maré carbonatada até à respetiva laguna adjacente (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições dum intermareal inferior a submareal pouco profundo).
F10 - Dolomudstones/wackestones maciços com rara fauna marinha restrita.	Dolomitos, calcários dolomíticos, ou mesmo calcários, micríticos/microsparíticos a cristalinos, impuros (i.e. argilosos/ferruginosos), laranjas muito pálidos (10YR 8/2) a amarelados-acizentados (5Y 7/2) (por vezes cinzentos a negros - N6), geralmente com raros bioclastos e relíquias de pelóides. Camadas com espessuras centimétricas a métricas (desde 30 cm até 1,5 m). Geometria tabular a irregular, muitas vezes intercalando com finas camadas de margas cinzentas (N6) a castanho claro amarelados (10YR 6/2), mais ou menos litificadas, laminadas, por vezes peliculares a formar juntas de estratificação.	Estrutura maciça (i.e. sem evidências de estruturas sedimentares hidrodinâmicas).	Bioturbação local fraca a moderada (e.g. <i>Rhizocorallium</i> ).	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Algumas relíquias de pelóides homogêneos (micríticos) de forma oval a alongados e bem arredondados com dimensões muito reduzidas (≤0,1 mm) de cor acastanhada sem qualquer estrutura interna e incorporados na matriz dolomicrítica/dolomicrosparítica por vezes englobados no material de enchimento das tocas (pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (r), componentes terrigenos (dimensão ≤50 µm) (c, r).	Essencialmente fragmentos de moluscos (r), possíveis ostracodos (r), mais raras placas de equinodermes (r). Baixa diversidade biótica. A componente bioclástica, quando existente, é disseminada e em quantidades muito reduzidas (da ordem dos 1-15%).	Argila/silte com muito boa a boa calibragem.	Dolomite microcristalina turva (dolomicrite) a constituir uma massa de fundo (a) passando progressivamente (em sentido lateral e vertical) a um mosaico de dolomite de substituição finamente cristalina polimodal de tipo planar-s (10-30 µm de dimensão dos cristais - dolomicrosparite) (c), alguns dos raros bioclastos são substituídos por microsparite mais límpida e invariavelmente mais grosseira do que a massa de fundo circundante (c), fraturas e veios preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (r), estruturas a boxworks associadas a fenómenos de recristalização com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro (possível desdolomitização) (c).	Porosidade aberta micro-intercristalina + meso-vacuolar + micro-moldada (5-20%).	Calclutito dolomitizado, acumulado em condições de baixa energia, em ambiente restrito (ou parcialmente restrito) marinho pouco profundo - laguna (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições submareais pouco profundas).

TIPO DE FÁCIAS (F#)	DESCRIÇÃO: COR, LITOLOGIA, TEXTURA, ESPESSURA E GEOMETRIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES FÍSICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES BIOGÊNICAS	TEXTURA FENESTRADA	COMPONENTES NÃO-ESQUELÉTICOS E TERRÍGENOS	COMPONENTES ESQUELÉTICOS	CALIBRAGEM E GRANULOMETRIA	EFEITOS DA DIAGÊNESE PRECOZE	POROSIDADE: TIPO E PERCENTAGEM	INTERPRETAÇÃO
<b>ASSOCIAÇÃO DE BARREIRA (AF3)</b>										
F11 - Dolo-wackestones/packstones peloidais.	Dolo-pelmicitos a dolo-pelmicrosparitos e dolosparitos, com alguns litoclastos e bioclastos, amarelo-acinzentados (5Y 8/4). Camadas com espessuras decimétricas (~30-40 cm). Geometria tabular.	Geralmente desprovidos de estruturas sedimentares (provavelmente obliteradas pela dolomitização) ou com fraca laminação entrecruzada planar de baixo ângulo (localmente relacionada com ripples).	Bioturbação local fraca a intermediária (e.g. <i>Rhizocorallium</i> ).	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Pelóides homogêneos (micríticos) de forma oval arredondados a alongados (em forma de bastonete) com dimensões reduzidas ( $\leq 0,2$ mm) de cor acastanhada sem qualquer estrutura interna e incorporados na matriz dolomicrosparítica (pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (a), litoclastos arredondados a bem arredondados com baixa esfericidade (dimensões 0.5-0.2 mm) compostos por uma dolomicrite homogênea e alguns grãos agregados (c), componentes terrígenos (dimensão $\leq 50$ $\mu$ m) (c).	Essencialmente fragmentos de moluscos (r). Muito baixa diversidade biótica.	Argila/silte a areia média com moderada calibragem.	Dolomite microcristalina turva (dolomicrite) a constituir uma massa de fundo (c), auréolas de cimento isópaco microcristalino (dolomicrite) em torno dos grãos (r), dolomite de substituição finamente cristalina polimodal de tipo planar-s a mosaico (10-50 $\mu$ m de dimensão dos cristais - dolomicrosparite/dolosparite) a preencher os poros intra/intergranulares e os moldes (c), os poucos bioclastos são substituídos por dolomicrosparite mais límpida e invariavelmente mais grosseira do que a massa de fundo circundante (r), fraturas e veios preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (r), estruturas de <i>boxworks</i> associadas a fenômenos de recristalização com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro (possível desdolomitização) (r).	Porosidade aberta meso-intergranular + micro-intragranular + meso-vacuolar + micro-moldada (10-20%).	Calclutitos a calcarenitos dolomitizados, acumulados em condições de baixa a alta energia em ambiente restrito marinho pouco profundo - lagunar a complexo de barreira (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições submareais pouco profundas).
F12 - Dolo-packstones/grainstones oolíticos/peloidais.	Dolo-oo/pelmicitos a dolo-oo-sparitos com alguns bioclastos, amarelo-acastanhados (5Y 7/2). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (algumas vezes a formar grupos de estratos amalgamados que atingem espessuras métricas) (entre 30 cm até 2 m). Geometria tabular.	Apenas uma vaga laminação arqueada relíquia (pré-dolomitização).	Bioturbação local fraca e dispersa.	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Oóides micritizados esféricos com muito finas lâminas tangenciais (concêntricas) (dimensão 0,5-1,0 mm) (oóides de banco de areia - <i>ooids shoal</i> ) por vezes seletivamente dolomitizados com o núcleo e os rebordos externos não mais distinguíveis (neste último caso, os oóides conservam-se exclusivamente como grãos fantasmas) (a), pelóides homogêneos (micríticos) de forma oval arredondados a alongados (em forma de bastonete) com dimensões reduzidas ( $\leq 0,2$ mm) de cor acastanhada sem qualquer estrutura interna e incorporados na matriz dolomicrosparítica (pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (c), componentes terrígenos (dimensão $\leq 50$ $\mu$ m) (r).	Fragmentos de moluscos (c), foraminíferos bentônicos (r), possíveis ostracodos (r), placas de equinodermes (r). Alta diversidade biótica.	Silte a areia grosseira com boa a moderada calibragem.	Mosaico de dolomite de substituição polimodal grosseira a finamente cristalina de tipo planar-s a planar-e (10 $\mu$ m a 200 $\mu$ m de dimensão dos cristais - dolomicrosparite/dolosparite) a preencher os poros intergranular (alguns cristais de dolomite grosseira e zonada preenchem os vazios na dolomite mais fina - textura <i>porphyrotropic</i> ) (c), auréolas de cimento isópaco microcristalino (dolomicrite) em torno dos grãos (r), fraturas preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), em alguns casos observa-se uma dissolução preferencial dos núcleos de oóides (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (c), estruturas de <i>boxworks</i> associadas a fenômenos de recristalização com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro (possível desdolomitização) (c).	Porosidade aberta meso-intergranular + micro-intragranular + meso-vacuolar + micro-moldada (10-30%).	Calcarenitos dolomitizados, acumulados em condições de alta energia em ambiente marinho aberto pouco profundo - complexo de barreira (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições submareais pouco profundas).
F13 - Dolo-packstones/grainstones/floatstones muticomponentes.	Dolo-intra/bio/oo/pelmicitos amarelo-acinzentados (5Y 8/4). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (algumas vezes a formar grupos de estratos amalgamados que atingem espessuras métricas) (entre 30 cm até 2 m). Geometria tabular.	Apenas uma vaga laminação arqueada relíquia (pré-dolomitização).	Bioturbação local fraca e dispersa.	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Oóides micritizados esféricos com muito finas lâminas tangenciais (concêntricas) (dimensão 0,5-1,0 mm) (oóides de banco de areia - <i>ooids shoal</i> ) por vezes seletivamente dolomitizados com o núcleo e os rebordos externos não mais distinguíveis (neste último caso, os oóides conservam-se exclusivamente como grãos fantasmas) (c), pelóides homogêneos (micríticos) de forma oval arredondados a alongados (em forma de bastonete) com dimensões reduzidas ( $\leq 0,2$ mm) de cor acastanhada sem qualquer estrutura interna e incorporados na matriz dolomicrosparítica (pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (c), litoclastos arredondados a bem arredondados com baixa esfericidade (dimensões 0.5-0.2 mm) compostos por uma dolomicrite homogênea e alguns grãos agregados (c), componentes terrígenos (dimensão $\leq 50$ $\mu$ m) (c).	Fragmentos de moluscos (c), foraminíferos bentônicos (r), possíveis ostracodos (r), placas de equinodermes (r). Alta diversidade biótica.	Argila/silte a areia grosseira com moderada a má calibragem.	Dolomite turva microcristalina (dolomicrite) a preencher os poros intergranular (c), auréolas de cimento isópaco microcristalino a finamente cristalino (dolomicrite/dolomicrosparite) em torno dos grãos (c), os bioclastos são substituídos por dolomicrosparite mais límpida e invariavelmente mais grosseira do que a massa de fundo circundante (c), fraturas preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), em alguns casos observa-se uma dissolução preferencial dos núcleos de oóides (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) onde as paredes são revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico/espáritico e óxidos/hidróxidos de ferro (r), estruturas de <i>boxworks</i> associadas a fenômenos de recristalização com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro (possível desdolomitização) (c).	Porosidade aberta meso-intergranular + micro-intragranular + meso-vacuolar + micro-moldada (30-50%).	Calcarenitos a calciruditos (e possíveis calclutitos) dolomitizados, acumulados em condições de alta energia em ambiente marinho aberto pouco profundo - complexo de barreira (a sedimentação provavelmente ocorreu em condições submareais pouco profundas).

TIPO DE FÁCIES (F#)	DESCRIÇÃO: COR, LITOLOGIA, TEXTURA, ESPESSURA E GEOMETRIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES FÍSICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES BIOGÊNICAS	TEXTURA FENESTRADA	COMPONENTES NÃO-ESQUELÉTICOS E TERRÍGENOS	COMPONENTES ESQUELÉTICOS	CALIBRAGEM E GRANULOMETRIA	EFEITOS DA DIAGÊNESE PRECOCE	POROSIDADE: TIPO E PERCENTAGEM	INTERPRETAÇÃO
<b>ASSOCIAÇÃO DE TRANSIÇÃO RAMPA INTERNA/INTERMÉDIA (AF4)</b>										
F14 - Calcários <i>wackestones/floatstones</i> bioclásticos com alta diversidade biótica.	Biomicrofósseis/bio-pelmicrofósseis fossilíferos cinzentos claros (N7) a laranja-acinzentados (10YR 7/4). Localmente constituídos por finos leitos (1-2 cm) densamente empacotados de bioclásticos com base abrupta e erosiva. Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (40-60 cm). Geometria tabular a irregular, interstratificando com F15.	Bioclastos remexidos e densamente empacotados que verticalmente passam a um sedimento relativamente mais matriz-suportado, por vezes observa-se uma estratificação monticulada ( <i>hummocky cross-stratification</i> ) relíquia (poucas vezes reconhecível no campo, provavelmente a causa da dolomitização tardia geralmente onipresente).	Bioturbação comum (e.g. <i>Rhizocorallium</i> , <i>Thalassinoides</i> ).	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Pelóides homogêneos de forma esférica a alongada e bem arredondados com dimensões muito reduzidas ( $\leq 0,1$ mm) de cor acastanhada/negra sem qualquer estrutura interna e incorporados na matriz ( $\leq 50$ $\mu$ m) (r).	Fragmentos de moluscos (c), braquiópodes (c), foraminíferos bentônicos (r), placas de equinodermes (c), ostracodos (c). Macrofauna: bivalves (c), braquiópodes (c), amonites (r). Alta diversidade biótica.	Argila/silte a cascalho com moderada a má calibragem.	Matriz microcristalina a muito fina (bioclástica) (a), alguns dos bioclastos são substituídos como biomoldes preenchidos por um cimento de calcite espática (c), fraturas preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (c).	Porosidade aberta micro-intercristalina + meso-vacuolar + micro-meso-moldada (~10%).	Calclutitos a bioclastarenitos (por vezes sujeitos a dolomitização tardia), acumulados em condições de baixa energia com eventos de mais alta energia, em ambiente marinho aberto (off-peri-shoal) influenciado por eventos de natureza tempestática - tempestito distal.
F15 - Calcários <i>mudstones/wackestones maciços e</i> bioclásticos com alta diversidade biótica.	Micritos a biomicrofósseis cinzentos claros (N7) a cinzentos escuros (N4) argilosos (por vezes calcários dolomíticos ou calcários ricos em matéria orgânica e cinzentos-negros com estratificação centimétrica regular da ordem dos 30 cm). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (10-30 cm). Geometria tabular, interstratificando com margas maciças a laminadas (mais ou menos litificadas) cinzentas a amareladas (por vezes negras) peliculares a pouco espessas (1-30 cm).	Desprovidos de estruturas sedimentares hidrodinâmicas. Algumas estruturas geopéticas.	Bioturbação comum (e.g. <i>Rhizocorallium</i> , <i>Thalassinoides</i> ) e restos de madeira fóssil.	Textura/fábrica fenestrada ausente.	Componentes terrígenos (dimensões $\leq 50$ $\mu$ m) (r).	Fragmentos de moluscos (c), braquiópodes (c), foraminíferos bentônicos (r), placas de equinodermes (c), ostracodos (c). Macrofauna: bivalves (c), braquiópodes (c), amonites (r). Alta diversidade biótica.	Argila/silte com boa a muito boa calibragem.	Matriz microcristalina (a), alguns dos bioclastos são substituídos como biomoldes preenchidos por um cimento de calcite espática (r), fraturas preenchidas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica (r), vacúolos irregulares de dissolução (dimensão milimétrica) (r).	Porosidade aberta micro-intercristalina + meso-vacuolar + micro-moldada (<5%).	Calclutito acumulado em condições de baixa energia, em ambiente marinho aberto.



As 15 fácies reconhecidas traduzem a existência de uma série de ambientes/subambientes deposicionais, distribuídos lateralmente desde uma **faixa perimareal** até à **transição na passagem rampa interna/intermédia** (respetivamente acima e em torno do nível-base da ondulação normal), passando por dois ambientes submareais interpostos - o **lagunar**, essencialmente restrito, e um **complexo de barreira**. As condições deposicionais muito pouco profundas e restritas que geralmente caracterizam estes ambientes/subambientes, sobretudo em domínio proximal, atuaram como inibidores do registo das mudanças sedimentares locais (relacionadas com frequentes flutuações do nível do mar e acompanhadas por uma muito baixa amplitude das variações da coluna de água). Desta forma, no **Grupo de Coimbra** há uma alta variabilidade de **fácies** (F1 a F15) que contrasta com a reduzida diferenciação ao nível das **associações de fácies** (AF1 a AF4) (Fig. 78).



**Fig. 78** – Esquemática (não à escala) do modelo interpretativo ideal das fácies (F1 a F15), agrupadas em associações de fácies (AF1 a AF4), para o **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano inferior a base do Pliensbaquiano), aflorante na região Coimbra-Penela. As associações de fácies traduzem a existência de quatro ambientes deposicionais distintos, distribuídos desde uma zona perimareal (supra-intermareal) até à zona de transição rampa interna/intermédia (acima e em torno do nível-base da ondulação normal, respetivamente), passando por dois ambientes submareais interpostos – o lagunar, essencialmente restrito, e um complexo de barreira. A escala vertical dos dois esquemas foi deliberadamente exagerada de forma a facilitar a leitura.

#### 4.2.1.1 Associação supra-intermareal (AF1)

No caso específico da área de estudo, as fácies do **Grupo de Coimbra** consideradas como representativas de regime costeiro/perimareal são essencialmente as **F1, F2, F3, F4, F5 e F6 (Tab. 1)**<sup>127</sup>. Identificam-se fácies com textura essencialmente matriz-suportada e, com menor expressão, outras grão/clasto-suportadas. No primeiro grupo incluem-se arenopelitos/argilitos cinzentos a negros (localmente ricos em matéria orgânica) e variegados (com evidências de pedogénese), laminados e com raros cristais de gesso (**F1**); juntam-se dolomitos impuros (essencialmente argilosos, por vezes siltosos e ricos em matéria orgânica) de grão fino (**F2**) e/ou cristalinos (dolomicritos a dolomicrosparitos) (**F3, F4**), laminados a maciços, não fossilíferos e, por vezes, fenestrados. Localmente, na interface entre os subambientes inter/supramareais, reconhecem-se os restos de possíveis estruturas/crostras microbianosedimentares, por vezes associadas às fácies relativamente mais grosseiras (grão-suportadas) - presença de lâminas milimétricas e densamente empacotadas de bioclastos/pelóides - e com superfícies que patenteiam condições de exposição subaérea (**F5**). No segundo grupo incluem-se brechas monomíticas internas (desde matriz a clasto-suportadas) (**F6**).

Trata-se de uma associação de fácies (**AF1**) (**Fig. 78**) acumuladas numa planície de maré, evaporítica e protegida, geralmente de baixa energia, com as primeiras duas fácies (**F1 e F2**) a indicar uma certa proximidade ao *hinterland* (em ambiente de *sabkha*). Os sedimentos mais grosseiros e heterogéneos (**F6**) que também caracterizam esta associação de fácies, parecem estar relacionados com a atuação de processos/mecanismos deformativos (tectónica, sismos, etc.) com carácter sin-deposicional e que desenvolvem estruturas, à meso-escala, de tipo *slump*.

Os depósitos essencialmente siliciclásticos da **F1 (Fig. 79)** estão claramente relacionados com uma acumulação por queda de carga suspensa, com fenómenos de tração esporádicos, que refletem a entrada significativa de materiais terrígenos finos no sistema carbonatado. Estes materiais depositaram-se em condições de muito baixa energia e parecem corresponder aos típicos sedimentos peri-litorais que caracterizam as planícies evaporíticas restritas (*sabkha*) de tipo misto arenopelíticas (e.g. KENDALL, 1979). A *sabkha* foi claramente submetida a diferentes graus de evaporação e exposição subaérea (ESTEBAN & KLAPPA, 1983), como é provado pela presença de estruturas de dessecação de tipo “extrusion *tepee*” (ASSERETO & KENDALL, 1977), em associação com pseudomorfoses de evaporitos (SCHAUER & AIGNER, 1997) e raros cristais dispersos de gesso.

As estruturas em *tepee* são comuns em condições supra/intermareais (evaporíticas) e resultam de frequentes episódios de rutura de crostras superficiais por causa de expansões

---

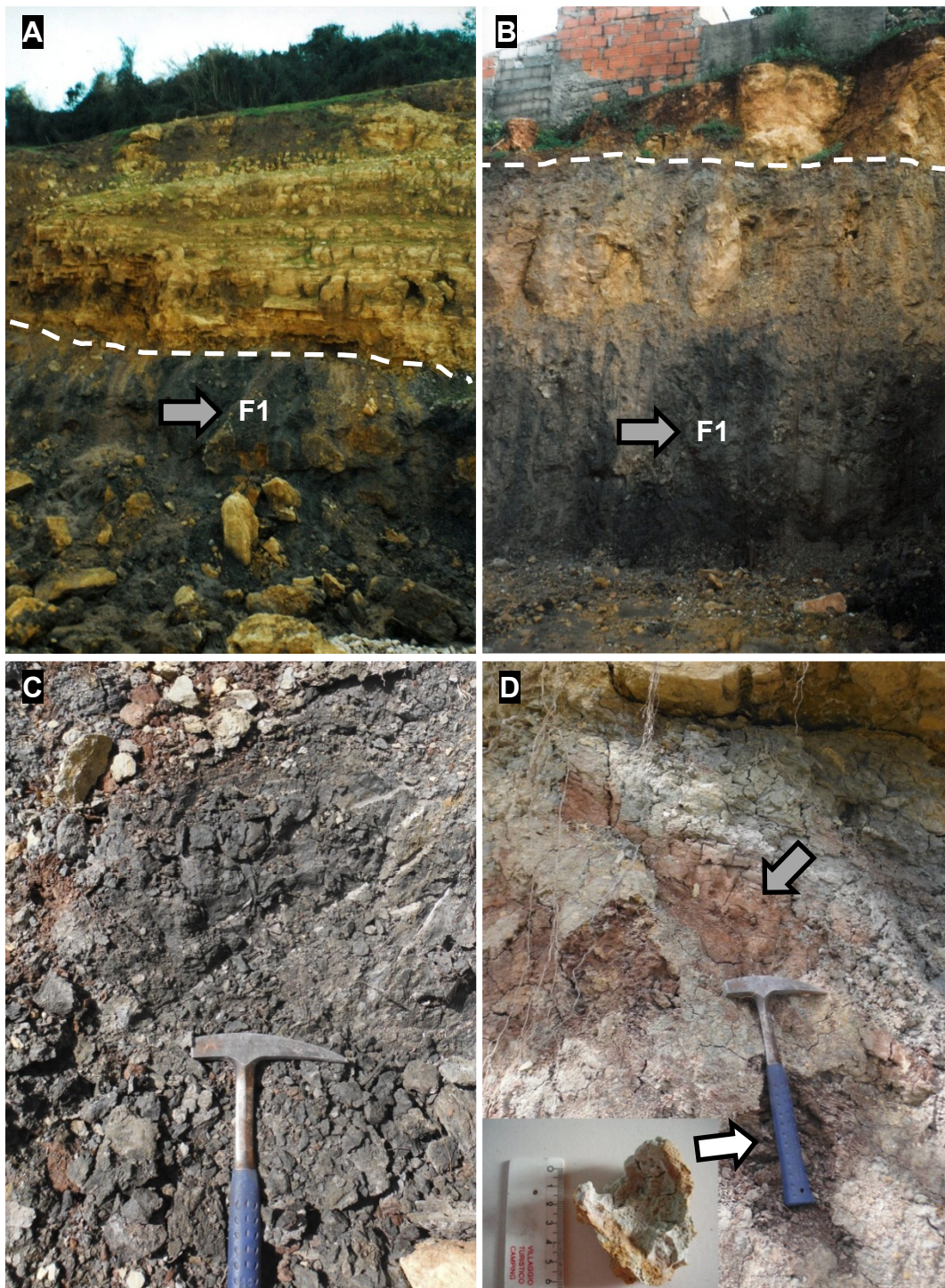
<sup>127</sup> A estas fácies podem acrescentar-se as F7, F8 e F9 - possivelmente geradas neste ambiente mas posteriormente depositadas na interface intermareal inferior/submareal superior e, por esta razão, tratadas na associação de fácies seguinte (a lagunar).

(alternância entre fases de impregnação e de dessecação – alternância de períodos húmidos e secos) com os bordos levantados e deformados devido a um aumento de volume (*in situ*) dos sedimentos, perto da superfície e, eventualmente, ligados ao crescimento cristalino de minerais evaporíticos ou carbonatados a indicar uma cimentação precoce (GANDIN *et al.*, 2005), em conjugação com alterações na posição do nível freático (KENDALL & WARREN, 1987). Nestes contextos, os minerais evaporíticos precipitam principalmente no interior de lagoas costeiras (*ponds*) hipersalinas (geralmente efémeras) (TAHER, 2014; TAHER & ABDEL-MOTELIB, 2014; e referências nestes incluídas) ou nos interstícios de salmouras durante e/ou logo depois da sedimentação. A moderada bioturbação e os restos vegetais encontrados nos níveis mais siltosos da **F1**, bem como a presença de concreções carbonatadas, também sugerem ambientes restritos (com alguma pedogénese) em condições mais proximais em relação ao continente (adjacentes às fontes terrestres – *e.g.* pântanos ou charcos) (POTTER *et al.*, 1980). As cores amareladas, esverdeadas e azuladas geralmente indicam um ambiente redutor, controlado pelas condições efémeras das lagoas costeiras ou pela inundação de charcos localizados sobre a planície de maré e na sua envolvente. Os pelitos de cor variegada possivelmente indicam a presença de lagoas salinas sujeitas a inundações menos frequentes e portanto com uma exposição subárea relativamente mais prolongada durante a estação seca; ao invés, as lentes arenosas que caracterizam a **F1** indicam uma mais rápida deposição de material siliciclástico (mais grosseiro) através de canais de inundação que, provavelmente, se desenvolveram durante os períodos relativamente mais húmidos.

Com a **F1** interstratificam dolomicritos siltosos e ricos em matéria orgânica (*mudstone*), perfeitamente laminados e azoicos (**F2**), por vezes a formar leitos horizontais e descontínuos de intraclastos nos argilitos negros. A íntima associação entre a **F1** e a **F2**, juntamente com as características da laminação desta última (alternância entre lâminas milimétricas com textura matriz-suportada e lâminas com uma componente terrígena siltosa >30%, a que se juntam crostas microbianas crípticas) (Fig. 80) e um índice de exposição entre 95-100 (*sensu* GINSBURG *et al.*, 1977; WRIGHT & PLATT, 1995), são elementos que confirmam uma sedimentação em ambiente peri-litoral (essencialmente supramareal) de planície evaporítica restrita mista, adjacente às fontes terrestres (*e.g.* pântanos ou charcos salinos efémeros). Quando os influxos de águas subterrâneas de infiltração chegam às lagoas/charcos costeiros hipersalinos, a salinidade reduz-se e favorece assim o crescimento microbiano nas partes marginais mais superficiais, especialmente em torno dos pontos de infiltração, com desenvolvimento de estruturas de dessecação específicas induzidas pelos tapetes microbianos e pelos biofilmes (AREF MAM *et al.*, 2014; TAHER, 2014).

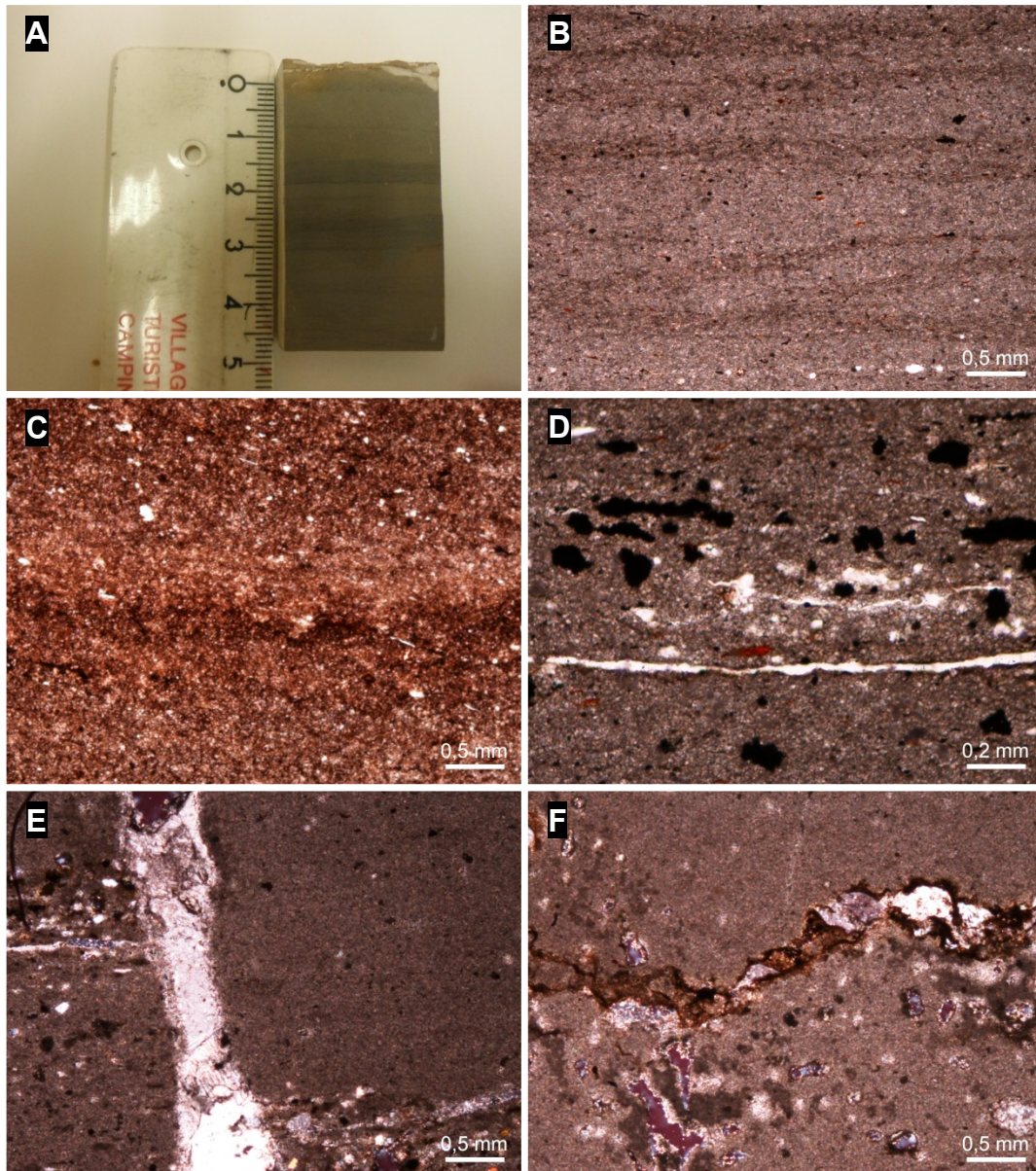
De acordo com observações recentes desenvolvidas na zona litoral moderna da *Trucial Coast* (LOKIER *et al.*, 2013), parece que a função dos tapetes microbianos é a de armadilhar e ligar entre si os sedimentos finos (silte e argilas) que entram no sistema, evitando desta forma

a sua remoção pelas correntes de maré, pelas ondas ou pelos processos eólicos (ver também TAHER & ABDEL-MOTELIB, 2014).



**Fig. 79** – Exemplos à meso-escala de areno-pelitos/argilitos laminados com gesso (F1). (A), (B) e (C) – Pelitos cinzentos-amarelados e argilitos negros (ricos em matéria orgânica) com intraclastos angulosos de dolomicritos siltosos e ricos em matéria orgânica laminados, não fossilíferos; (D) - Pelitos variegados em contacto com corpos calcodolomíticos brechóides amarelados suprajacentes; os pelitos localmente mostram algumas evidências de pedogénese (pequenos nódulos de concreções carbonatadas compostas de calcite microcristalina – imagem no canto inferior esquerdo).





**Fig. 80** – Exemplos à meso e micro escalas de dolo-*mudstones* siltosos e ricos em matéria orgânica laminados, não fossilíferos (F2). (A) – Fotografia de uma esquirola de dolomito onde é bem evidente uma laminação interna com a alternância de bandas mais espessas/claras e mais finas/escuras; (B) e (C) – Micro-laminação paralela de tipo planar a ondulada onde as lâminas geralmente mais encarniçadas/acastanhadas podem ser interpretadas como sendo o resultado de uma origem mista organo-sedimentar (*i.e.* crostas microbianas crípticas); (D) – Passagem entre lâminas essencialmente dolomitríticas e outras com uma maior concentração de matéria orgânica e pirite (fragmentos negros) e outros componentes terrígenos (*e.g.* grãos de quartzo e micas); (E) – Laminação lateralmente interrompida e deslocada por uma fratura claramente pós-deposicional preenchida por calcite espática; (F) – Importante porosidade aberta vacuolar e de fratura com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro, onde as paredes dos vazios de dissolução se apresentam revestidas por uma fina auréola de cimento essencialmente microsparítico.

No que diz respeito ao escurecimento das F1 e F2 (que por vezes faz com que se tornem mesmo negras) (Figs. 79 e 80), este é entendido, de uma forma geral, como sendo o resultado da decomposição bacteriana de matéria orgânica (oxidação por bactérias sulfato-redutoras), com precipitação de pirite (framboidal) (WILKIN *et al.*, 1997; FOLK, 2005; entre outros). O transporte e a entrada de material terrígeno no sistema, com o ferro geralmente a

ser absorvido pelos sedimentos finos (silte e argilas), e com um importante influxo de partículas de matéria orgânica e de nutrientes dissolvidos (fosfatos e nitratos), foram com muita probabilidade importantes fatores no desenvolvimento destas fácies. Neste contexto, a abundância de nutrientes proporciona um incremento da produtividade primária que, por seu turno, determina um alto consumo de oxigênio dos organismos bentônicos e das bactérias aeróbicas (HALLOCK & SCHLAGER, 1986); eventualmente, este facto leva a uma eutrofização do meio, a uma degradação anaeróbica da matéria orgânica por redução sulfato-bacteriana e à formação de pirite (sobretudo em ambientes protegidos com baixa troca de águas). Tais condições verificam-se, geralmente, em águas de fundo pobres em oxigênio<sup>128</sup>, ou em sedimentos anóxicos em baías mais ou menos estagnadas (lagunas)<sup>129</sup>, lagoas costeiras e charcos com diferentes salinidades (STRASSER, 1984) e na presença de sulfuretos de ferro (JØRGENSEN, 1983; BERNER, 1989).

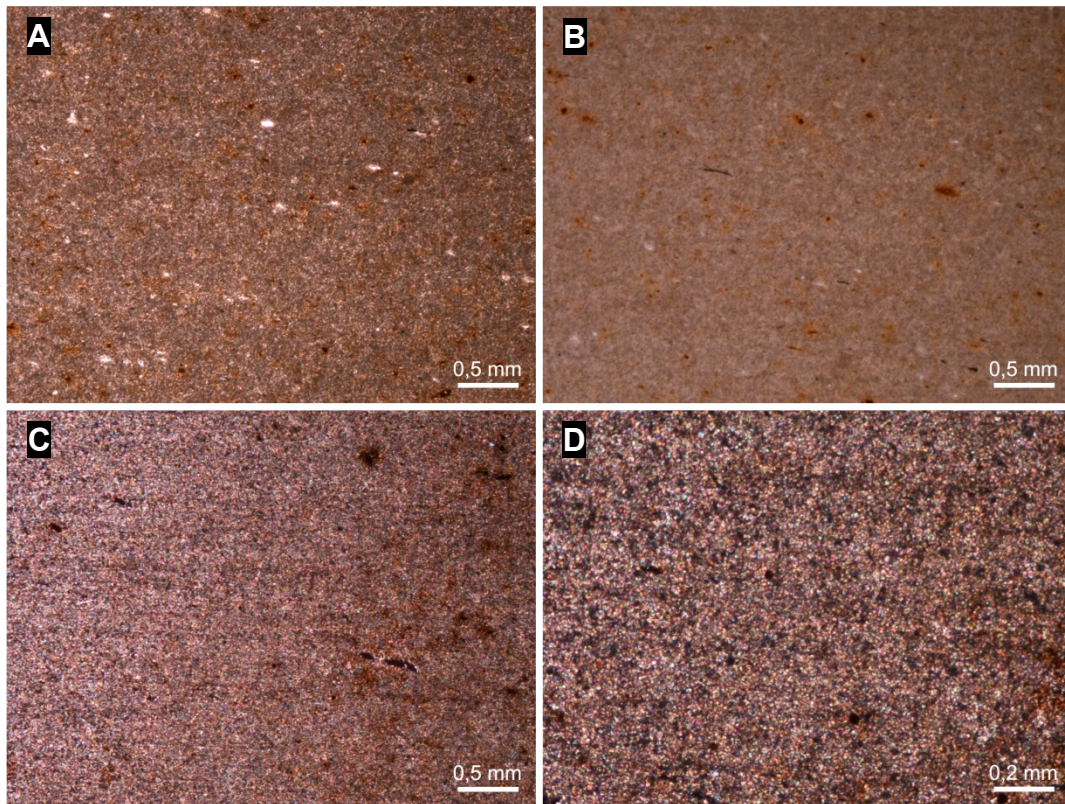
No caso das **F3** e **F4**, de acordo com SIBLEY & GREGG (1987), um calcilito parece ser o precursor ideal de uma matriz dolomífrica unimodal por causa da sua textura homogênea, pois fornece um maior número de núcleos ativos para os cristais em formação. Desta forma, a matriz dolomífrica maciça observada pode ser interpretada como sendo uma vasa carbonatada dolomitizada de origem físico-química (*i.e.* através de uma precipitação desencadeada pelas variações de salinidade do meio e pelas flutuações de temperatura da água - micrite não biogénica ou inorgânica) (WILSON, 1975; SHINN *et al.*, 1989). Tal origem confirma-se também pelo tamanho dos cristais de dolomite observados (textura microcristalina a finamente cristalina – dolomicrite a dolomicrosparite) e pela completa falta de fósseis. De facto, esta última característica, juntamente com a completa ausência de bioturbação, excluem uma possível interpretação de ambiente restrito intermareal inferior a submareal (lagunar) (SHINN, 1983; FLÜGEL, 2004). No caso específico da **F3**, a ocorrência de uma vaga (micro) laminação relíquia pré-dolomitização (**Fig. 81**), juntamente com raros *bird's-eye* laminóides e pseudomorfozes de evaporitos entre estratos e um índice de exposição entre 90-100, constituem-se como critérios diagnósticos que apontam para um ambiente deposicional intermareal superior a supramareal (SHINN, 1983; JAMES, 1984; HARDIE & SHINN, 1986; FLÜGEL, 2004). A total ausência de estruturas sedimentares na **F4** sugere uma posição relativamente alta no sistema marginal, por cima da planície de maré, a uma distância considerável do mar ou, eventualmente, em correspondência com uma pequena elevação topográfica (*e.g.* uma crista de praia). Particularmente, em **F4** (**Fig. 82**) a falta de uma assinatura microbiana evidente fortalece a interpretação físico-química em contexto supramareal com condições de baixa energia, hipersalinas e de forte evaporação (exemplos atuais são as lagoas salinas efémeras da costa do Mar Vermelho - Egipto) (TAHER, 2014). Vasas calcítico-magnesianas com esta origem foram observadas ao longo da *Trucial Coast* e

---

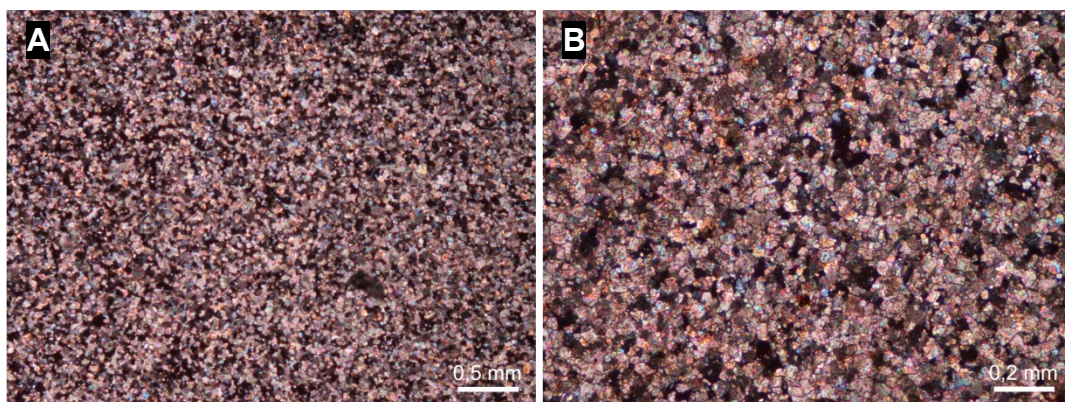
<sup>128</sup> É o caso dos níveis de dolomicritos negros, por vezes fossilíferos, incluídos na F15.

<sup>129</sup> É o caso das fácies dolomífricas negras que, por vezes, se observam na F10.

no Mar Morto onde o *stress* fisiológico induzido pelos influxos episódicos de águas marinhas, a que se junta a ligeira hipersalinidade das águas de inundação e das subterrâneas, proporcionam a completa exclusão dos organismos marinhos (FLÜGEL, 2004).



**Fig. 81** – Exemplos à micro-escala de dolo-*mudstones* vagamente laminados não fossilíferos (**F3**). (A) e (B) – Vaga (micro) laminação interna relíquia (pré-dolomitização) observável depois de inserir uma folha de papel branco comum entre a lâmina delgada e o prato iluminado do microscópio; (C) e (D) - Raros *bird's-eyes* laminóides e uma certa gradação vertical e lateral entre dolomicrite/dolomicroparite onde se vislumbra uma possível laminação - interpretável, pelo menos em parte, como sendo o resultado de uma origem mista organo-sedimentar (*i.e.* crostas microbianas crípticas).



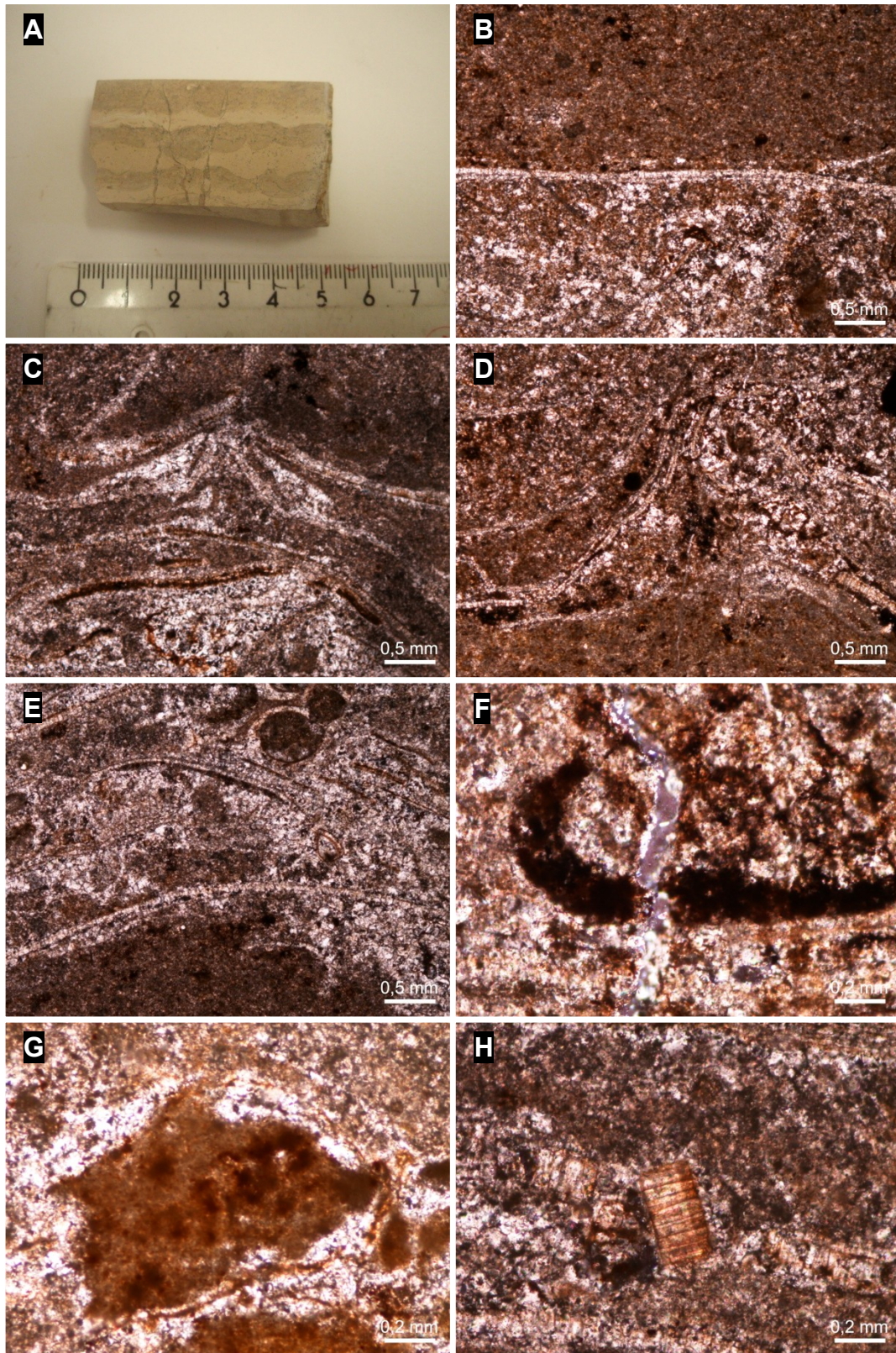
**Fig. 82** – Exemplos à micro-escala de dolomitos maciços microcristalinos, não fossilíferos (**F4**). (A) e (B) – dolomicroparite unimodal de tipo planar-s com alguma porosidade aberta intercristalina.

Claro que nesta análise é essencial ter em conta que o processo de dolomitização, desde cedo (singenético), pode transformar um sedimento original com textura grão-suportada num outro com textura diagenética matriz-suportada, pelo que todas as interpretações paleoambientais que se seguem podem apontar na direção errada (FLÜGEL, 2004). Além disso, carbonatos finos (*mudstones*) não fossilíferos também podem ocorrer em bacias profundas (e.g. SCHOLLE *et al.*, 1983; TUCKER, 1991). No entanto, no caso particular da **F4**, um subambiente supramareal/intermareal superior é suportado também tendo em conta o contexto sedimentar em que se insere, assim como a interpretação das fácies imediatamente acima, abaixo e para os lados. Análogos modernos para estas fácies são as lagoas de maré intermareais (TUCKER & WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

Na **F5** (*mudstones/grainstones*) a laminação granocalibrada irregular ondulada a enrugada de pequena escala (milimétrica) (**Fig. 83**), em associação com abundantes *bird's-eye* irregulares e laminóides (SCHOLLE *et al.*, 1983), pseudomorfofos de evaporitos entre estratos (DEAN & ANDERSON, 1982), fendas de dessecação de tipo prismático à micro-escala (*prism-cracks in* DEMICCO & HARDIE, 1994), muito baixa diversidade biótica (essencialmente fragmentos de moluscos) e um índice de exposição de 55-80, no conjunto constituem-se como critérios de diagnóstico que apontam para um ambiente deposicional intermareal superior a supramareal (SHINN, 1983; JAMES, 1984; HARDIE & SHINN, 1986; FLÜGEL, 2004), com exposição subárea intermitente. As estruturas laminadas observadas (**Fig. 83**), no seio de leitões (5-6 mm) de *grainstones* e *packstones* bioclásticos/peloidais, podem ser interpretadas como o resultado da ação ligante de tapetes microbianos que armadilham os sedimentos mais grosseiros (essencialmente fragmentos de moluscos e pelóides) durante as marés vivas ou as tempestades (SUAREZ-GONZALES *et al.*, 2014)<sup>130</sup>. Eventos episódicos de alta energia (tempestades) inundam a planície de maré com águas e sedimentos e, ao mesmo tempo, proporcionam a remobilização das crostas microbianas previamente formadas, mas ainda não completamente litificadas; este processo pode estar na origem dos *rip-up* intraclastos (SHINN, 1983; DEMICCO & HARDIE, 1994; FLÜGEL, 2004) observados na **F5**. A mudança substancial no tamanho dos grãos entre lâminas (alternância entre lâminas milimétricas densamente empacotadas de dolomito bioclástico/peloidal e lâminas com textura matriz-suportada, com crostas microbianas) é uma das características do regime intermareal onde ocorrem mudanças rápidas na velocidade das correntes e das ondas.

---

<sup>130</sup> Num ambiente deposicional perimareal com forte evaporação, os grãos sedimentares iniciais são ligados entre si pela atividade microbiana concentrada nas camadas micríticas, onde o efeito vinculante é eventualmente reforçado por uma dolomitização singenética (com os micróbios/bactérias envolvidos na mineralização – MAZZULLO, 2000; BONTIGNALI *et al.*, 2010), acompanhada por uma cimentação intergranular. A fábrica dos depósitos microbianos atualmente em formação em ambiente perimareal pode ser muito variada (laminada, sub-laminada, recortada, irregular, criptomicrobiana, em coágulos, etc.), dependente da quantidade de grãos carbonatados finos e de bioclastos disponíveis, da intensidade da bioturbação, da capacidade de crescimento microbiano e da propensão em armadilhar/ligar ou de induzir a precipitação de carbonatos (JAHNERT & COLLINS, 2013).



**Fig. 83** – Exemplos à meso e micro escalas de dolo-*mudstones/grainstones* laminados e fenestrados com bioclastos/pelóides (**F5**). (A) Fotografia de uma esqúirola de dolomito onde é bem evidente uma laminação interna milimétrica granocalibrada irregular ondulada a enrugada, com algumas estruturas de dessecação prismáticas, e a alternância entre bandas mais claras (*mudstone*) e outras mais escuras (*grainstone/packstone* com bioclastos/pelóides densamente empacotados); (B) – Passagem entre lâminas; (C) e (D) – Micro-estruturas de dessecação prismáticas; (E) e (F) – Possíveis estruturas microbianas irregulares/hemisféricas (as mais encarniçadas/acastanhadas), em associação com fragmentos de moluscos, ostracodos e pelóides; (G) – Litoclasto dolomicrítico remexido (*rip-up intraclast*); (H) – Possíveis fragmentos de bivalves (?) (no centro da imagem).

Para além disto, a forma e o tamanho dos pelóides observados na **F5** e a sua associação com tecidos laminados permitem interpretá-los como pelóides de origem micróbica que geralmente ocorrem em salinas ou lagoas hipersalinas sob condições intermareais (GERDES *et al.*, 1994; KAZMIERCZAK *et al.*, 1996), correspondentes aos chamados *pelletal tidal-flat* de STEINHOFF & STROHMENGER (1996). Também na **F5**, a falta de evidências que apontem para exposições subáreas prolongadas (*e.g.* estruturas pedogenéticas, *tepee*, assim como cimentos gravitacionais) (ASSERETO & KENDALL, 1977; FLÜGEL, 2004), reforça o predomínio de um intermareal superior em detrimento do supramareal. Análogos modernos para esta fácies (com abundante fenestras e estruturas laminadas) são os ambientes de intermareal superior descritos para as planícies de maré do Golfo Pérsico, Flórida e Bahamas (*e.g.* CURTIS *et al.*, 1963; SHINN, 1983; FRIEDMAN, 1995; MAZZULLO, 2000; FLÜGEL, 2004)<sup>131</sup>.

A **F6**, tendo em conta a sua organização interna vertical e lateral (**Tab. 1**), mostra claramente tratar-se de uma típica brecha interna (FÜCHTBAUER & RICHTER, 1983; FLÜGEL, 2004), onde a composição dos litoclastos e as respetivas características morfoscópias apontam para uma fragmentação *in situ* das F2, F3, e F5. A íntima associação com falhas sin-deposicionais, juntamente com a fragmentação progressiva das camadas dolomíticas próximas à superfície de contacto destas estruturas, são mais uma indicação da origem pene-contemporânea da fácies.

Nas **F5** e **F6** é possível identificar evidências de uma micro-paleocarsificação incipiente: *i.e.* fissuras verticais/horizontais preenchidas por micro-brechas matriz a clasto-suportadas e cimentadas com uma microsparite/esparite e/ou abundantes óxidos/hidróxidos de ferro (*fissure fill breccia in situ* FLÜGEL, 2004) (RICHTER & FÜCHTBAUER, 1981; ESTEBAN & KLAPPA, 1983; SPENSE & TUCKER, 1999; GANDIN *et al.*, 2005) (**Fig. 84**). Pode afirmar-se com muita probabilidade que estas fissuras foram na sua origem estruturas de dessecação (*mud-cracks* as verticais e *sheet-cracks* as horizontais) de um laminito de planície de maré, posteriormente alargadas pela dissolução, em condições vadosas<sup>132</sup>. A porosidade de dissolução (aqui entendida como micro-carsificação incipiente), evidenciada para as F2, F3 e F5, é um ulterior elemento diagnóstico que aponta para um intermareal superior a supramareal. Todas as evidências de exposição documentadas para as **F5** e **F6**, apesar da presença muito reduzida (talvez não corretamente estimada a causa do exíguo número de afloramentos observados e de lâminas delgadas realizadas), são de extrema significância do ponto de vista paleoambiental, nomeadamente em sugerir condições de emersão temporárias (efémeras e

---

<sup>131</sup> Estudos mais recentes sobre laminitos microbianos no Arquipélago de Exuma (Bahamas), mostram como os tapetes microbianos planares a enrugados crescem com frequência acima do baixo nível médio do mar ou na planície de maré periodicamente inundada e exposta (REID *et al.*, 2011).

<sup>132</sup> Estas estruturas podem também ser interpretadas como sendo as brechas de dessecação de FREYTET & PLAZIAT (1982), indicativas de períodos relativamente longos de exposição (com carsificação incipiente mas sem o desenvolvimento de um paleosolo), a constituir-se também como importantes fontes de intraclastos.

localizadas) e/ou *hiatus* indicativos das variações de salinidade da planície de maré (HUSINEC & READ, 2011; PALMA *et al.*, 2013).



**Fig. 84** – Dois exemplos de fissuras verticais/horizontais preenchidas por micro-brechas calco-dolomíticas matriz a clasto-suportadas e cimentadas com microsparite/esparite e abundantes óxidos/hidróxidos de ferro e interpretadas como sendo as evidências de uma micro-paleocarsificação incipiente durante a deposição das **F5** e **F6**.

#### 4.2.1.2 Associação lagunar (AF2)

No caso específico da área de estudo, as fácies do **Grupo de Coimbra** consideradas como representativas de regime lagunar são as **F7**, **F8**, **F9** e **F10** (**Tab. 1**). Identifica-se a predominância de sedimentos com textura matriz-suportada, com a presença constante de dolomitos ferruginosos/argilosos, localmente ricos em matéria orgânica), dolomitos calcários e calcários dolomíticos (ou calcários completamente recristalizados), micríticos/microsparíticos, maciços, bioturbados, pouco fossilíferos (quantidades variadas de bioclastos disseminados, da ordem dos 1-15%), com muito baixa diversidade biótica (fauna restrita) (**F10**), a que se juntam margas laminadas e geralmente peliculares. Uma particularidade deste ambiente, sobretudo na interface com o subambiente intermareal, é a presença muito local de fácies grão/clasto-suportadas, onde se distinguem arenitos dolomíticos (dolo-intra/biomicrosparíticos a dolo-pelmicríticos com oóides) (**F7**) e corpos de quartzarenitos (localmente arcósicos, grosseiros a muito grosseiros) (**F9**), assim como leitos finos de brechas monomíticas deposicionais descontínuas (essencialmente matriz-suportadas) (**F8**).

Trata-se de uma associação de fácies (**AF2**) (**Fig. 78**) acumuladas em condições gerais de baixa energia (**F10**), a que se juntam outras fácies sedimentadas nas mesmas condições mas possivelmente geradas em ambientes/subambientes relativamente mais proximais (supra/intermareais ou mesmo terrestres) (**F7**, **F8**, **F9**) durante inundações periódicas do sistema (ocorrência de tempestades/temporais) e sucessivos transportes através de fluxos

unidirecionais de retorno<sup>133</sup>. Os elementos de diagnóstico que permitem classificar as **F7**, **F8** e **F9** (Fig. 85) como depósitos de tempestades proximais (*sensu* AIGNER, 1985; MYROW & SOUTHERD, 1996), na transição entre um submareal superior e um intermareal inferior, são:

- 1) O caráter granulométrico, textural e mineralógico (*i.e.* calcarenitos micáceos, por vezes bioclásticos, brechas calco-dolomíticas matriz-suportadas e quartzarenitos grosseiros a muito grosseiros);
- 2) A base abrupta e erosiva das camadas (frequentemente amalgamadas a formar espessos estratos);
- 3) A granocalibragem com alternância entre níveis (bio)detríticos com laminação planar paralela a entrecruzada de baixo ângulo e níveis com textura fina (essencialmente dolomicrite/dolomicrosparite) na **F7**;
- 4) A presença de uma estruturação convoluta e de uma orientação preferencial que caracteriza os clastos maiores da **F8**;
- 5) A composição dolomicrítica dos litoclastos da **F8**, juntamente com as respetivas características morfoscópias e a presença, na **F7**, de dispersos oóides esféricos (por vezes elípticos), micríticos a concêntricos com uma/duas finas lâminas tangenciais mais externas ainda reconhecíveis apesar da intensa dolomitização (oóides de ambiente restrito - tipo 4 na classificação de STRASSER, 1986 *in* FLÜGEL, 2004), em associação com pelóides fecais (e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (TUCKER & WRIGHT, 1990), todos elementos que apontam para a erosão da adjacente faixa perimareal, remobilização dos oóides e dos litoclastos e deposição na laguna, após a estruturação de um local complexo de barreira;
- 6) O facto de todas estas fácies (**F7**, **F8** e **F9**) intercalarem com margas e dolomicritos maciços/bioturbados (**F10**).
- 7) Na **F8** acrescenta-se a geometria dos estratos muito finos e lateralmente descontínuos, lenticular ou tipo-cunha, e a presença de uma micro-brecha a flutuar na matriz dolomitizada que preenche os interstícios entre os clastos maiores, todos elementos que apontam para uma típica brecha deposicional (*sensu* DEMICCO & HARDIE, 1994; FLÜGEL, 2004; entre outros).

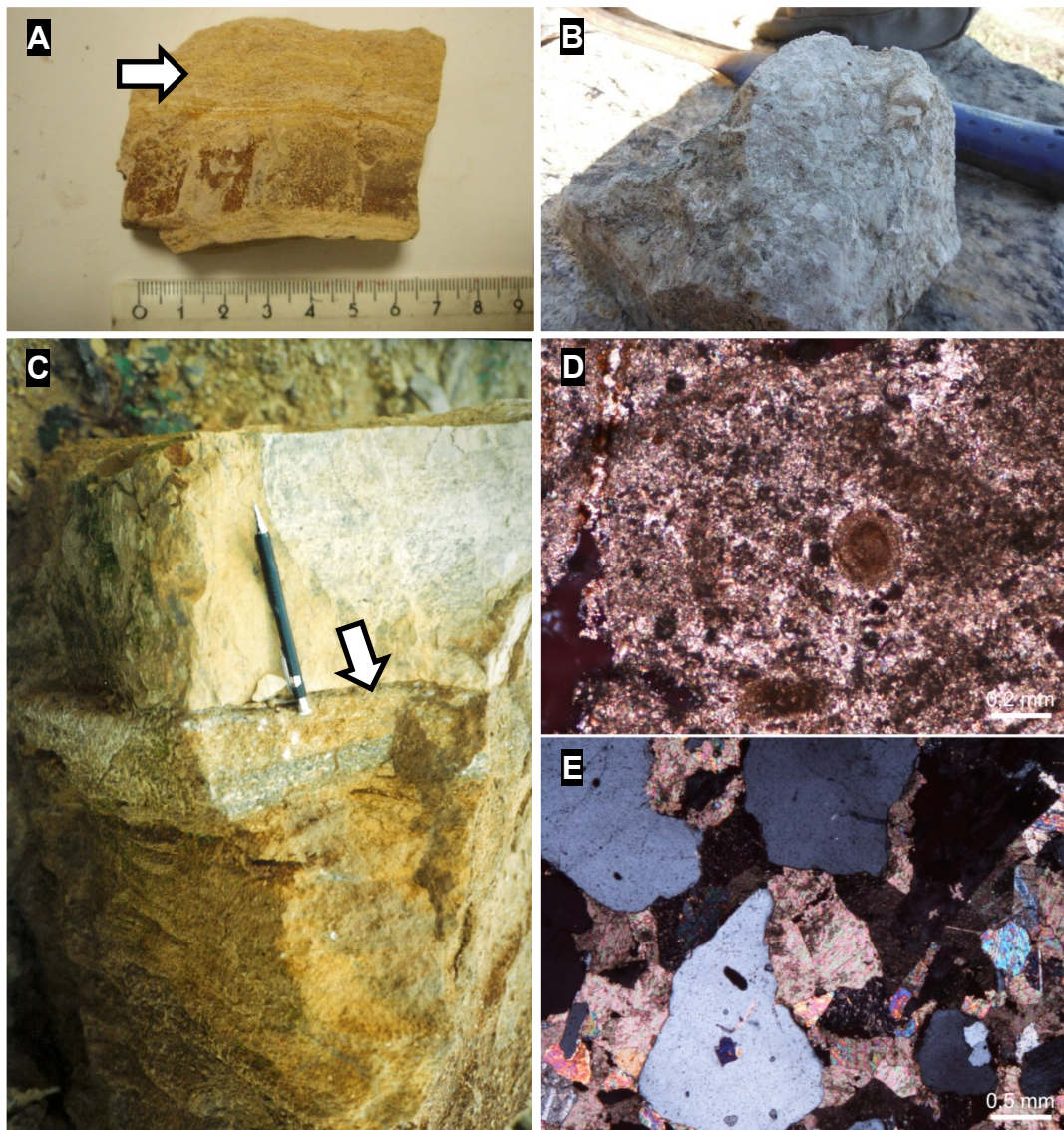
A falta de evidências de exposição subaérea temporária ou prolongada (*e.g.* estruturas de dessecação, *fenestras*, *tepee*, paleosolos, etc.), a textura maciça e dolomicrítica (*mudstones/wackestones*), a bioturbação (com o material de enchimento das tocas rico em pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) (SUN & WRIGHT, 1989; TUCKER & WRIGHT, 1990) e uma fauna muito escassa e restrita (essencialmente fragmentos de moluscos, possíveis ostracodes e mais raros fragmentos de equinodermes), permitem

---

<sup>133</sup> As tempestades que ocorrem em direção ao continente geram correntes que levam à acumulação de águas e sedimentos nas regiões costeiras ou mesmo nas lagunas; durante o declínio da intensidade da tempestade geram-se correntes de fundo em direção ao mar aberto (*i.e.* correntes de retorno), que transportam os sedimentos essencialmente de baixa-praia nos ambientes mais distais e relativamente mais profundos (FLÜGEL, 2004).



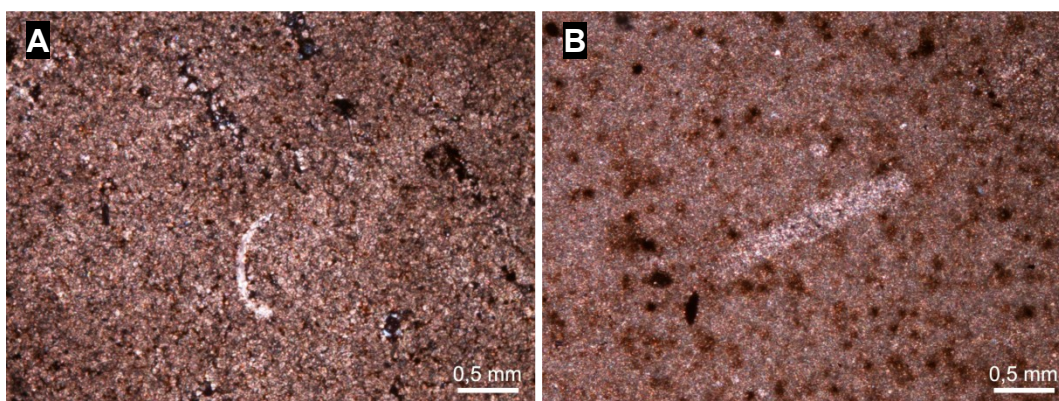
diagnosticar um claro ambiente lagunar, com circulação hídrica limitada, para a **F10** (Fig. 86)<sup>134</sup>.



**Fig. 85** – Exemplos à meso e micro escalas de fácies grão/clasto-suportadas relacionadas com inundações periódicas do sistema perimareal (ocorrência de tempestades/temporais) e transporte através de fluxos unidirecionais de retorno em direção à laguna. (A) – Alternância entre níveis mais competentes e acastanhados de dolomicritos com níveis de dolomitos (bio)detríticos amarelados e com laminação entrecruzada (**F7**); (B) - Brecha monomítica deposicional (essencialmente matriz-suportadas) onde se vislumbra uma micro-brecha a flutuar na matriz que preenche os interstícios entre os clastos maiores (**F8**) (o martelo de geólogo faz de escala); (C) - Quartzarenitos localmente arcósicos, grosseiros a muito grosseiros e cimentados (**F9**) a interstratificarem com dolomitos maciços amarelo-acizentados; (D) – Fotomicrografia de dolomia arenosa em (A), onde se evidencia (no centro da imagem) a presença de um oóide esférico concêntrico com algumas lâminas finas tangenciais mais externas; (E) - Microfotografia do quartzarenito em (C) onde entre os cristais de quartzo se reconhece um cimento de calcite espática com cristais de grão médio a grosseiro em blocos.

<sup>134</sup> Alguns *Rhizocorallium* (KNAUST, 2013) foram identificados ao longo de superfícies de *hardground*, mas estes não são ambientalmente diagnóstico uma vez que podem ser encontrados em todas as configurações submareais: desde pouco profundas e restritas até marinhas abertas.

A presença esporádica e muito reduzida de fragmentos de equinodermes (usualmente organismos estenoalinos) indica que a sucessão lagunar local não foi sempre completamente restrita, sugerindo a ocorrência de algumas trocas de águas entre o mar e a laguna (razão pela qual se opta pela designação de “laguna essencialmente restrita”) <sup>135</sup>. Ainda assim, a presença de uma barreira entre a laguna e o mar aberto, a restringir o influxo marinho, é, desde já, comprovada pela ocorrência dos leitos margosos (por vezes peliculares) que intercalam com a **F10** e que são interpretados como o resultado de uma sedimentação (por decantação) das partículas mais finas presentes em suspensão durante períodos de calma energética sem influxos/refluxos hídricos. Não foram encontradas, para já, evidências que apontem para a existência de verdadeiros canais de comunicação com o exterior desta barreira <sup>136</sup>.



**Fig. 86** – Exemplos à micro-escala de dolo-*mudstones/wackestones* maciços com escassa fauna marinha restrita (**F10**). (A) – Dolomicrito a dolomicrosparite com um fragmento de molusco (!) (no centro da imagem) e uma porosidade aberta intercrystalina e vacuolar (por vezes moldada); (B) – Dolomicrito com óxidos/hidróxidos de ferro, alguma porosidade essencialmente vacuolar e um fragmento de bioclasto indiferenciado substituído por uma dolomicrosparite mais límpida e invariavelmente mais grosseira da massa de fundo circundante.

O grande predomínio de matriz nas fácies desta associação é claramente consistente com as condições hidrodinâmicas fracas que caracterizam a generalidade do ambiente lagunar. Normalmente esta componente fina é interpretada como sendo uma vasa carbonatada original e/ou resultante (em parte) da compactação de sedimentos peloidais (LEINFELDER, 1986), apontando para condições de uma certa turbidez das águas que, por sua vez, implicariam uma zona fótica relativamente pouco profunda (DAHANAYHAKE, 1983; RATCLIFFE, 1988).

Nas fácies dolomíticas que caracterizam esta associação, os componentes não carbonatados reconhecidos em lâminas delgadas, e por vezes confirmados em DRX, são essencialmente quartzo e minerais de argila, muito subordinadamente pirite e restos de matéria

<sup>135</sup> Nota-se que, nos raros casos em que se observaram (em lâmina delgada) pequenos fragmentos de equinodermes, estes, ao contrário de todo o resto da amostra, não se apresentavam dolomitizados. A dolomitização parece ser, neste caso, seletiva e não difusa, substituindo a micrite intragranular enquanto o próprio grão sofre dissolução e enchimento sucessivo por calcite.

<sup>136</sup> Este facto, juntamente com a respetiva maior abundância de depósitos de tempestades, aponta para um regime de tipo micromareal - i.e. amplitude entre maré inferior aos 2 m.

orgânica, todos claramente em quantidades mais reduzidas (<10%) em relação às fácies que compõem a associação perimareal, onde são bastante mais abundantes (até >30%). No caso específico dos grãos de quartzo, estes são pequenos em diâmetro (<50 µm) e morfoscopicamente angulosos a sub-angulosos, raramente redondos (os de maior dimensão), com baixa esfericidade, e aqui interpretados como sendo de origem eólica<sup>137</sup>. Referências atuais são os sedimentos eólicos das planícies de maré de clima árido/semiárido que contêm cerca de 60% de dolomite detrítica (a rondar os ~30 µm em diâmetro), juntamente com um silte constituído por partículas de quartzo com as mesmas dimensões (SHINN, 1983).

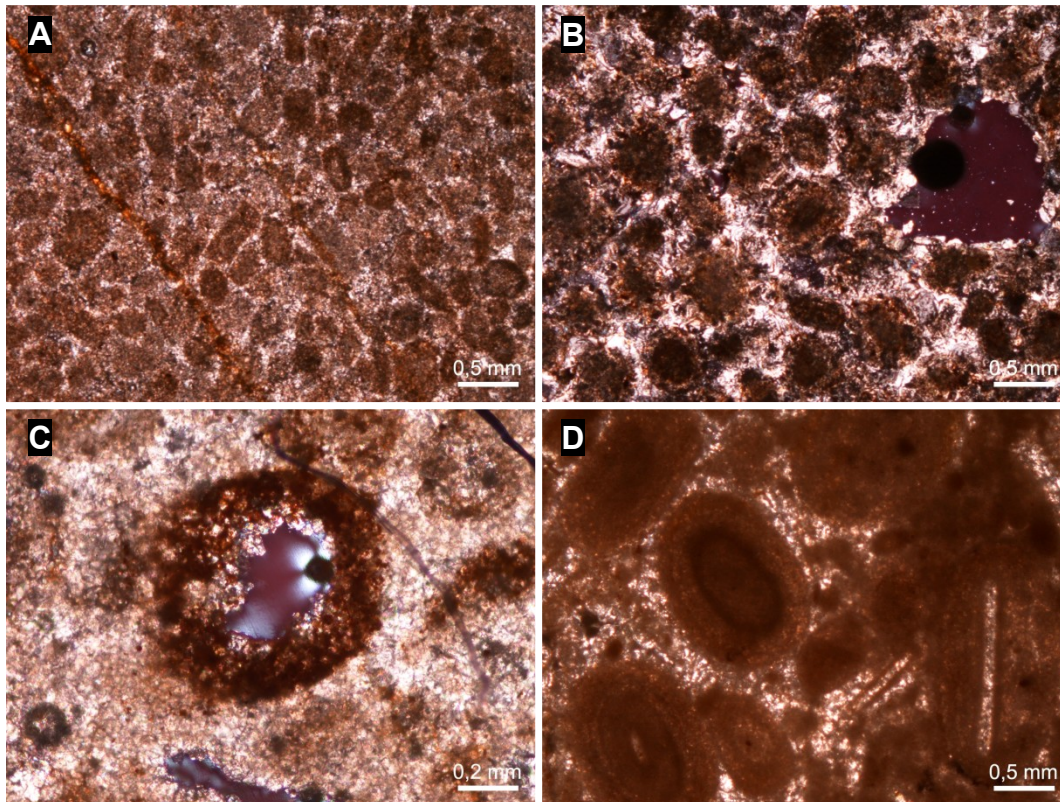
#### 4.2.1.3 Associação de barreira (AF3)

No caso específico da área de estudo, as fácies do **Grupo de Coimbra** consideradas como representativas de um **complexo de barreira** são as **F11, F12 e F13 (Tab. 1)**. Identificam-se diferentes tipos de corpos arenosos carbonatados (dolo-oo/pelmicritos a dolo-oo-sparitos com bioclastos e dolo-intra/bio/oo/pelmicritos, todos com diferenciada estratificação/laminação entrecruzada relíquia) (**F12, F13**) aos quais se associam, na interface com a laguna (em ambiente mais calmo) fácies mais finas constituídas de dolo-pelmicritos e dolo-pelmicrosparitos (**F11**).

Trata-se de uma associação de fácies (**AF3**) (**Fig. 78**) acumulada em condições geralmente de alta energia em mar aberto (**F12 e F13**), com baixa profundidade e com a predominância de texturas grão-suportadas (*packstones/grainstones*) (**Fig. 87**). De facto, a presença de uma diversidade biótica mais alta (frequentes bioclastos de moluscos, raros foraminíferos e equinodermes, possíveis ostracodos), a ocorrência de uma componente clástica constituída por bioclastos, intraclastos, pelóides (fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama) e oóides micríticos esféricos com muito finas lâminas tangenciais (concêntricas) (tipo 1 na classificação de STRASSER, 1986 *in* FLÜGEL, 2004), a presença de estruturas hidrodinâmicas - estratificação/laminação entrecruzada de baixo ângulo (localmente relacionada com ripples), até entrecruzada côncava – são elementos que sugerem uma alta energia das ondas ou um ambiente constantemente influenciado pelas marés, acima do nível-base da ondulação normal em condições submareais a intermareais e com uma oxigenação e salinidade normais. *Grainstones* com as mesmas características são descritos em vários ambientes modernos e são produzidos em águas muito pouco profundas a constituir bancos de areias essencialmente submareais (*e.g. Trucial Coast*) (PURSER, 1973).

---

<sup>137</sup> De facto, para os grãos de quartzo angulosos com dimensões do silte (4-63 µm) na maioria dos casos admite-se uma origem terrígena ligada ao levantamento das partículas pelo vento a partir de uma superfície desértica (seca) e suspensão no ar como poeira eólica; as partículas mais finas podem ficar em suspensão no ar por semanas e viajar por milhares de quilómetros, em oposição às maiores (desde 20 µm, ou mais) permanecem na atmosfera apenas alguns minutos/horas e podem viajar só algumas dezenas/centenas de quilómetros (PÉWÉ, 1981).



**Fig. 87** – Exemplos à micro-escala de dolo-wackestones/packstones peloidais e dolo-packstone/grainstone oolíticos/peloidais e multicomponentes. (A) – Dolo-pelmicrito a dolo-pelmicrosparito onde os grãos se apresentam com a típica forma oval, arredondados a alongados (em bastonete) que permite classificá-los como pelóides fecais e/ou pequenos intraclastos remexidos de lama (F11); (B) – Dolo-oosparito com uma importante porosidade intergranular e intragranular a vacuolar (F12); (C) – Evidencia-se a dissolução preferencial do núcleo de um oóide com recristalização nas paredes internas do vacúolo; (D) – Exemplos de multicomponentes a constituir algumas das fácies de barreira (F13).

Na F11 (wackestones/packstones) (Fig. 87) a prevalência de componentes não esqueléticos constituídos essencialmente por pelóides fecais, numa massa de fundo essencialmente dolomicrocítica a dolomicrosparítica, e uma fauna muito restrita constituída essencialmente por raros fragmentos de moluscos, indicam condições relativas de mais baixa energia, o que aponta para um subambiente de transição entre o complexo de barreira e a laguna *p.d.*. Vários exemplos de ilhas ou simplesmente bancos/cristas arenosas que reduzem a influência marinha no litoral e permitem o desenvolvimento de uma laguna foram observadas e interpretadas em sucessões sedimentares holocénicas e mais antigas (LOREAU & PURSER, 1973; BURCHETTE, 1987; HANDFORD, 1988; entre outros). Nas fácies que compõem a AF3, no Grupo de Coimbra, os processos de dolomitização/desdolomitização observados não permitem desvendar com o detalhe devido a geometria interna destes corpos calcareníticos que, intercalados com as fácies lagunares (F10), nunca ultrapassam os  $15 \pm 2$  m de espessura total.

#### 4.2.1.4 Associação de transição rampa interna/intermédia (AF4)

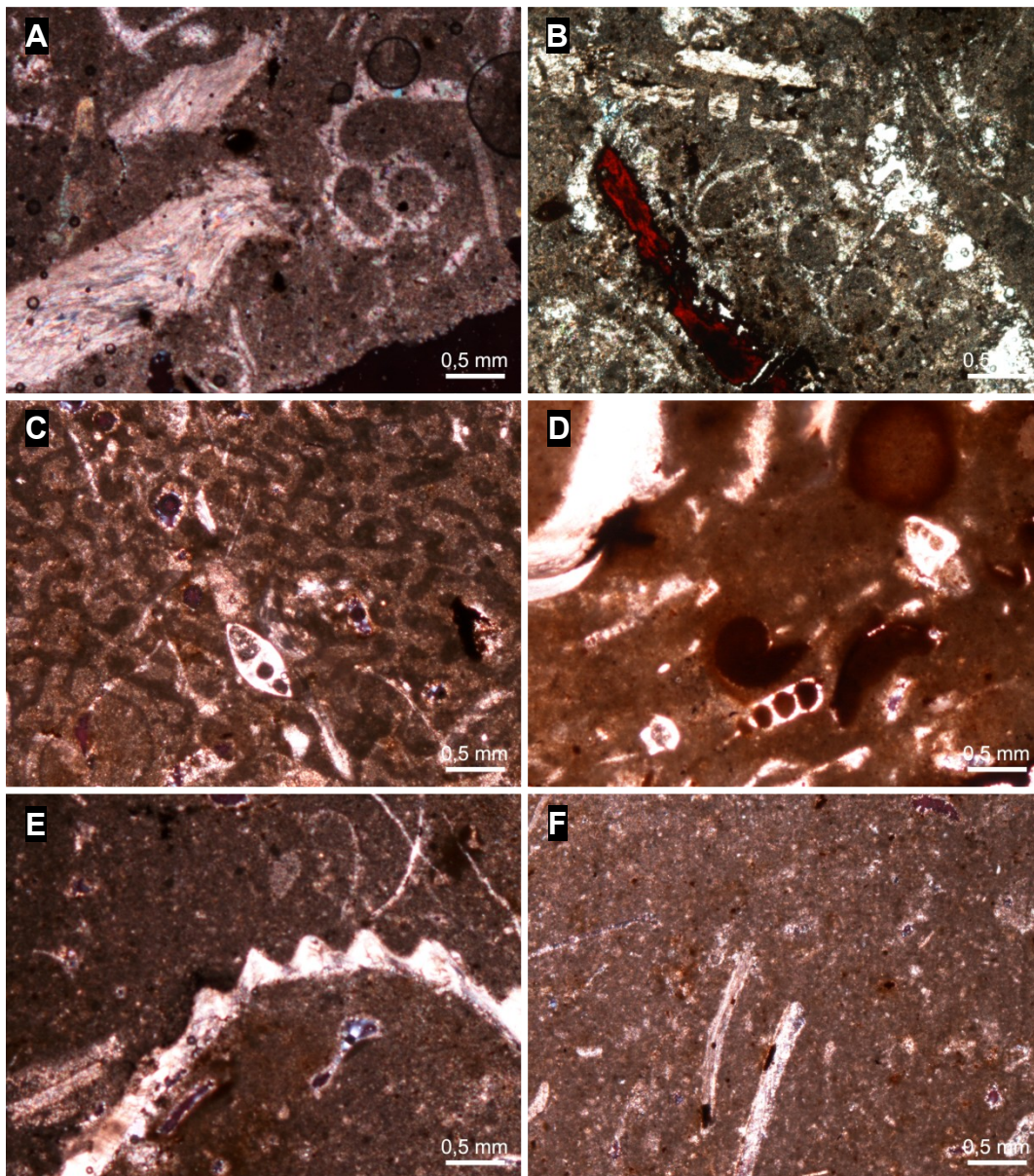
No caso específico da área de estudo, as fácies do **Grupo de Coimbra** consideradas como representativas da transição **rampa interna/intermédia** são as **F14** e **F15** (Tab. 1). Estas fácies constituem uma série mais calcário-margosa, por vezes rica em matéria orgânica (com restos de madeira fóssil), com estratos maciços, fossilíferos, bioturbados e uma acentuada diminuição do carácter dolomítico (**F15**). Por vezes, as fácies que constituem esta série tornando-se biodetríticas/fossilíferas, com fraca estratificação/laminação entrecruzada relíquia oblíqua monticulada (**F14**). Característica principal é a presença de uma rara macrofauna neotónica (Echioceratídeos e Apoderoceratídeos) e abundantes bentos (braquiópodes e bivalves: Pectinídeos, Pholadomídeos, Ostreídeos, assim como Terebratulídeos e Rinconelídeos).

A presença de uma grande diversidade biótica (frequentes bioclastos de moluscos, braquiópodes, raros foraminíferos, equinodermes, ostracodos e um conjunto de macrofauna essencialmente bentónica), o carácter essencialmente matriz-suportado e o facto de interstratificarem com corpos margosos maciços a laminados, permite identificar um contexto marinho aberto, não restrito (**AF4**) (Fig. 78). De facto, esta associação biótica aponta para condições normais de oxigenação e salinidade do meio marinho, ou águas bastantes profundas, com a acumulação esporádica de fragmentos de bioclastos a refletir uma influência das tempestades.

As fácies margosas com laminação paralela e ondulada, a interstratificarem essencialmente com as **F14** (*wackestones/floatstones*) (Fig. 88), com estas últimas localmente constituídas por leitões finos (1-2 cm) densamente empacotados de bioclastos que gradualmente passam a material mais fino (micrítico) e com uma estratificação/laminação relíquia oblíqua monticulada (poucas vezes reconhecível no campo, provavelmente por causa da dolomitização tardia geralmente omnipresente na área de estudo), no conjunto são interpretados como depósitos de tempestades distais (*sensu* AIGNER, 1982), desenvolvidos por cima do nível-base da ondulação de tempestade e por baixo do nível-base da ondulação normal, portanto na faixa superior de mar aberto na transição com o complexo de barreira.

Ao contrário dos depósitos de tempestade proximais, nos tempestitos de ambientes distais as camadas tendem a tornar-se menos espessas, mais delgadas, raramente granocalibradas, mais bem preservadas e mais biogénicas em composição (para os ambientes marinhos abertos mais profundos). Geralmente são matriz-suportadas e com base planar (só ocasionalmente erosiva). Estes depósitos relacionam-se com ondas de tempestades e correntes submarinas, exibindo, muitas vezes, estratos ondulados com curvas suaves e laminação cruzada de baixo ângulo, assim como lâminas com curvaturas convexas/côncavas

para cima (*i.e.* estratificação oblíqua monticulada) (*sensu* HARMS *et al.*, 1975; FLÜGEL, 2004).  
A F14 parece reunir todas estas condições.



**Fig. 88** – Exemplos à meso e micro escalas das fácies bioclásticas e fossilíferas com alta diversidade biótica de ambiente marinho aberto (F14 e F15). (A) e (B) – Bio-pelmicrito fossilífero onde se reconhecem essencialmente fragmentos de moluscos e braquiópodes, assim como possíveis restos de matéria orgânica (*i.e.* o fragmento avermelhado); (C) e (D) – Apesar de alguns problemas técnicos na realização desta lâmina delgada evidencia-se a presença de alguns foraminíferos; (E) e (F) – Biomicritos fossilíferos com fragmentos de braquiópodes, moluscos e pequenos possíveis ostracodos.

Na F15 (*mudstones/wackestones*) (Fig. 88), a ausência de estruturas hidrodinâmicas induzidas pelas ondas ou pelas correntes submarinas, a presença de amonites, bivalves ou braquiópodes, assim como a ocorrência frequente de *Rhizocorallium* e *Thalassinoides*, indicam claras condições de baixa energia (depósito em suspensão) da faixa relativamente mais distal e inferior, em mar aberto, por baixo do nível-base da ondulação normal. Para além disso, a

pirite e a coloração negra que por vezes caracterizam esta fácies indicam também condições de deposição pobres em oxigênio. Assim sendo, infere-se uma forte variação (mudanças nas condições de Eh) entre ambientes/subambientes bem oxigenados profundos (bioturbados) e outros, eventualmente ainda mais profundos, com muito fraca oxigenação (caraterizados pelas fácies negras).

#### 4.2.2 Arranjo vertical das fácies

A caracterização das fácies/microfácies que compõem a sucessão calco-dolomítica local, identificadas nas respetivas colunas estratigráficas de pormenor e transpostas para o perfil litostatigráfico composto geral do **Grupo de Coimbra (Fig. 89)**, permitiu interpretar a distribuição vertical local das associações de fácies. As variações verticais das fácies e associações de fácies podem indicar **tendências batidecrescentes, baticrescentes ou agradantes** (organizadas de forma **cíclica**) que, por sua vez, revelam as dinâmicas sedimentares do sistema (e.g. eventos regressivos/transgressivos, ou mais propriamente abaixamentos/subidas do nível de base).

Neste subcapítulo tenta-se investigar e discutir a interação entre os fatores internos ao ambiente sedimentar e as variações no espaço de acomodação (de origem eustática e/ou tectónica), tendo em conta a heterogeneidade das fácies e das superfícies de descontinuidade reconhecidas para a sucessão calco-dolomítica local da base do Jurássico Inferior da **Bacia Lusitânica**. Naturalmente, longe dos objetivos desta tese está uma análise sequencial de alta resolução (como seria desejável numa sucessão carbonatada desta natureza e neste intervalo temporal), pois esta abordagem tem como principal fim o de inferir as condições paleoambientais (essencialmente topográficas e climáticas), a que se juntam eventuais modificações geomorfológicas/hidrogeológicas induzidas pela tectónica, que podem ter condicionado a situação de **pré-carso** e de **início da carsificação**, na área de estudo.

##### 4.2.2.1 Ciclos deposicionais

A análise da distribuição vertical das fácies que compõem o **Grupo de Coimbra** na região Coimbra-Penela permitiu identificar uma tendência geral de longo-termo (ou de grande escala) de tipo baticrescente, passando de ambientes mais superficiais na base a ambientes mais profundos no topo - *i.e.* passa-se de fácies supra/intermareais e lagunares restritas na **formação de Coimbra** e na **base da formação de S. Miguel**, para fácies submareais de um marinho aberto (mais distal) e relativamente mais profundo na **metade superior da formação de S. Miguel (Fig. 89)**.

A uma escala ligeiramente inferior (média), a sucessão lítica local apresenta-se arranjada em intervalos com espessuras da ordem das dezenas de metros, em que as fácies mostram claras tendências graduais e cíclicas, no sentido vertical. Dois ciclos completos e simétricos (em termos de arranjo vertical das fácies) de médio-prazo foram identificados no intervalo estratigráfico estudado (aqui definidos como ciclos deposicionais e materializados através de **sequências deposicionais**) (SD-A e SD-B) (Fig. 89). Considerando uma extensão temporal a rondar os 10-11 Ma para o intervalo completo (desde o Hetangiano até à base do Pliensbaquiano - COHEN *et al.*, 2013), a estimativa da duração de cada ciclo deposicional de médio-prazo é de ~5,5 Ma, ou seja na ordem de grandeza dos **ciclos de fácies transgressivas/regressivas** (2ª ordem) de JACQUIN & DE GRACIANSKY (1998a,b).

Cada um dos ciclos de média escala, por sua vez, está organizado em quatro ciclos de ordem inferior (pequena escala ou curto-prazo) (Fig. 89), possivelmente equivalentes com os **ciclos de sequência** (3ª ordem) de JACQUIN & DE GRACIANSKY (1998a,b), estes últimos com duração entre os 0,5-3 Ma.

No caso dos das **sequências deposicionais** de média escala identificadas (**SD-A** e **SD-B**), as respetivas superfícies-limites correspondem à expressão proximal de **superfícies transgressivas (ST)** (*sensu* EMBRY, 2002), caracterizadas por superfícies de descontinuidade com caráter erosivo e, por vezes, com exposições subáreas muito localizadas e de curta duração. Trata-se das descontinuidades sedimentares (**D3b**, **D3c** e **D4**) já previamente definidas nos trabalhos de SOARES *et al.* (1993a, 2012) e KULLBERG *et al.* (2013, 2014a,b).

No caso da **SD-A** a superfície de máxima inundação (**SMI**) localiza-se numa posição algo incerta (?) na transição entre os complexos líticos que compõem as unidades M1 e M2 da **formação de Coimbra** (possivelmente correspondente a um intervalo condensado, no Sinemuriano inferior); no caso da **SD-B** a **SMI** identifica-se em correspondência do intervalo constituído pelas fácies negras ricas em matéria orgânica da unidade M7, no topo da **Formação de S. Miguel** (final do Sinemuriano superior - Biozona *Raricostatum*) (Fig. 89).

O limite inferior da **SD-A** (descontinuidade **D3b**) apresenta-se com expressão local e associa-se a uma mudança na arquitetura sedimentar (SOARES *et al.*, 2012), passando dos ambientes essencialmente aluviais da base da **formação de Pereiros** e do topo da **formação de Castelo Viegas**, para outros suprajacentes de transição margino-marinhos (mistos carbonatados-silicilásticos) (**formação de Pereiros** *in* SOARES *et al.*, 2012). A parte transgressiva da **SD-A** está representada por uma tendência baticrescente com fácies supramareais/intermareais sobrepostas por outras submareais de baixa profundidade<sup>138</sup>. A

---

<sup>138</sup> As limitações impostas pela falta de um controle biostratigráfico não permitem uma datação precisa deste intervalo transgressivo, no entanto uma comparação à escala europeia (sobretudo com a **Bacia Basco-Cantábrica**), sugere a atribuição potencial do pico transgressivo (**SMI**) na parte média do Sinemuriano inferior (ver também HALLAM, 1981, 2001; HAQ *et al.*, 1988). De facto, as sequências deposicionais principais reconhecidas na área de estudo parecem



parte regressiva corresponde essencialmente à progradação de um sistema de barreira submareal pouco profundo que lateralmente e superiormente passa a ambientes mais proximais culminantes com uma descontinuidade erosiva (**D3c**) num período temporal algo incerto (?) mas possivelmente correspondente a parte média do Sinemuriano (**Fig. 89**).

O limite basal da **SD-B** corresponde a descontinuidade do topo do ciclo anterior (**D3c**) que envolve alguma micro-paleocarsificação local de curta duração. A fase transgressiva deste segundo ciclo de média escala caracteriza-se por uma sucessão essencialmente agradante de fácies lagunares, com influxos siliciclásticos terrígenos esporádicos (na base), a que segue o aparecimento das primeiras fácies hemiplégicas da sucessão carbonatada local (possivelmente durante as Biozonas *Oxynotum* e *Raricostatum*), representativas de uma rápida subida do nível de base<sup>139</sup>. Os sedimentos mais profundos desta sequência (**SD-B**) correspondem a fácies negras, ricas em matéria orgânica, possivelmente pertencentes à Biozona *Raricostatum* (de acordo com os fragmentos de *Echioceratídeos* encontrados logo abaixo)<sup>140</sup>. A fase regressiva da **SD-B**, muito menos espessa do que a fase transgressiva, corresponde a um aumento da componente calcária em detrimento da margosa e o aparecimento de condições energéticas mais altas no ambiente sedimentar (onde se inclui a presença de estruturas sedimentares hidrodinâmicas oblíquas monticuladas). A ocorrência de *Apoderoceratídeos* permite localizar esta fase regressiva essencialmente na Biozona *Jamesoni* (base do *Pliensbaquiano*), a que se associa um incremento do conteúdo microfossilífero bentónico (bivalves e braquiópodes). No que diz respeito ao limite superior da **SD-B**, como já se referiu, corresponde a uma descontinuidade com carácter erosivo e exposição local, sobreimpressa por uma superfície transgressiva bioturbada (*hardground*) (**D4**). A exposição comprova-se pela presença de formas cársicas (essencialmente lapiás) muito localizadas e observáveis à meso-escala exclusivamente a norte de Coimbra, preenchidas com margas grumosas cinzentas com *Dayiceras sp.* (SOARES *et al.*, 1985a) da **Formação de Vale das Fontes**. Esta última situação pode ser indicativa de uma lacuna estratigráfica local a abranger grande parte da Biozona *Jamesoni* (?), mas com carácter extremamente local.

Focalizando a atenção nos **ciclos de pequena escala** (curto termo, alta frequência), as superfícies-limites foram reconhecidas através de alterações no ambiente deposicional acima e

---

coerentes com os ciclos de fácies T/R (T1-R1 e T2-R2) definidos, para o mesmo intervalo estratigráfico, na Bacia Basco-Cantábrica (Espanha) (QUESADA *et al.*, 2005).

<sup>139</sup> Trabalhos desenvolvidos no mesmo intervalo temporal da **SD-B** mas a uma escala regional (setor norte da **Bacia Lusitânica**) apontam para um hiato (mas sem evidências de exposição) em Peniche (BOUSSAHA *et al.*, 2014), correspondente a pelo menos parte da biozona *Oxynotum* na passagem entre as **formações de Coimbra** e de **Água de Madeiros** (ambas *sensu* DUARTE & SOARES, 2002), enquanto em S. Pedro de Moel esta mesma passagem faz-se na Biozona *Oxynotum* (DUARTE & SOARES, 2002) (ver **Fig. 75**). As diferenciações evidenciadas entre domínios distais (sobretudo Peniche, o mais meridional) e o domínio proximal (região Coimbra-Penela, tratada neste trabalho) sugerem que os sedimentos relacionados com a fase transgressiva da **SD-B** são diacrónicos e correspondem a um prisma sedimentar progressivamente retrogradante na **D3c**, deste uma área bacinal situada a W/NW para uma área mais marginal a E/SE.

<sup>140</sup> Evidências desta fase de inundação foram encontradas também no domínio mais distal da **Bacia Lusitânica** (ver DUARTE *et al.*, 2010).

abaixo do contacto (superfícies de descontinuidade bem marcadas), geralmente coincidentes com a presença de estruturas que indicam erosão submarina (e.g. base dos tempestitos) (**S1**); exposição subaérea (estruturas de dessecação, textura fenestrada, *tepee*, evidências de micro-paleocarsificação, etc.) (**S2**); níveis de condensação (essencialmente *hardground*) (**S3**); ou uma simples mudança de litofácies (**S4**). Trata-se de superfícies de descontinuidade principais (**SDP**), *i.e.* com expressão lateral na área de estudo >1 km. Naturalmente é preciso considerar que cada uma destas superfícies-limite pode apresentar um carácter complexo por causa de sobreimpressões genéticas. Além disto, um tipo de superfície de descontinuidade pode mudar lateralmente por outro tipo, conforme a posição topográfica no sistema deposicional em que se originou - muitas vezes estas mudanças foram difíceis de se traçar no campo por causa da extensa cobertura arbustiva/herbácea que caracteriza grande parte da área de estudo, mas sobretudo por causa da generalizada dolo/desdolomitização tardia e da paleocarsificação pós-jurássica que praticamente tem apagado muitas das características deposicionais das fácies e das descontinuidades sin-deposicionais. Assim sendo, na **Figura 89** opta-se por utilizar na identificação destas superfícies a(s) características(s) mais importantes em termos de representatividade à escala local (*i.e.* a mais objetivamente evidentes no campo).

Na zona de afloramento centro-meridional-oriental da área de estudo, as fácies perimareais da **formação de Coimbra** estão intimamente associadas com as lagunares e do complexo de barreira, com a sequência **SD-A** organizada em ciclos de escala-métrica assimétricos, de tipo batidecrescentes completos, batidecrescente incompletos e agradantes (correspondem respetivamente aos ciclos  $\alpha$ ,  $\delta$  e  $\epsilon$  de BOSENCE *et al.*, 2009). As fácies essencialmente lagunares e de transição rampa interna/intermédia da **formação de S. Miguel** (sobretudo nas zonas setentrional e ocidental da área de estudo) e que caracterizam a **SD-B**, organizam-se em ciclos agradantes e simétricos (correspondem, respetivamente, aos ciclos  $\epsilon$  e  $\gamma$  de BOSENCE *et al.*, 2009). Desta forma, em função dos dois critérios estabelecidos - *i.e.* a presença de superfícies de descontinuidade principais características (S1, S2, S3, S4) e a tendência vertical das fácies (batidescente, batidecrescente ou agradável) - os ciclos de pequena escala reconhecidos para todo o **Grupo de Coimbra**, na **região Coimbra-Penela**, compreendem:

**( $\alpha$ ) - Ciclos perimareais batidecrescentes completos** – são ciclos assimétricos compostos por fácies submareais de ambiente restrito (lagunar) recobertas por fácies intermareais e supramareais (ou fácies intermareais recobertas por fácies supramareais) - a base de cada ciclo caracteriza-se por uma superfície de erosão submarina, o topo por uma superfície de erosão com ou sem evidências de exposição subaérea. Tais ciclos desenvolvem-se como consequência do abaixamento do nível de base e do preenchimento do espaço de

acomodação assim criado, e podem resultar de mecanismos autocíclicos ou alocíclicos<sup>141</sup>. Os ciclos  $\alpha$  caracterizam essencialmente a base da **formação de Coimbra (Fig. 89)**;

**( $\delta$ ) - Ciclos perimareais batidecrescentes incompletos** – também aqui considerados ciclos assimétricos e compostos por fácies submareais recobertas diretamente por fácies de um subambiente supramareal (eventualmente intermareal superior, com falta do intermareal inferior) - a base de cada ciclo caracteriza-se por uma superfície de erosão submarina, o topo por uma superimposição diagenética de exposição subárea. A origem destes ciclos só pode estar ligada ao abaixamento do nível de base condicionado por variações eustáticas (controlo alocíclico), ou por movimentações tectónicas. O topo do único ciclo  $\delta$  reconhecido no **Grupo de Coimbra** corresponde a passagem local entre a **formação de Coimbra** e a **formação de S. Miguel** (descontinuidade **D3c**) (**Fig. 89**);

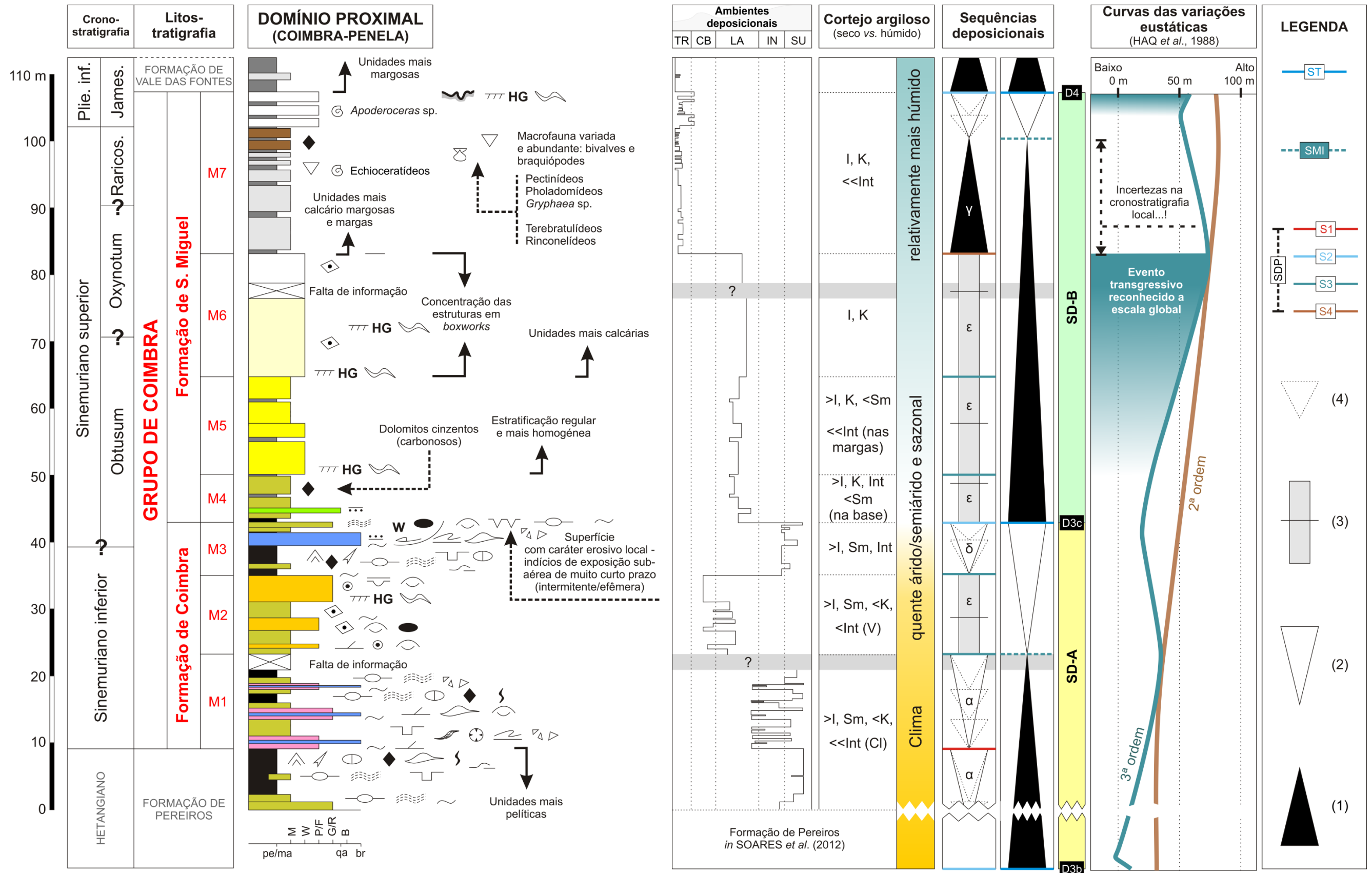
**( $\epsilon$ ) - Ciclos submareais essencialmente agradantes** (*i.e.* as variações de fácies à escala métrica são tão subtis que não permitem distinguir uma tendência baticrescente ou batidecrescente) – compostos exclusivamente por fácies submareais, onde por vezes se distinguem fácies submareais de barreira recobertas pelas fácies lagunares ou, simplesmente, se observa uma sobreposição contínua de fácies lagunares - a base de cada ciclo caracteriza-se por uma superfície de erosão submarina ou por uma superfície de condensação (*hardground*), o topo geralmente por uma superfície de condensação (por vezes estes ciclos terminam com uma possível superfície de erosão submarina). Sendo submareais, estes ciclos, juntamente com os anteriores, podem ser gerados apenas por controlos alocíclicos. Estes ciclos  $\epsilon$  caracterizam a porção média da **formação de Coimbra** e quase toda a metade inferior da **formação de S. Miguel (Fig. 89)**;

**( $\gamma$ ) - Ciclos submareais simétricos** – compostos por um conjunto baticrescente seguido por outro batidecrescente (entre os dois define-se um intervalo de máxima inundação de pequena escala) – os limites de cada ciclo caracterizam-se por superfícies de erosão (a base pode caracterizar-se por uma superfície submarina de simples mudança de litofácies). Assim como nos ciclos  $\alpha$ , também estes podem ser gerados por mecanismos autocíclicos ou alocíclicos, na medida em que a preserva o da fase transgressiva depende do equilíbrio entre as taxas de gera o do espaço de acomodac o, de produ o sedimentar e de erosão. O  nico ciclo  $\gamma$  reconhecido no **Grupo de Coimbra** caracteriza a metade superior da **formac o de S. Miguel (Fig. 89)**.

---

<sup>141</sup> No **modelo autoc clico** os ciclos batidecrescentes de alta frequência podem ser explicados pela progradac o lateral do sistema perimareal e do complexo de barreira (GINSBURG, 1971; PRATT & JAMES, 1986), enquanto no **modelo aloc clico** o controlo principal   determinado por repetidas modifica es no espaço de acomodac o, com este último dependente de varia es eustáticas (STRASSER, 1991; STRASSER *et al.*, 1999) e/ou tectónicas – *i.e.* através de movimentos de falhas sin-deposicionais (DE BENEDICTIS *et al.*, 2007; BOSENCE *et al.*, 2009).

**Fig. 89** - Organização sequencial interpretativa no intervalo Sinemuriano inferior a base do Pliensbaquiano (**Grupo de Coimbra**) para a região Coimbra-Penela (acrescenta-se o intervalo correspondente à deposição da **formação de Pereiros** (Hetangiano) para estar intimamente articulada com a **formação de Coimbra** – ver SOARES *et al.*, 2012). Comparação com as curvas das variações eustáticas globais (de longo e curto-prazo) *in* HAQ *et al.* (1988). M1 a M7 = Conjuntos líticos que resultaram da análise litostratigráfica (possivelmente identificáveis com a definição litostratigráfica de “membro”). Entre os ambientes deposicionais reconhecidos distinguem-se: TR = Transição rampa interna/intermédia; CB = Complexo de barreira; LA = Laguna; IN = Intermareal; SU = Supramareal. No cortejo argiloso distinguem-se: I = ilite; K = caulinite; Cl = clorite; Sm = esmectite; V = vermiculite; Int = interstratificados. Reconheceram-se essencialmente duas (por vezes três, no caso dos ciclos lagunares-perimareais da **formação de Coimbra**) ordens de sequências deposicionais, possivelmente equivalentes aos ciclos de fácies transgressivas/regressivas (2ª ordem) e aos ciclos de sequência (3ª e 4ª ordem) de JACQUIN & DE GRACIANSKY (1998a,b). SD-A e SD-B = Sequências deposicionais de fácies T/R completas e simétricas (em termos de arranjo vertical das fácies), para a área de estudo; (1) Ciclos batidescentes (transgressivos); (2) Ciclos batidecrescentes (regressivos); (3) Ciclos agradantes; (4) Ciclos batidecrescentes de ordem inferior. SDP = Superfície de descontinuidade principal a escala da área de estudo (extensão lateral >1 km), onde distinguem-se: superfícies de erosão (S1), superfícies de exposição (S2), superfícies de condensação (S3) e superfícies de simples mudança de fácies e/ou textura (S4); ST = Superfície transgressiva; SMI = Superfície de máxima inundação; D3b, D3c e D4 = Limites das sequências deposicionais de fácies T/R (em acordo com as descontinuidades estratigráficas referidas *in* SOARES *et al.*, 1993a, 2012, KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a,b; só para citar os mais recentes). A codificação dos símbolos contidos no perfil litostratigráfico composto do **Grupo de Coimbra** é apresentada na **Fig. 23**.





#### 4.2.2.2 Causas da ciclicidade e tectónica sin-sedimentar

Para a sucessão calco-dolomítica investigada na área de estudo, tendo em conta a caracterização e a distribuição dos ciclos de pequena escala reconhecidos, em particular o seu empilhamento não sistemático, quanto ao tipo de ciclicidade, e a variação irregular lateral do tipo de ciclos, assim como as variações na respetiva espessura, conclui-se que nem todos estes ciclos podem ser explicados exclusivamente através da aplicação de um modelo **autocíclico**. Por vezes é preciso invocar também variações de alta frequência no espaço de acomodação. Isto quer dizer que processos internos ao ambiente sedimentar, como a topografia local, as condições hidrodinâmicas e a produção/acumulação de carbonatos, se combinaram/interferiram com outros mecanismos externos (essencialmente ligados às variações relativas do nível do mar por comandos climáticos) num contexto geral subsidente<sup>142</sup>, e controlaram a arquitetura de fácies (*i.e.* a heterogeneidade das fácies e as tendências sedimentares) do **Grupo de Coimbra**. A equivalência entre os limites de sequência e as superfícies transgressivas de expressão regional implica um claro controlo eustático na sua definição, mas com impulsos tectónicos pontuais que proporcionam as movimentações de falhas sin-deposicionais necessárias e suficientes para explicar as evidências de exposição localizadas reconhecidas, assim como algumas das variabilidades dos ciclos (sobretudo nos batidecrescente incompletos, ou mesmo em alguns dos agradantes).

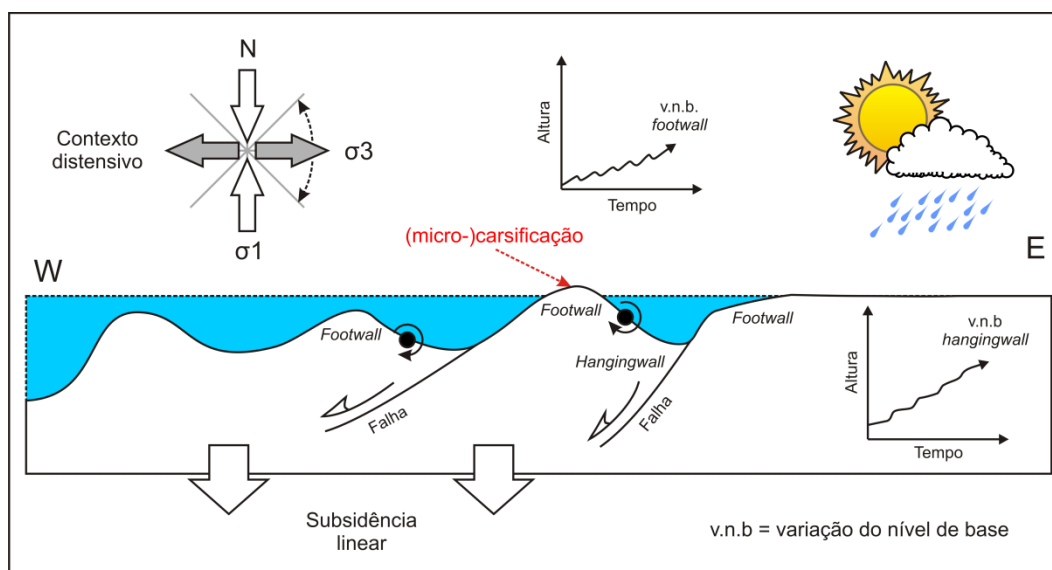
A hipótese de que os movimentos de **falhas sin-deposicionais** podem gerar o espaço de acomodação necessário para a formação de ciclos sedimentares não é inédita (ver HARDIE, 1986; HARDIE *et al.*, 1991; DE BENEDICTIS *et al.*, 2007; BOSENCE *et al.*, 1998, 2009; DOROBK, 2008). Está demonstrado que o movimento ao longo de falhas ativas (em contextos de margens continentais distensivas) pode produzir deslocações verticais instantâneas de ordem métrica (0,4 a 4,0 m), uma taxa de deslizamento da ordem dos 0,05 a 2,8 m/ky e uma frequência de recorrência de 0,5 a 40 ky (HARDIE, 1986; DE BENEDICTIS *et al.*, 2007). De acordo com o modelo apresentado em BOSENCE *et al.* (1998, 2009), estes impulsos tectónicos periódicos e diferenciados (espacial e temporalmente), quando ocorrem em sistemas marinhos pouco profundos (rasos), permitem a repetição de fases de subida e abaixamento do nível de base com sedimentação e eventuais modificações subaéreas. Em correspondência com as zonas de movimento destas falhas (com alto ângulo), em contexto de margem continental distensiva sin-*rift* (aqui em consideração), o espaço de acomodação é fornecido essencialmente através de uma baixa taxa de subsidência linear de fundo, acompanhada por uma alta produtividade de carbonatos. Quando esta última exceder o espaço disponível para a sedimentação, nos locais adjacentes o teto da falha (*hangingwall*), as fácies agradam e provavelmente progradam; pelo contrário, as fácies da base da falha (*footwall*)

---

<sup>142</sup> A subsidência é aqui entendida na sua expressão total, ou seja como somatório de uma subsidência térmica (relacionada com o relaxamento da litosfera subsequente ao seu estiramento) e de uma subsidência controlada pela tectónica das placas, embora ambas sejam particularmente importantes essencialmente à escala bacinal, e a que se juntam as subsidências relacionadas com o peso dos sedimentos e eventos tectónicos locais e pontuais.

podem ficar expostas quando o nível de base rebaixar em resposta ao levantamento do *footwall* durante o deslizamento rotacional (DE BENEDICTIS *et al.*, 2007). Estas exposições, de acordo com as características climáticas vigentes (secas vs. húmidas), proporcionam carsificação (mais ou menos desenvolvida conforme a duração da exposição) ou a formação de calcretos.

Se aplicarmos este modelo à transição intra-sinemuriana entre a **formação de Coimbra** e a **formação de S. Miguel** na área de estudo (Fig. 90), caracterizadas pela descontinuidade **D3c** de SOARES *et al.* (1993a) (seguida por ciclos essencialmente agradantes submareais) e admitindo uma geometria lítrica para as falhas (com direção N-S a NNE-SSW) sin-deposicionais em movimento (comprovadas pelos *slump* observados na área de estudo e com vergência para os quadrantes ocidentais – W a NW), em combinação com um rápido soerguimento (por impulsos tectónicos sucessivos com rotação de blocos de falhas abatidos) alternante com períodos de quiescência tectónica (ou lenta subsidência), podem presumir-se situações de exposição subaérea recorrentes mas geralmente de curta duração de partes dos blocos abatidos em rotação e assim localizados temporariamente acima do nível de base.



**Fig. 90** – Esquematização (não à escala) do estilo tectónico inferido para explicar a micro-paleocarsificação incipiente, efémera/intermitente, que caracteriza a descontinuidade D3c (provavelmente da parte média do Sinemuriano), na passagem entre a **formação de Coimbra** e a **formação de S. Miguel**, em contexto de margem distensiva sin-rift (aqui em consideração – campo de tensão distensivo radial E-W in SOARES *et al.*, 2012; KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a). Falhas lítricas em rotação proporcionam variações relativas do nível do mar diferenciadas (gráficos tempo-altura no esquema) conforme a posição considerada (adjacente o teto das falhas – *hangingwall* - ou da sua base - *footwall*), em acordo com o modelo proposto in DE BENEDICTIS *et al.* (2007). Assim sendo, quando a produção de carbonados exceder o espaço de acomodação disponível, perto dos *hangingwalls* se desenvolvem ciclos agradantes e eventualmente progridentes submareais como resposta a uma curva de variação do nível de base geralmente ascendente, enquanto os *footwalls* podem, ou não, ficar expostos de forma quase intermitente, como resposta a uma curva de variação do nível de base geralmente ascendente mas com abaixamentos internos de carácter intermitente. A escala vertical do esquema foi deliberadamente exagerada de forma a facilitar a leitura.



Seja como for, a rotação destes blocos abatidos nem sempre determinaria uma exposição, o que pode explicar o caráter pontual e localizado das evidências de micro-paleocarsificação incipiente observadas<sup>143</sup>.

No caso da **D4** de SOARES *et al.* (1993a), já na base do Pliensbaquiano, admite-se (neste trabalho) uma regressão relativamente rápida (*i.e.* uma regressão forçada *sensu* HUNT & TUCKER, 1992) controlada pelas variações do nível do mar<sup>144</sup>. No entanto, além disso, para explicar a exposição local à carsificação previamente indicada, admitem-se também impulsos tectónicos na área de estudo (domínio proximal) que proporcionam uma crescente elevação topográfica local, necessária para instaurar um gradiente hidráulico que permita o desenvolvimento de formas cársicas superficiais de média dimensão mas, ao mesmo tempo, insuficiente para o desenvolvimento de formas de profundidade. Trata-se de uma fase de carsificação claramente mais pronunciada em relação aquela anterior intra-sinemuriana.

#### 4.2.3 Considerações paleoclimáticas

O quadro paleoambiental regional conhecido para a base do Jurássico Inferior, em contexto de *greenhouse* (*i.e.* quente e uniforme, com uma total ausência de calotes polares) (GOLONKA & FORD, 2000; VAN DE SCHOOTBRUGGE *et al.*, 2005; SELLWOOD & VALDES, 2006), admite condições paleoclimáticas de tipo quentes e áridas/semiáridas a relativamente e progressivamente mais húmidas (AZERÊDO *et al.*, 2010; DUARTE *et al.*, 2010; SOARES *et al.*, 2012; KULLBERG *et al.*, 2013; POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013) acompanhadas de uma tendência transgressiva de longo termo (evento reconhecido à escala global) (GÓMEZ & GOY, 2005; HESSELBO, 2008; AURELL *et al.*, 2003; ROSALES *et al.*, 2006; WILMSEN & NEUWEILER, 2008; entre outros)<sup>145</sup>, induzida pela combinação entre uma subida eustática do nível do mar e uma subsidência diferenciada – esta última ligada à individualização de depressões tectónicas e importantes deslocamentos verticais de blocos crustais através de falhas distensivas sin-deposicionais de baixo-ângulo (SOARES *et al.*, 2012; SOTO *et al.*, 2012; KULLBERG *et al.*, 2013; 2014a,b).

---

<sup>143</sup> De acordo com ESTEBAN & KLAPPA (1983) e ESTEBAN & WILSON (1993), um micro-paleocarso deste género, sem o desenvolvimento de verdadeiros horizontes carsificados relativamente extenso, apontam para exposições subaéreas com duração da ordem dos 10 ka e sugere também uma baixa amplitude das variações do nível do mar (READ, 1995).

<sup>144</sup> Evidências desta regressão forçada, como já se referiu no capítulo 1, foram encontradas no domínio distal da **Bacia Lusitânica**, assim como em outras bacias europeias e, possivelmente, se relacionam com uma fase de soerguimento tectono-eustático ligada a abertura do Oceano Atlântico (WILSON *et al.*, 1989; SOARES *et al.*, 1993a; ALVES *et al.*, 2002; DUARTE *et al.*, 2010; BOUSSAHA *et al.*, 2014).

<sup>145</sup> Nos períodos da Terra considerados de *greenhouse* admitem-se oscilações eustáticas de curto termo e baixa amplitude, em contraste com os *icehouse*, correspondentes a períodos com flutuações de maior amplitude (READ, 1995).

No caso específico da sucessão lítica objeto de estudo, se admitirmos mais uma vez que as brechas internas, relacionadas com os *slump* atrás referenciados, têm uma origem sin-deposicional então temos de considerar que as crostas dolomíticas remexidas que constituem os seus intraclastos (*rip-up intraclasts*) indicam uma dolomitização singenética (i.e. dolomitização penecontemporânea da deposição), sob condições climáticas quentes e (semi)áridas (o modelo relativo à dolomitização será tratado mais adiante). Para além disto, a ocorrência de pseudomorfoses de evaporitos (marcas cúbicas de sal), a falta de camadas evaporíticas maciças e lateralmente extensas e a presença de cristais dispersos de gesso nas fácies perimareais, são elementos que apontam para um contexto paleoclimático essencialmente semiárido, com condições ligeiramente hipersalinas.

Por outro lado, a observação de algumas evidências de exposição subaérea, com micro a meso paleocarsificação e uma porosidade de dissolução, sem, no entanto, o desenvolvimento de verdadeiros paleossolos, calcretos e/ou extensas superfícies paleocársicas, apontam também para condições de alguma humidade. As fortes tempestades e as chuvas concentradas que deveriam caracterizar estes ambientes (tendo como referência os possíveis análogos modernos) seriam suficientes para remover rapidamente as crostas evaporativas e dolomíticas eventualmente formadas nos períodos geralmente mais secos e poderiam proporcionar fenómenos de dissolução (essencialmente à microescala) nas áreas relativamente mais soerguidas. Seja como for, todos os dados apontam para que estas exposições fossem localizadas e de pequena duração, geralmente com caráter efémero e intermitente, e compatíveis com o regime climático referido e com os movimentos tectónicos inferidos.

A variação vertical do **cortejo argiloso** analisado parece confirmar estas considerações. De facto, no **Grupo de Coimbra**, de forma geral e claramente não exaustiva, apesar do predomínio constante em quantidade absoluta da ilite sobre caulinite, esmectite e interstratificados, observa-se um aumento da relação caulinite/ilite da base para o topo da sucessão, acompanhado da progressiva diminuição da esmectite e dos interstratificados que praticamente quase desaparecem no topo da **formação de S. Miguel (Fig. 89)**. O enriquecimento em caulinite parece ocorrer nas unidades progressivamente e relativamente mais distais e o da ilite nas mais proximais (sugerindo mesmo um controlo climático).

De acordo com vários autores (HALLAM, 1984; CHAMLEY, 1989; RUFFEL *et al.*, 2002; entre outros), o cortejo argiloso detrítico da maioria das regiões oceânicas do mundo reflete a influência combinada entre a petrografia dos terrenos e o clima do continente. Clorite e ilite formam-se durante a fase inicial de alteração química duma rocha continental e, desta forma, o predomínio duma associação deste tipo numa amostra é indicativa de uma erosão relativamente rápida na área de proveniência. Durante uma fase mais avançada de alteração química, no continente, forma-se a esmectite e a caulinite; a predominância desta associação

numa amostra indica uma lenta taxa de erosão de solos formados durante longos períodos. A esmectite e os interstratificados (de tipo ilite/esmectite) indicam uma alternância entre períodos secos pronunciados com outros chuvosos menos duradouros (SINGER, 1988). A esmectite é preferencialmente produzida sob condições climáticas semiáridas com relevos e hidrografia poucos desenvolvidos. A caulinite, pelo contrário, indica essencialmente a produção de solos na área fonte sob condições climáticas húmidas-subtropicais a tropicais com relevos e drenagem bem desenvolvidos. Nos sedimentos jurássicos, a abundância em caulinite aponta para massas continentais com climas quentes e humidade constante (HALLAM, 1984; CHAMLEY, 1989; RAUCSIK & VARGA, 2008).

Assim sendo, no caso da sucessão calco-dolomítica estudada, aponta-se para condições relativamente mais húmidas para os complexos líticos dominados por um alto valor da relação caulinite/ilite (M4, M5, M6 e M7) vs. condições mais áridas/semiáridas para os outros (M1, M2 e M3), assim como para uma certa sazonalidade com períodos secos alternantes com outros chuvosos menos acentuados nos complexos com esmectite e interstratificados (essencialmente M3 e M4). O aumento geral da relação caulinita/ilite registado acima da descontinuidade que separa a **formação de Coimbra** da **formação de S. Miguel** (Fig. 89) provavelmente resulta do rejuvenescimento da hidrografia por imposição tectónica, sob a influência de um clima quente e húmido com maior precipitação em comparação com o período anterior (pré descontinuidade **D3c**), essencialmente mais seco.

### 4.3 MODELO DEPOSICIONAL

A integração dos resultados obtidos através da análise de fácies e as considerações de carácter sequencial estabelecidas (a que se junta a interpretação da evolução vertical do cortejo argiloso, em particular na possível discriminação da relação paleoclimática seco vs. húmido) permitem apresentar um quadro paleoambiental evolutivo à escala da área de estudo (local) em que se reconhece uma fase transgressiva de longo-termo evidenciada pelo aprofundamento progressivo do sistema carbonatado, com ambientes que vão desde *sabkha* a hemipelágicos, sugerindo uma retrogradação geral entre um **sistema costeiro/perimareal** (Hetangiano-Sinemuriano inferior, possivelmente até a base do Sinemuriano superior) e um **sistema de rampa carbonatada** que começa a desenvolver-se na segunda metade do Sinemuriano superior. Tal retrogradação comprova-se pela sobreposição retrogradante de N para S (ou mesmo de NW para SE) de depósitos de transição rampa interna/intermédia sobre depósitos costeiros/perimareais<sup>146</sup>.

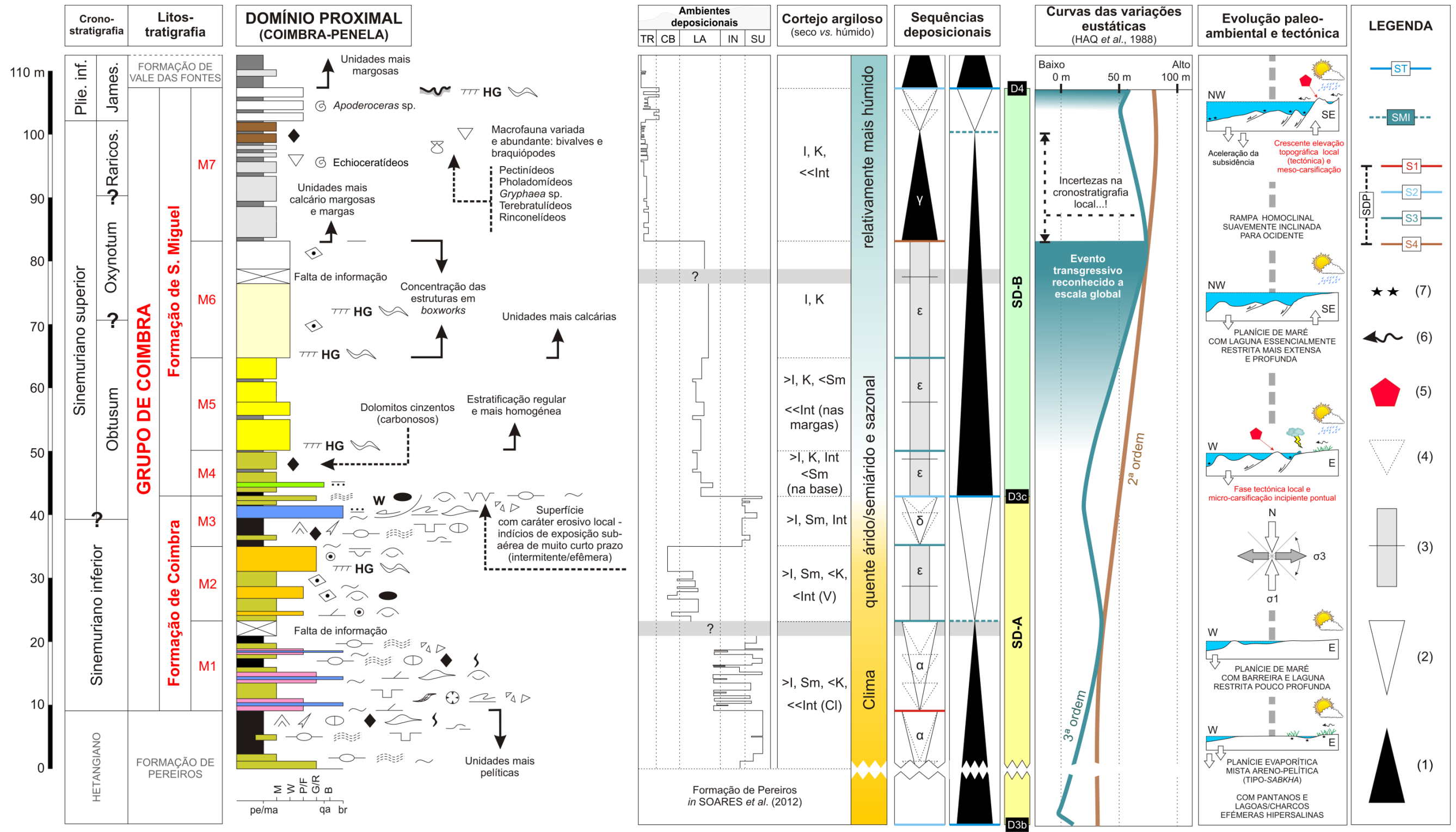
---

<sup>146</sup> Situação idêntica refere-se em AZERÊDO *et al.* (2010) e DUARTE *et al.* (no prelo) para a região de S. Pedro de Moel (domínio distal da **Bacia Lusitânica**).

De facto, no caso da área de estudo, as primeiras três associações de fácies (AF1, AF2 e AF3), definidas para o **Grupo de Coimbra**, identificam ambientes/subambientes sedimentares de transição margino-marinhos, muito pouco profundos e essencialmente restritos que, a uma escala hierárquica maior, se enquadram no sistema deposicional costeiro/perimareal (*sensu* INDEN & MOORE, 1983; SHINN, 1983; HARDIE & SHINN, 1986; PRATT *et al.*, 1992). A última associação (AF4), a mais distal, identifica ambientes/subambientes relativamente mais profundos, mais abertos às condições marinhas e que pertencem já ao sistema deposicional de rampa carbonatada (*sensu* AHR, 1973; READ, 1982; BURCHETTE & WRIGHT, 1992). Os esquemas paleoambientais genéricos simplificados apresentados na **Figura 91** podem dar uma ideia mais concreta desta evolução.

As reconstituições paleogeográficas realizadas à escala da **Bacia Lusitânica**, sobretudo em domínio mais distal (Peniche e S. Pedro de Moel) em comparação com a área de estudo, indicam como os ambientes carbonatados marinhos mais abertos e relativamente mais profundos da base do Jurássico Inferior, num contexto de rampa carbonatada homoclinal suavemente inclinada (baixo gradiente topográfico), se localizavam nos quadrantes ocidentais (W a NW) (DUARTE, 1997; DUARTE & SOARES, 2002; DUARTE *et al.*, 2008, 2010, 2012; AZERÊDO *et al.*, 2010; KULLBERG *et al.*, 2013, 2014a). Durante a maior parte do Sinemuriano, a extensão mínima da porção mais superficial do sistema carbonatado (em torno ou acima do nível-base da ondulação normal) parece apontar para valores da ordem dos  $\pm 150$  km, desde SE até NW, inferidos na região de S. Pedro Moel (*in* AZERÊDO *et al.*, 2010). Neste contexto regional, os  $\sim 30$  km de segmento aqui analisados, com orientação sensivelmente N-S, podem ser interpretados como direcionados aproximadamente entre ambientes/subambientes mais superficiais a S e SE, para os mais profundos, a N e NW. De facto, verifica-se que na base do **Grupo de Coimbra**, mais especificadamente na **formação de Coimbra**, as fácies mais proximais atualmente são visíveis na zona centro-meridional da área de estudo (ao longo duma faixa meridiana oriental); pelo contrário, no topo da **formação de S. Miguel** (parte alta do Sinemuriano superior a base do Pliensbaquiano), as fácies mais proximais evidenciam-se nas zonas setentrional e centro-ocidental. Desta forma, aponta-se para uma presumível linha de costa, durante todo o Sinemuriano, com orientação N-S, rodando gradualmente em sentido horário até atingir uma orientação aproximada NE-SW já no início do Pliensbaquiano inferior (ou pouco antes). Os mapas paleogeográficos simplificados para o Hetangiano e o Pliensbaquiano da **Bacia Lusitânica**, recentemente apresentados por KULLBERG *et al.* (2014b), parecem apontar para as mesmas condições paleogeográficas, no mesmo intervalo temporal.

**Fig. 91** – Juntamente a organização sequencial interpretativa da **Figura 89** (ver a respetiva legenda) acrescentam-se algumas considerações esquemáticas de carácter paleogeográfico e tectónico, a escala da área de estudo. (5) = Fase de (paleo)carsificação (deste micro a meso-escala); (6) = *Inputs* terrígenos de material siliciclástico e/ou matéria orgânica e pirite; (7) = Acumulação de matéria orgânica a constituir níveis lateralmente contínuos de fácies negras (pelitos/argilitos no M1 e M3, dolomitos no M4 e calcários e margas no topo da sucessão, no M7). A escala vertical das representações paleoambientais esquemáticas foi deliberadamente exagerada de forma a facilitar a leitura (a escala horizontal não é real). A codificação dos símbolos contidos no perfil litostratigráfico composto do **Grupo de Coimbra** é apresentada na **Fig. 23**.





#### 4.3.1 Principais etapas evolutivas

A sucessão carbonatada estudada caracteriza-se por uma deposição sob condições hidrodinâmicas geralmente calmas em ambientes perimareal e lagunar (unidades M1, M3, M5 e M6), que alternam com períodos de deposição em ambiente submareal com um aumento significativo da energia hidrodinâmica (unidades M2 e M4). A partir da metade superior do Sinemuriano superior até a base do Pliensbaquiano correspondem condições submareais de ambientes marinhos mais abertos em contexto de rampa carbonatada e com energia variável (unidade M7). As superfícies de descontinuidade reconhecidas representam a ocorrência periódica de quebras na sedimentação num sistema marinho pouco profundo, o que torna a sua génese particularmente dependente da morfologia do sistema deposicional, da taxa de subsidência, das variações de alta frequência e de baixa amplitude do nível do mar, das ações das correntes marinhas e das ondas, do clima e de outros processos ativos sobretudo localmente (e.g. movimentos ao logo de falhas, regime dos ventos e níveis de nutrientes).

Durante o intervalo Hetangiano - base do Sinemuriano inferior, em condições gerais de subida do nível de base e sob a influência de um clima quente árido/semiárido, desenvolve-se uma planície de maré mista areno-pelítica com encharcamentos temporários muito próxima da planície aluvial que predominava durante a maioria do Triásico - todo aponta para uma transição de ambientes que vão do continental (fluvial) ao margino-marinho de tipo *sabkha*. Com o tempo a *sabkha* envolve-se numa planície de maré continuada por um sistema lagunar, ambos protegidos por um complexo de barreira. Os limites de transição graduais que caracterizam as associações de fácies reconhecidas apontam para um gradiente deposicional e por uma morfologia muito pouco acentuados que, juntamente com o desenvolvimento de um complexo de barreira, a presença de uma espessa série sedimentar (com alta proporção de fácies perimareais/lagunares vs. fácies de mar aberto), a falta dum recife marginal e de depósitos de movimentos de massa (resedimentações típicas de sistemas com declives acentuados), são elementos que permitem pensar para o sistema costeiro/perimareal local um perfil topográfico muito extenso e suave, ligeiramente inclinado para oeste e condicionado pela combinação duma série de fatores principais a atuar em simultâneo: *i.e.* uma taxa de sedimentação relativamente baixa e um regime micromareal em condições de lenta e contínua subida do nível de base. De facto, os limites superiores dos corpos de barreira observados na **formação de Coimbra** não evidenciam situações de exposição subaérea, passando, na maioria dos casos, diretamente a fácies lagunares, ou truncados diretamente pelo corpo calcarenítico seguinte. No entanto, possíveis evidências indiretas de erosão podem resultar da observação de situações em que as fácies perimareais estão diretamente por cima dos corpos arenosos; isso implica o desenvolvimento duma faixa protegida, por trás duma barreira transgressiva, onde a planície de maré e a laguna poderiam retrogradar em direção ao continente (para leste). Seja como for, parece que esta barreira estava predominantemente submersa (muito pouco profunda), sendo dominada pelas ondas e caracterizada por estreitos e

alongados bancos arenosos que se estendem com direção aproximada N-S a NNE-SSW na zona centro-meridional da área de estudo, sem verdadeiras entradas para a laguna. A falta de sedimentos que comprovem a existência de canais de maré e de deltas de maré, suportam, em parte, estas interpretações.

Numa planície perimareal com perfil topográfico muito suave como o inferido para a **formação de Coimbra**, o nível de ingressão marinha estaria sempre muito próximo da superfície, inibindo assim a formação de lentes de água doce durante os períodos relativamente mais húmidos. De facto, estas lentes, juntamente com um gradiente hidráulico mais ou menos desenvolvido, seriam os pressupostos mínimos e necessárias para uma diagénese precoce com desenvolvimento de horizontes carsificados (eventualmente na interface água doce - água salgada)<sup>147</sup>. A presença de altos morfológicos localizados de imposição estrutural (**tectónica sin-sedimentar intra-sinemuriana**) que permitem exposições (de duração incerta) e o instaurar dum gradiente topográfico mínimo, ao longo da planície, parecem os mais lógicos de se presumir, tendo em conta também o regime tectónico a que toda a área esta sujeita neste período temporal – campo de tensão distensivo radial E-W (SOARES *et al.*, 2012; KULLBERG *et al.*, 2014a,b). A associação íntima entre as evidências de micro-paleocarsificação e os *slumps* subjacentes (com vergências para os quadrantes ocidentais) é um outro elemento que aponta nesta direção. Todos os dados recolhidos e aqui interpretados apontam, para a **transição** entre a **formação de Coimbra** e a **formação de S. Miguel**, ambientes lateralmente diferenciados, com locais do sistema perimareal/lagunar submersos (pouco profundos) e outros emersos, todos ao mesmo tempo sob condições climáticas quentes semiáridas e húmidas<sup>148</sup>.

A ocorrência de corpos quartzareníticos grosseiros a muito grosseiros (com características granulométricas e morfoscópicas típicas das unidades aluviais siliciclásticas que compõem as **formações de Castelo Viegas e de Pereiros**) (SOARES *et al.*, 2012), a intercalarem com fácies lagunares nos níveis inferiores da **formação de S. Miguel**, implica a existência de fontes siliciclásticas relativamente próximas e de alguns relevos periféricos, possivelmente residuais do ambiente aluvial triásico, a que deve acrescentar-se também precipitações meteóricas com transporte de sedimentos e de matéria orgânica desde o continente (é a partir deste momento que se regista uma mudança significativa também no

---

<sup>147</sup> Vários estudos recentes têm demonstrado o alto poder corrosivo da mistura entre águas doces (essencialmente de origem meteórica) e águas salgadas (marinhas e/ou salinas) nas zona costeiras (MYLROIE & MYLROIE, 2013; e referências neste incluídas). Além disso, modelos matemáticos apontam para uma intensa carsificação por "*mixing corrosion*" em planícies carbonatadas extensas caracterizadas por baixos gradientes topográficos (hidráulicos) e com a porosidade da rocha preenchida por águas saturadas em calcite (DREYBRODT & GABROVŠEK, 2010).

<sup>148</sup> Atualmente nas zonas áridas/semiáridas, caracterizadas por muitos baixas precipitações médias anuais e uma muito alta evapotranspiração, o processo cársico é geralmente inibido (SALOMON, 2000; FORD & WILLIAMS, 2007; WEBB & WHITE, 2013). No entanto, várias feições cársicas são relativamente abundantes e bem desenvolvidas em muitos ambientes áridos modernos. Os poucos estudos realizados nestes contextos têm demonstrado como as formas/estruturas cársicas de ambientes geralmente áridos/semiáridos desenvolver-se rapidamente durante os períodos mais chuvosos, breves mas muito intensos, ou através de mecanismos hipogénicos (WEBB & WHITE, 2013).



cortejo argiloso, nomeadamente o aumento progressivo da relação caulinite/ilite e a diminuição relativa e gradual das quantidades de esmectite e interstratificados). Nesta altura, a faixa lagunar submareal deve ter sido muito menos restrita e mais profunda em relação ao período anterior em que se depositou a **formação de Coimbra**. Esta consideração comprova-se pela relativa escassez do registo fóssilífero nas fácies lagunares da **formação de Coimbra** (essencialmente *mudstones* - em contraste com os *wackestones* da **formação de S. Miguel**), assim como pela íntima associação destas fácies lagunares com as perimareais e do complexo de barreira (situação que não se regista ao longo da **formação de S. Miguel**).

A fase de subida do nível de base seguinte, começada já na parte média do Sinemuriano, proporciona uma rápida inundação do sistema perimareal anterior e desta forma determina a sua submersão (espessamento da coluna de água e ocorrência mais fácil de elementos pelágicos) e a progressiva instalação de uma rampa carbonatada homoclinal suavemente inclinada para NW que se estenderá até parte do Jurássico inferior terminal (ver DARTE & SOARES, 2002; DUARTE, 2007; DUARTE *et al.*, 2010; entre outros). A combinação entre uma aceleração da subsidência e a subida eustática do nível do mar proporciona um aprofundamento e alargamento do sistema marinho (agora completamente aberto) e favorece a diminuição da produção de carbonatos (evidenciada pela presença de superfícies de condensação nos ambientes mais profundos). A passagem do Sinemuriano para a base do Pliensbaquiano corresponde a um rápido abaixamento do nível de base, controlado por uma imposição tectono-eustática e acompanhado por impulsos tectónicos diferenciados e localizados sob condições climáticas possivelmente ainda quentes, mas agora com humidade constante, que proporcionam carsificação nos locais topograficamente mais soerguidos e expostos.

Finalmente, apesar de todas as reservas que podem ser levantadas quando se pretende comparar paleoambientes interpretados através do registo geológico com os ambientes modernos observáveis, parece que o análogo atual mais próximo do sistema deposicional que se definiu para o **Grupo de Coimbra**, no domínio proximal, corresponde à faixa litorânea meridional do Golfo Pérsico (*Trucial Coast*) (PURSER, 1973; ALSHARHAN & KENDALL, 2003). De facto, o *Trucial Coast* corresponde a uma rampa carbonatada com baixo gradiente topográfico, de águas rasas, caracterizada por um amplo domínio supramareal e intermareal evaporítico que passa lateralmente a um domínio submareal carbonatado. O regime das marés é claramente de tipo micromareal (1-2 m de amplitude) com um *fetch* (*i.e.* área de geração das ondas) limitado que impede o desenvolvimento duma importante ondulação marítima. Localmente, a faixa costeira é protegida por uma série de penínsulas e ilhas-barreiras que permitem o desenvolvimento de lagunas, entre a costa e as mesmas barreiras. A forte evaporação resulta numa elevada salinidade, com valores que oscilam entre 40-50‰, ao longo da faixa de mar aberto, até 60-70‰ na faixa lagunar mais restrita (PURSER & SEIBOLD, 1973; LOKIER & STEUBER, 2009).

As atuais condições climáticas da *Trucial Coast* são de extrema aridez com uma precipitação média anual de 72 mm, com chuvas muito concentradas (chuvas torrenciais durante os meses de fevereiro e março) (RAAFAT, 2007) e com algumas áreas não tendo qualquer tipo de precipitação em períodos >1 ano. As temperaturas são muito variáveis, desde 7°C durante a noite nos meses inverniais, até 50°C durante o dia do período estival. Por causa do baixo ângulo de inclinação da rampa, as tempestades implicam inundações significativas do ambiente costeiro, onde as águas rasas e quentes garantem uma alta humidade, principalmente durante o verão quando pode atingir o 100% (LOKIER et al., 2013). A dinâmica atual é controlada essencialmente por fatores internos como: variações das correntes mareias/regionais e das correntes/ondas dirigidas pelos ventos, variações na espessura da coluna de água, condições de restrição ligadas essencialmente aos valores de salinidade e temperatura das águas, abundância de nutrientes, tipo de substrato e de biogeografia. O clima regional condiciona o regime dos ventos mais fortes, a precipitação anual, os influxos fluviais, a temperatura do ar e uma influência oceânica muito exígua (PURSER & SEIBOLD, 1973).

#### 4.4 DOLOMITIZAÇÃO E DESDOLOMITIZAÇÃO

Um dos problemas fundamentais na interpretação do **Grupo de Coimbra**, no domínio proximal da **Bacia Lusitânica**, é o entendimento da sua dolomitização com caráter heterópico (tanto no sentido lateral como vertical) e com uma ocorrência que vai de maciça (estratiforme) a uma ocorrência mais seletiva (em manchas). Estudos anteriores têm apontado para uma dolomitização que afeta particularmente as fácies mais antigas (Sinemuriano inferior) da **formação de Coimbra** chegando, por vezes, a atingir as fácies mais recentes da **formação de S. Miguel** nas regiões de Anadia-Coimbra e Tomar, a norte e a sul da área de estudo, respetivamente (SOARES *et al.*, 1985a). Como já se referiu, WATKINSON (1989) define a maioria da **dolomitização maciça** observada na área de estudo como sendo **penecontemporânea da deposição** (em ambiente de *sabkha*), a que se junta(m) fase(s) mais tardia(s) acompanhada(s) também de desdolomitização (ou calcitização da dolomite) nos locais de maior fraturação (SOARES *et al.*, 1985a), ambos a induzir alterações locais na direção da heterocronia dos corpos líticos (MOUTERDE & ROCHA, 1980/1981). Mais recentemente, SOARES *et al.* (2012) ao caracterizar o **Grupo de Silves** (subjacente ao **Grupo de Coimbra**), na área de estudo, propõem para a sucessão calco-dolomítica da região Coimbra-Penela um modelo paleogeográfico com dolomitização *pervasiva*, em articulação com o complexo-evaporítico mais ocidental (**formação de Dagorda**), muito parecido com o “*penesaline type*” de ADAMS & RHODES (1960) e interpretado no sentido de plataforma restrita de QING *et al.* (2001).

Não sendo propósito deste estudo tratar de forma exaustiva e detalhada os complexos mecanismos que levaram à dolomitização do **Grupo de Coimbra**, tal como não é intenção

efetuar um estudo de pormenor da sua diagénese, opta-se aqui por referir, apenas, as evidências diagenéticas precoces, e respetiva análise interpretativa, que diretas ou indiretamente se relacionam com a evolução cársica do corpo lítico investigado, na área de estudo. Para além disto, importa salientar que as interpretações que se seguem são suportadas, exclusivamente, pelas observações petrográficas realizadas à meso e micro escalas, não se aplicando outras técnicas (que seriam desejáveis) como a microsonda eletrónica, a catodoluminescência, as análises das inclusões fluídas nem as análises isotópicas (e.g. isótopos estáveis de oxigénio e carbónio). Assim, as afirmações assumem um claro carácter de hipótese, necessitando, com certeza, de futuras investigações.

#### 4.4.1 Análise petrográfica e distribuição estratigráfica

Neste trabalho quatro tipologias distintas de dolomite (**DOL1, DOL2, DOL3, DOL4**) e duas tipologias de desdolomite (**DES1, DES2**)<sup>149</sup> foram observadas e descritas com base na classificação de SIBLEY & GREGG (1987) (completada com a de FRIEDMAN, 1965) e tendo em conta a respetiva ocorrência estratigráfica. No caso da porosidade, esta define-se de acordo com a classificação de CHOQUETTE & PRAY (1970) através da simples observação visual, à meso e à micro escalas (ver [Tab. 1](#)).

A classificação textural adotada foi utilizada para a interpretação da origem dos tipos de dolomite, que permitem tirar ilações e esquematizar um possível modelo integrado da dolomitização penecontemporânea durante o Sinemuriano inferior e parte basal do superior, sob as condições paleoclimáticas e paleogeográficas inferidas. No caso da desdolomitização as evidências apresentadas relacionam-se com os processos tardios de carsificação na explicação das estruturas em *boxworks* que caracterizam algumas das fácies lagunares e de barreira observadas.

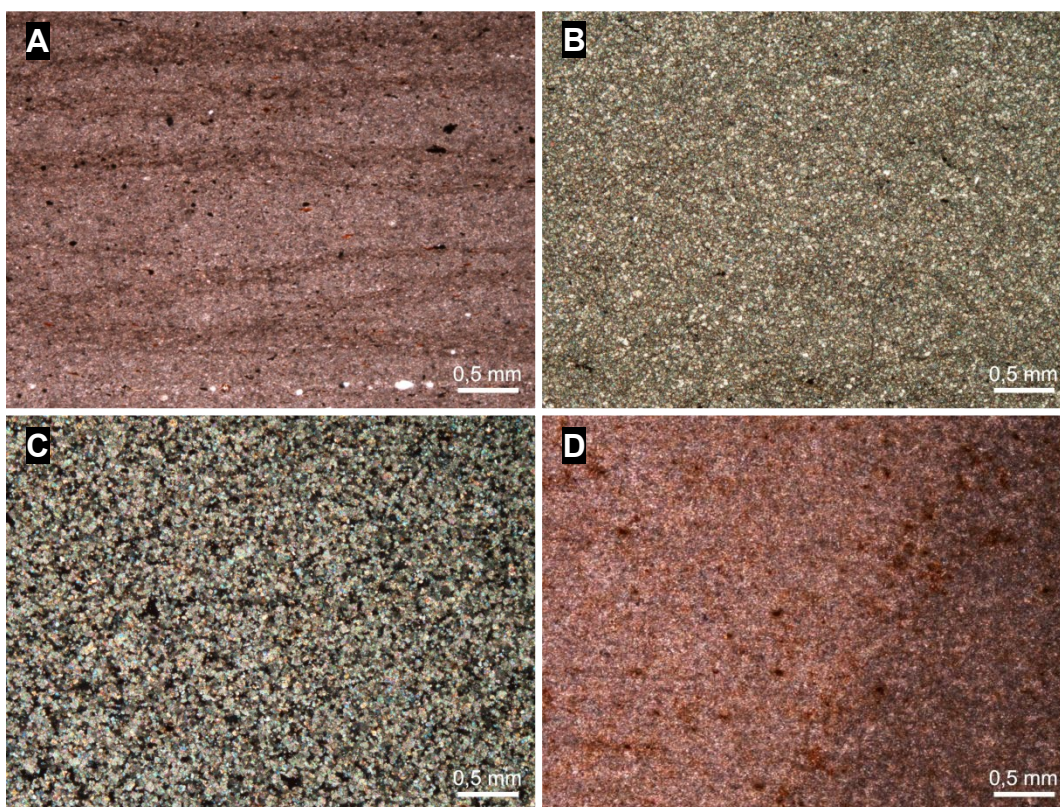
##### 4.4.1.1 Tipos de dolomite/desdolomite

A **DOL1** é definida como uma dolomite com dimensões variáveis desde micro/criptocristalina (dolomicrite) a finamente cristalina (dolomicrosparite), ocorrendo essencialmente nas fácies supra/intermareais onde parece preservar bastante bem os grãos originais (esqueléticos e não esqueléticos), quando presentes, assim como eventuais estruturas sedimentares. Nas fácies carbonatadas perimareais com textura matriz-suportada,

---

<sup>149</sup> O termo desdolomite (ver *Léxico de Termos Sedimentológicos Inglês-Português* – RAMALHO, 2003) é aqui utilizado em *sensu lato* para indicar cristais de dolomite completamente ou parcialmente substituídos por calcite.

onde se incluem também as brechas deposicionais, a **dolomite micro/criptocristalina** (DOL1) é turva, maciça a laminada, por vezes a formar as estruturas de origem organo-sedimentar já referidas (possível expressão diagenética das crostas microbianas crípticas) (Fig. 92). Não é inusual observar-se nesta matriz fina grãos dispersos ferruginizados com desenvolvimento de uma porosidade micro-intercristalina, micro a meso-vacuolar e, por vezes, micro-fenestrada. Geralmente, a porosidade aberta é inferior a 5%, chegando a atingir os 10% nas fácies fenestradas e mesmo 50% nas brechificadas. Nos poros e vacúolos de dissolução de maiores dimensões a dolomicrite é recoberta por cristais de dolomite mais grosseiros (DOL4) e/ou por um cimento de calcite esparítica/microsparítica com óxidos/hidróxidos de ferro. Pelo contrário, nas fácies geralmente grão-suportadas, geradas em ambientes/subambientes perimareais a submareais pouco profundos e com porosidade aberta (meso-intergranular, meso-vacuolar, por vezes micro-moldada) a rondar os 10-30%, a dolomicrite apresenta-se essencialmente como um cimento isópaco, turvo circungranular, em torno dos grãos esqueléticos e não esqueléticos.



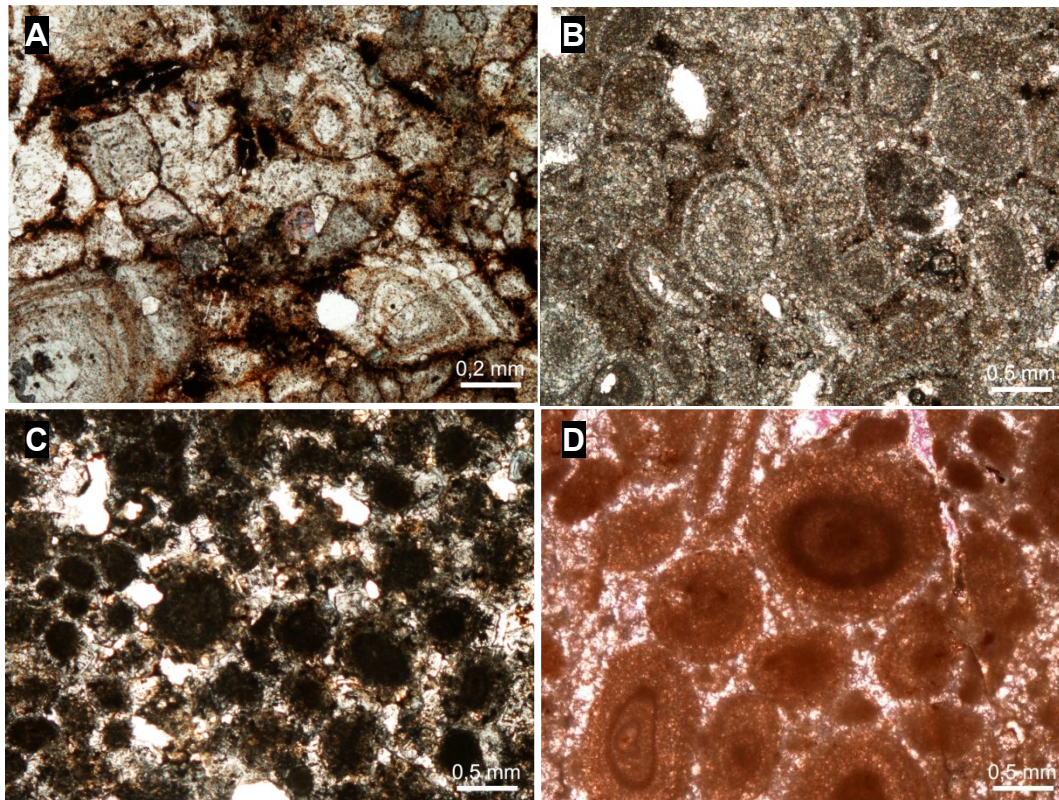
**Fig. 92** – Fotomicrografias de alguns exemplos de dolomite de tipo 1 (DOL1) (de notar que algumas destas imagens já foram utilizadas, no entanto optou-se para as rerepresentar tendo em conta a importância que revestem também no caso da dolomitização). (A) – Dolomicrite laminar de ambiente perimareal onde as lâminas mais escuras (criptocristalinas) podem corresponder à expressão diagenética (dolomitizada) de estruturas organo-sedimentares (crostas microbianas crípticas); (B) e (C) – Mosaico essencialmente planar *hypidiotopic* polimodal a unimodal de cristais romboédricos de dolomite finamente cristalina (10-30  $\mu\text{m}$ ) (dolomicrosparite) e onde a maioria dos cristais são subédricos a anédricos (textura geral planar-s); (D) – Passagem gradual entre dolomicrosparite e dolomicrite numa das fácies perimareais, com grãos dispersos ferruginizados.

No caso da **dolomite finamente cristalina** (DOL1) trata-se de um mosaico planar *hypidiotopic* polimodal (unimodal numa das fácies inter/supramareais) de cristais turvos finamente cristalinos (10-30  $\mu\text{m}$ ), romboédricos, na maioria subédricos a anédricos, com limites geralmente retos (textura geral planar-s *sensu* SIBLEY & GREGG, 1987). No âmbito desta dolomicrosparite os romboedros com dimensões relativamente maiores parecem mais límpidos (claros), apresentando-se sobreimpressos aos cristais mais finos. Nas fácies matriz-suportadas a dolomicrosparite associa-se com a dolomicrite através de passagens geralmente graduais entre as duas (Fig. 92)<sup>150</sup>. A dolomicrite e a dolomicrosparite que ocorrem em sedimentos laminados associam-se a fácies pelíticas (com cristais de gesso) e a pseudomorfoses de evaporitos (marcas cúbicas de sal), mostrando em algumas situações evidências de exposição (*teppe*, estruturas de dessecação e/ou fenestradas, micro-paleocarsificação). Pode-se encontrar esta tipologia perto de superfícies limite das sequências deposicionais de curto-prazo (ciclos de alta frequência).

A **DOL2** é definida como uma dolomite de substituição da matriz nas fácies carbonatadas matriz/grão-suportadas submareais pouco profundas (lagunares e de barreira) que, ao contrário da DOL1 tende a obliterar a textura e as estruturas sedimentares de pequena escala (e.g. laminação planar ou entrecruzada) do sedimento precursor, através de uma dolomitização parcial ou total de matriz e dos grãos. A porosidade aberta nestas fácies oscila entre os 5% nas fácies lagunares matriz-suportadas (micro-intercristalina, meso-vacuolar e micro-moldada) a 10-50% nas grão-suportadas de barreira (meso-intergranular, micro-intragranular, meso-vacuolar, micro-moldada). A DOL2 caracteriza-se por um mosaico planar *idiotopic* a *hypidiotopic* polimodal de cristais finamente cristalinos a médios (10-500  $\mu\text{m}$ ) (dolomicrosparite a dolosparite), romboédricos, euédricos a subédricos com limites geralmente retos (textura desde planar-e a planar-s). Muitas vezes os cristais da **dolosparite** (DOL2) apresentam-se zonados com alternâncias mais acastanhadas/acinzentadas e mais claras (Fig. 93). Nas fácies grão-suportadas com oóides, pelóides, litoclastos e bioclastos, todos diferencialmente preservados, por vezes observa-se uma dolomitização *pervasiva* (de matriz e grãos), outras vezes uma dolomitização seletiva (só da matriz). Neste último caso os oóides/pelóides não foram afetados pela dolomitização com exceção feita para a parte mais externa e relativamente bem definida do córtex. Nas fácies lagunares matriz-suportadas a dolomicrosparite preenche os poros intergranulares e, por vezes, os biomoldes (essencialmente moluscos) apresentando-se mais límpida (com textura planar-s) e invariavelmente mais grosseira do que a massa de fundo circundante.

---

<sup>150</sup> Tendo em conta que muitas vezes se observam romboedros de dolomicrosparite dispersos na dolomicrite ou numa dolomicrosparite mais fina e que os cristais relativamente mais grosseiros de dolomicrosparite por vezes parecem sobrepor-se ou cortar os mais finos, a dolomicrosparite da DOL1 não é considerada como sendo um cimento (*s.s.*) mas sim o produto de recristalização (*i.e.* dissolução-reprecipitação a agir em simultâneo, à escala microscópica, nas faces dos cristais com concomitante incremento da sua dimensão média – *sensu* MALONE *et al.*, 1996; entre outros).

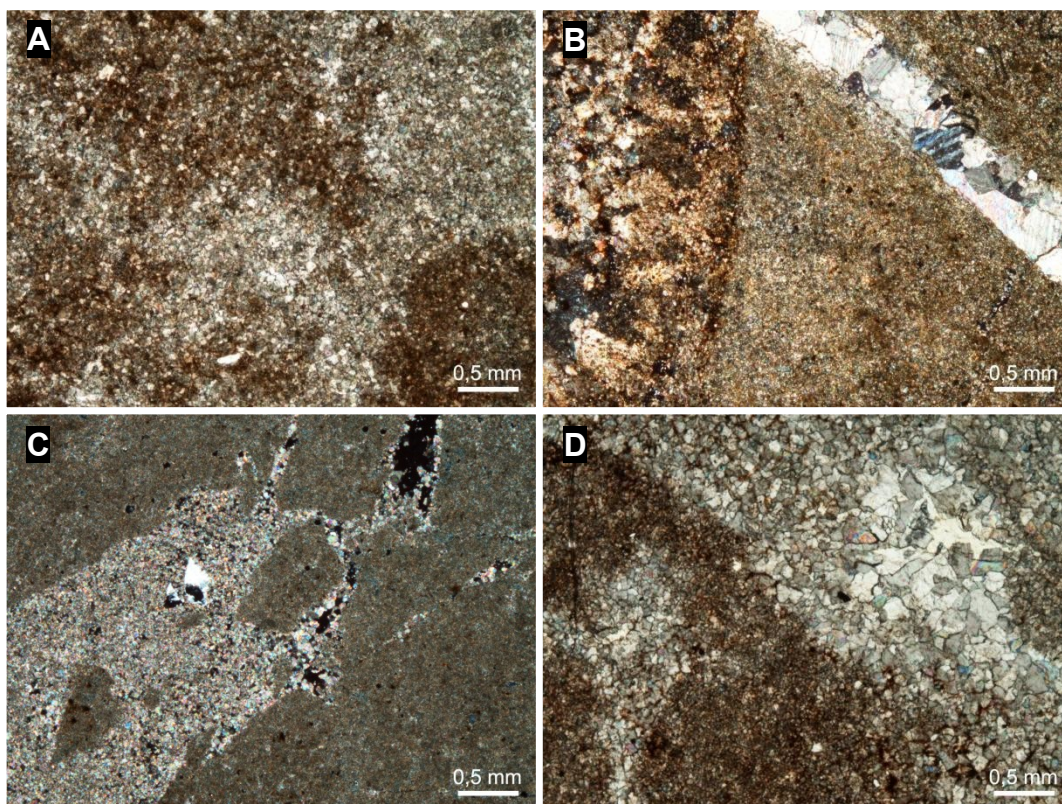


**Fig. 93** – Alguns exemplos de dolomite de tipo 2 (DOL2). (A) – Mosaico de romboedros de dolomite zonada; (B) – *Grainstone* com os oóides/pelóides completamente substituídos, não mimeticamente, devido à alternância entre cristais de substituição mais finos/turvos e outros maiores/límpidos, em contraste também com os cristais que constituem a matriz (geralmente ainda mais finos e turvos); (C) – *Grainstone* com uma matriz dolomitizada constituída por um mosaico *idiotopic* a *hypidiotopic* polimodal de cristais finamente cristalinos a médios (10-200  $\mu\text{m}$ ) (dolomicrosparite a dolosparite), romboédricos, euédricos a subédricos (textura desde planar-e a planar-s); os oóides/pelóides na maioria dos casos apresentam-se revestidos por uma auréola externa de dolomite finamente cristalina a microcristalina ; (D) - *Grainstone* em que os oóides/pelóides não foram afetados pela dolomitização com exceção feita para a parte mais externa e relativamente bem definida do córtex.

A **DOL3** é definida como uma dolomite que, do ponto de vista textural, é praticamente idêntica à DOL2 e aparece associada quase exclusivamente às fácies lagunares matriz-suportadas. No entanto, ao contrário da DOL1 e da DOL2, esta DOL3 não forma corpos estratiformes apresentando-se antes em manchas mais ou menos irregulares (por vezes tubulares) separadas do resto da matriz (dolomitizada) através de passagens geralmente bruscas. O aspeto parece ser mesmo a de um preenchimento de vazios, onde se incluem frequentes óxidos/hidróxidos de ferro e pelóides fecais (ou intraclastos micríticos remobilizados) (Fig. 94). Em jeito de hipótese, esta tipologia de dolomite parece relacionar-se com o preenchimento de icnofósseis (possivelmente os *Rhizocorallium* observados no campo).

A **DOL4** é definida por um cimento de dolomicrosparite a dolosparite com cristais euédricos/subédricos romboédricos a anedrais nos bordos e no interior de poros isolados, fraturas e veios, com crescimento centrípeto a partir das margens dos vazios e sempre associada a abundantes quantidades de calcite (a preencher os poros intercristalinos) e

óxidos/hidróxidos de ferro (Fig. 95)<sup>151</sup>. Deste já refere-se que a DOL4 é claramente posterior as outras tipologias de dolomite, assim como demonstram a presença de veios e fraturas com DOL4 que cortam os cristais dos dolomitos maciços-estratiformes. Trata-se de uma tipologia de dolomite volumetricamente negligenciável que, no campo, aparece muitas vezes associada a zonas com fraturação elevada e, portanto, não será tratada na discussão do modelo genético da dolomitização maciça-estratiforme.

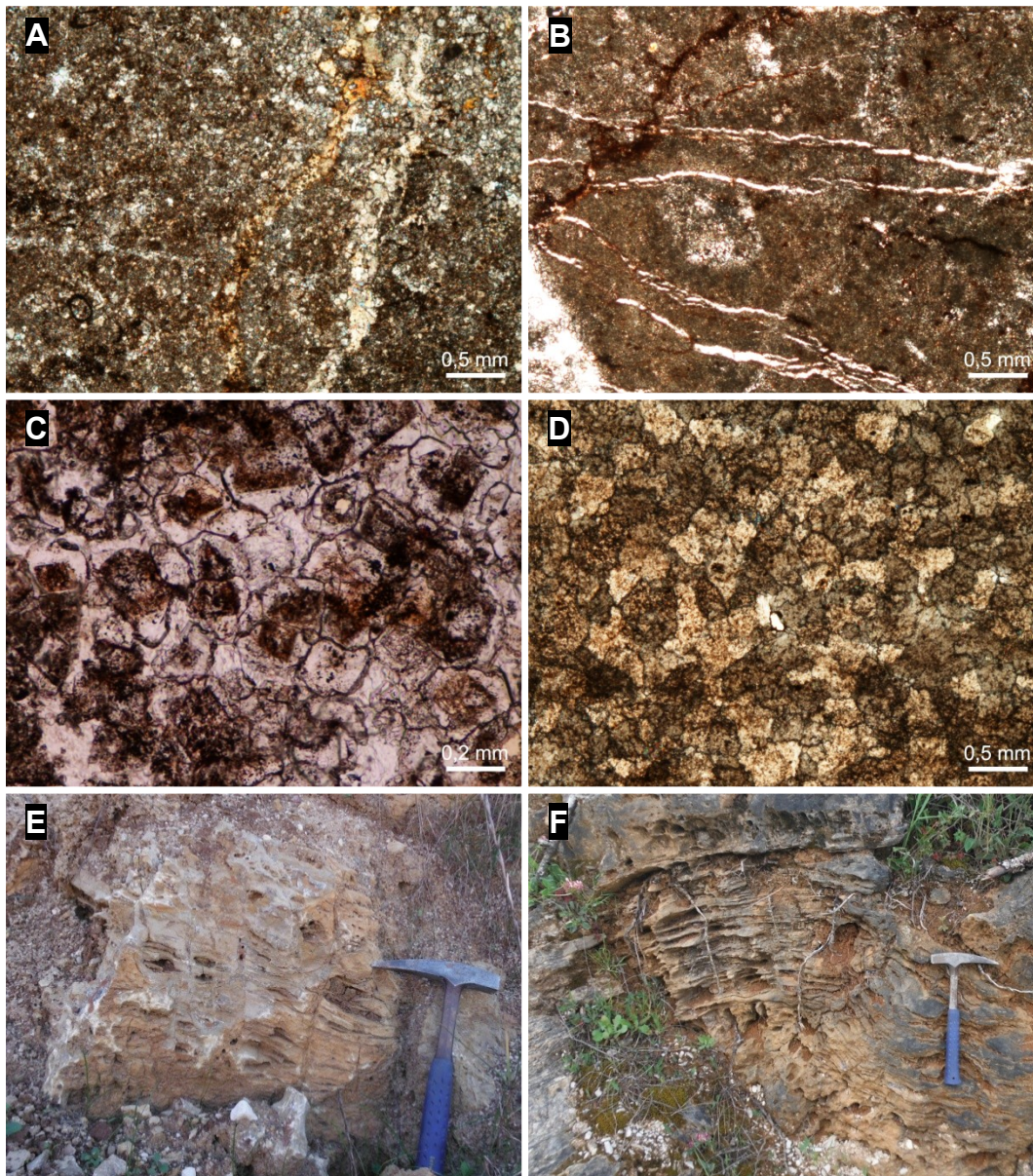


**Fig. 94** – Alguns exemplos de dolomite de tipo 3 (DOL3) a preencher moldes de bioturbação. (A) - A dolomicrosparite/dolosparite de preenchimento caracteriza-se por um denso mosaico de cristais romboédricos e mais grosseiros/límpidos da matriz circundante. (B) – Observa-se uma passagem entre a matriz e o preenchimento mais grosseiro a partir de um provável fragmento bioclástico; nota-se a fratura preenchida por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica; (C) – Preenchimento de um vazio em que se incluem também alguns intraclastos remexidos; no canto superior direito um vacúolo irregular de dissolução onde as paredes são revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico; (D) - Passagem entre a matriz e os vazios preenchidos, geralmente abrupta e por vezes caracterizada por cristais subédricos a flutuar na matriz (na parte inferior da imagem); a parte central do vazio (no lado direito da imagem) caracteriza-se por uma calcite espática.

A **DES1** é definida por cristais grosseiros e límpidos, em que a parte central se caracteriza por uma zona micritizada acastanhada/avermelhada com contornos romboédricos, por vezes com os cantos cortados/corroídos. Por vezes, esta zona micritizada parece obliterar por completo o cristal original. Mais raramente a DES1 corresponde a poros de forma romboédrica completamente preenchidos por um cimento de calcite esparítica/microsparítica

<sup>151</sup> Algumas análises pontuais em DRX têm acusado a presença, juntamente a calcite e dolomite, de goethite.

(Fig. 95). A **DES2** é definida por camadas inteiras, lateralmente extensas, de calcários completamente recristalizados (várias análises em DRX confirmam a litologia calcária). Microscopicamente apresenta-se com uma textura em bloco em que os cristais de calcite são euédricos com limites abruptos. Estratigraficamente esta tipologia de desdolomite encontra-se em associação com fácies lagunares e em correspondência com superfícies de descontinuidade principais. Ambas as **DES1** e **DES2** encontram-se sempre, ou quase sempre, associadas a fratura e estruturas típicas em *boxworks* (meso-escala) com alta porosidade aberta vacuolar (com carsificação) (Fig. 95).



**Fig. 95** – Exemplos de dolomite de tipo 4 (DOL4) a preencher fissuras, de desdolmites (DES1 e DES2) e de estruturas típicas em *boxworks* associadas. (A) e (B) - Cimento de dolomicrosparite a dolosparite (DOL4) a preencher fraturas com abundantes quantidades de óxidos/hidróxidos de ferro; (C) – Desdolomite de tipo DES1 em que é possível observar cristais grosseiros e límpidos com a parte geralmente central caracterizada por uma zona micritizada acastanhada/avermelhada com uma forma geralmente romboédrica; (D) – Desdolomite de tipo DES2 correspondente a um calcário completamente recristalizado onde por vezes é possível reconhecer o *habitus* romboédrico anterior; (E) e (F) – Exemplos de estruturas típicas em *boxworks* sempre relacionadas com camadas desdolomitizadas.



## 4.4.2 Dolomitização penecontemporânea

### 4.4.2.1 Modelos conhecidos

A formação de dolomite e a origem de dolomitos maciços nas sucessões carbonatadas antigas têm sido objeto de um debate intenso no seio da comunidade geológica internacional onde, ao longo dos anos, foram desenvolvidos vários e interessantes modelos interpretativos, por vezes rejeitados e logo substituídos por outros, mas sem que se tenha conseguido chegar a um verdadeiro consenso (ver MCKENZIE, 1991; PURSER *et al.*, 1994; WARREN, 2000; MACHEL, 2004; VASCONCELOS *et al.*, 2006; MEISTER *et al.*, 2013). Um dos problemas fundamentais na interpretação da dolomite reside no facto de se tratar de um mineral pouco usual, pois, apesar de relativamente frequente/comum no registo geológico é bastante raro nos sedimentos holocénicos, sendo para além disso, muito difícil de sintetizar em laboratório, nas condições ambientais de superfície, sem a mediação de bactérias (VASCONCELOS & MCKENZIE, 1997; BURNS *et al.*, 2000; MAZZULLO, 2000; BONTOGNALI *et al.*, 2010; entre outros).

Os modelos genéricos da dolomitização admitem uma **dolomite primária** (*i.e.* por precipitação direta a partir de uma solução) rara e confinada a lagoas/lagunas salinas sujeitas a forte evaporação e/ou com concentrações importantes de matéria orgânica (AREF MAM *et al.*, 2014; TAHER, 2014; e referências nestes incluídas) a que se junta a precipitação de dolomite como cimento (MORROW, 1990). No entanto, aceita-se que a maioria da dolomite se forme por substituição de um carbonato precursor durante a diagénese (*i.e.* por **precipitação secundária**), e que possa, ao longo da sua história diagenética, estar sujeito a mais do que um evento de dolomitização (FLÜGEL, 2004; entre outros). No entanto, por causa da dificuldade em reproduzir o(s) processo(s) em laboratório, os modelos que podem explicar a origem da dolomite, assim como a sua abundância no registo geológico vs. a sua escassez nos ambientes marinhos atuais, devem ser ainda aprofundados. De facto, no caso do mineral dolomite  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$  o ião  $\text{Mg}^{2+}$  é fortemente hidratado, pois a sua ligação eletrostática com as moléculas de  $\text{H}_2\text{O}$  é 20% mais forte do que as do ião  $\text{Ca}^{2+}$ ; este vínculo representa uma barreira energética que deve ser quebrada para que o ião  $\text{Mg}^{2+}$  seja absorvido na rede cristalina - quando existe uma elevada proporção  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  e abundante  $(\text{CO}_3)_2$ , ambos em solução, esta barreira pode ser quebrada<sup>152</sup>.

As rochas dolomitizadas (dolomia ou dolomito), geneticamente são classificadas em: **dolomitos epigenéticos**, que se formam pela substituição localizada de um carbonato precursor ao longo de descontinuidades pós-deposicionais (*e.g.* falhas e diaclases); **dolomitos**

---

<sup>152</sup> Outros catiões como  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Mn}^{+2}$ , além do  $\text{Mg}^{+2}$ , podem entrar na estrutura cristalina da calcite em substituição do  $\text{Ca}^{+2}$ ; o  $\text{Sr}^{+2}$  e o  $\text{Ba}^{+2}$  preferem a estrutura cristalina da aragonite. Pequenas quantidades de ferro na dolomite produzem cores de alteração: acastanhados/amarelados/bege, nas rochas dolomitizadas.

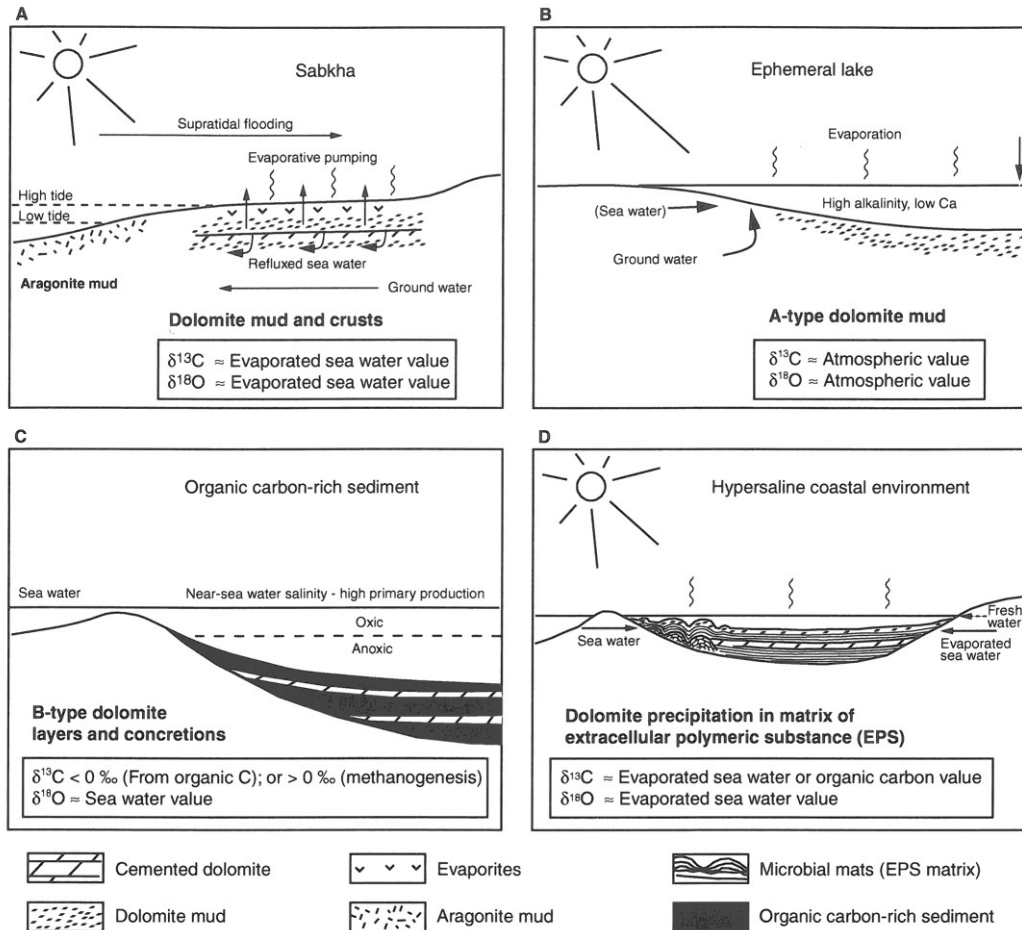
**singénéticos**, que se desenvolvem no início da diagénese (eogénese), durante ou logo após a deposição, quando o sedimento ainda está no seu ambiente de deposição (dolomitização penecontemporânea da deposição, *sensu* BUDD, 1997); e **dolomitos diagenéticos**, que se desenvolvem por substituição de sedimentos carbonatados durante ou após a consolidação (litificação).

Excluindo os dolomitos maciços-estratiformes que se originam em condições profundas de soterramento e/ou hidrotermal (FERRY *et al.*, 2011; entre outros), para explicar o processo de **dolomitização penecontemporânea** vários modelos hidrogeológicos foram desenvolvidos com base nas observações da formação de dolomite em ambientes atuais (ADAMS & RHODES, 1960; HSÜ & SIEGENTHALER, 1969; MCKENZIE *et al.*, 1980; MCKENZIE, 1981; FRISIA, 1994; entre muitos outros) (Fig. 96). Dolomitos de origem penecontemporânea, de todas as idades, são frequentemente associados com depósitos evaporíticos de condições hipersalinas (**sabkha**) (FRIEDMAN & SANDERS, 1967; SUN, 1995). Em particular, os estudos desenvolvidos nas zonas litorais de extrema aridez das *Sabkhas do Abu Dhabi (Trucial Coast)* têm permitido desenvolver uma série de modelos que se diferenciam pelo mecanismo dominante no bombeamento das águas marinhas/continentais através do sedimento e capazes de proporcionar dolomitização. Distinguem-se o **modelo de percolação-refluxo** (*seepage reflux model*) (ADAMS & RHODES, 1960), o **modelo evaporítico de bombeamento** (*evaporative pumping model*) (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969; MCKENZIE *et al.*, 1980; MCKENZIE, 1981; CARBALLO *et al.*, 1987) e o **modelo ascendente de salmoura** (*ascending brine model*) (WOOD *et al.*, 2002).

Nos ambientes de tipo **sabkha** (Fig. 96A), as condições de forte evaporação são certamente favoráveis ao aumento da saturação das soluções no que diz respeito aos diferentes minerais carbonatados. A remoção de iões  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{SO}_4^{-2}$  a partir de uma solução, com a precipitação simultânea de minerais de sulfato de cálcio (*e.g.* gesso e anidrite), leva a um aumento da razão  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  e, conseqüentemente, aumenta de forma seletiva a saturação em dolomite (enquanto a saturação do carbonato de cálcio é reduzida). Em contraste com este esquema, foi proposta, para a precipitação da dolomite, uma possível ligação com a variação secular na química dos oceanos, tendo em conta que os períodos de menor relação  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  em solução parecem corresponder com os períodos de maior abundância no registo geológico (CHILINGAR, 1956; BURNS *et al.*, 2000; HOLLAND & ZIMMERMANN, 2000).

No **modelo evaporativo de lagoa/laguna** (*Coorong model*) (Fig 96B), a precipitação da dolomite pode ser induzida pelo aumento da atividade dos iões carbonato  $[(\text{CO}_3)_2]$ , devido a um aumento da alcalinidade e/ou do conteúdo em carbono inorgânico dissolvido. Desse modo, variações na alcalinidade dos oceanos, ao longo dos tempos geológicos, poderão afetar fortemente a formação de dolomite autogénica. A alcalinidade também pode ser proporcionada a partir da evaporação das águas, como observado em lagoas efémeras costeiras no sul da

Austrália (na região de *Coorong*) (ROSEN *et al.*, 1988, 1989; WARREN, 1990), em algumas praias com lagoas e em zonas de mistura entre águas continentais e marinhas. Durante a evaporação da água salgada misturada com a doce (*i.e.* salmoura mista), uma vasa dolomítica não litificada deposita-se (dolomite de tipo-A). A formação sin-sedimentar desta dolomite de tipo-A requer condições de alcalinidade na salmoura, o que poderia ser causado pelo influxo e evaporação de grandes quantidades de água doce.



**Fig. 96** – Esquematização dos diferentes modelos de dolomitização propostos para ambientes modernos; (A) modelo de *sabkha*, (B) modelo hipersalino/restrito (evaporítico) lagunar, (C) modelo organogénico e (D) modelo microbiano (*in* MEISTER *et al.*, 2013).

Outros dados recolhidos durante várias sondagens oceanográficas (KELTS *et al.*, 1982; BAKER & BURNS, 1985) têm sugerido que a dolomite formada durante a eogénese, por vezes se associa a sedimentos hemipelágicos ricos em carbono orgânico. Neste **modelo organogénico** a formação de dolomite (dolomite de tipo-B) (Fig. 96C) é essencialmente controlada pelo aumento da alcalinidade, devido à degradação da matéria orgânica por atividade microbiana *in situ* (*e.g.* redução sulfato-bacteriana ou oxidação anaeróbica do metano) (BURNS *et al.*, 2000; MAZZULLO, 2000; MEISTER *et al.*, 2007), bem como induzida pela alteração de minerais argilosos (WALLMANN *et al.*, 2008; MEISTER *et al.*, 2011).

No entanto, como já se referiu, é preciso considerar que a supersaturação das soluções só por si não é suficiente para formar dolomite, pois existem algumas barreiras energéticas (de tipo cinético) que inibem a sua precipitação. Recentemente, em laboratório, foram utilizados vários tipos de bactérias vivas capazes de fazer diminuir essas barreiras cinéticas, levando assim à precipitação de dolomite (VASCONCELOS *et al.*, 1995). Esta descoberta levou à formulação do **modelo microbiano (Fig. 96D)**, baseado no estudo da precipitação da dolomite moderna na Lagoa Vermelha no Brasil (Estado do Rio de Janeiro - VASCONCELOS & MCKENZIE, 1997). O modelo microbiano também foi sugerido para ser aplicável à precipitação direta de dolomite moderna nas *Sabkhas* de *Abu Dhabi* (BONTOGNALI *et al.*, 2010), apesar de os mecanismos precisos deste processo ainda não terem sido compreendidos na sua totalidade. A dolomite precipita em correspondência, ou perto, da interface sedimento/água sob condições anóxicas hipersalinas, sendo este processo certamente influenciado pela redução microbiana de sulfato com produção de carbono inorgânico (VAN LITH *et al.*, 2003).

#### 4.4.2.2 *Aplicação ao Grupo de Coimbra*

Tendo em conta os resultados da análise e interpretação das transições de fácies observadas, assim como a sistematização petrográfico-estratigráfica dos tipos de dolomite, no **Grupo de Coimbra**, fica evidente que a dolomitização *pervasiva/intensa*, contínua/maciça-estratiforme se confina essencialmente às associações supra/intermareais (AF1) e submareais de baixa profundidade, desde ambientes/subambientes essencialmente restritos (lagunares – AF2) a ambientes relativamente mais abertos às influências marinhas (complexo de barreira – AF3), da **formação de Coimbra** e metade inferior da **formação de S. Miguel**, sob condições climáticas quentes áridas/semiáridas. Pelo contrário, a associação de mar aberto (AF4) que compõe a metade superior da **formação de S. Miguel** apresenta uma dolomitização mais seletiva/parcial, menos intensa e descontínua, com romboedros de dolomite dispersos a formar manchas ao longo de descontinuidades mecânicas (falhas, diaclases e planos de estratificação), a que se associa sempre (ou quase sempre) uma desdolomitização. Para além disso, o exercício de correlação litostratigráfica realizado à escala regional mostra que lateralmente se passa de fácies proximais quase completamente dolomitizadas (região Coimbra-Penela) para fácies equivalentes mas distais, que permanecem em larga parte inalteradas (região de Peniche/S. Pedro Moel) (Fig. 75).

Sistematizando, os elementos que apontam para uma **dolomitização maciça penecontemporânea** da base do **Grupo de Coimbra** são:

- 1) A dolomitização maciça observada precede a formação das brechas sin-deposicionais que foram atribuídas a uma tectónica sin-sedimentar intra-sinemuriana local;
- 2) A porção dolomitizada maciça corresponde essencialmente aos ciclos assimétricos perimareais e submareais de pequena escala (alta frequência ou curto-prazo) formados durante períodos progradantes e agradantes do sistema perimareal-lagunar-barreira;
- 3) Mosaicos essencialmente *idiotopic* de dolomite planar como os observados (DOL1, DOL2 e DOL3) são indicativos de temperaturas de precipitação abaixo dos 50-60 °C, ou seja ambientes de soterramento muito pouco profundos, durante uma fase diagenética incipiente (SIBLEY & GREGG, 1987; WARREN, 2000). A completa falta de dolomite com textura não planar exclui, à partida, uma precipitação de dolomite a temperaturas superiores aos 50-60 °C consideradas atuantes essencialmente em ambiente mais tardio de soterramento (SIBLEY & GREGG, 1987; WARREN, 2000);
- 4) Os cristais mais grosseiros de dolomite zonada evidenciam múltiplas fases de dolomitização sob condições de baixa temperatura (WARREN, 2000);
- 5) Um mosaico cristalino polimodal (como o que caracteriza a maioria da DOL1 e todas as DOL2 e DOL3) não seria preservado no caso de haver recristalização tardia (DUNHAM & OLSON, 1980);
- 6) As DOL1, DOL2 e DOL3 observadas precedem a DOL4, com esta última a ser interpretada como tendo ocorrido numa fase de soterramento muito pouco profundo (CHOQUETTE & HIATT, 2008; ZENTMYER *et al.*, 2011);
- 7) A ocorrência de dolomicrite circungranular nas fácies grão-suportadas sugere uma génese sin-deposicional (ou pelo menos muito precoce), após cimentação inicial, por precipitação direta de águas marinhas ou por substituição de um mineral precursor (calcite ou aragonite) (*i.e.* a partir de dissolução de uma fase original e reprecipitação de dolomite);
- 8) O facto de nas fácies grão-suportadas os oóides/pelóides completamente dolomitizados não serem cortados por fraturas e não mostrarem contactos suturados entre romboedros associados a estilólitos, são elementos que apontam para uma dolomitização pré compactação.

A tudo isto soma-se ainda a comprovada variabilidade na salinidade dos fluidos que caracterizam os ambientes margino-marinhos durante o Sinemuriano inferior onde, de acordo com o modelo deposicional proposto neste trabalho (Fig. 78), se passa lateralmente de um ambiente de *sabkha* com planície de maré evaporítica e onde prevalecem fluidos com carácter

hipersalino a mesohalino, para um ambiente lagunar essencialmente restrito (mas não completamente) por causa de uma barreira calcarenítica submareal com fluidos ligeiramente hipersalinos (ambiente mesohalino ou penesalino)<sup>153</sup>, até chegar ao ambiente mais distal e aberto claramente estenoalino. Perante um sistema margino-marinho deste tipo, com possível atividade microbiana na faixa perimareal, sujeito a variações cíclicas do nível de base com alta frequência e de baixa amplitude e sob condições climáticas quentes (semi)áridas, impõe-se um modelo de dolomitização misto (integrador), que permita justificar as diferentes tipologias de dolomite observadas que, muitas vezes, parecem estar relacionadas entre si.

Considerando exclusivamente as características petrográficas e de ocorrência estratigráfica, e comparando com a formação de dolomite nos ambientes atuais (SHINN *et al.*, 1965; MAZZULLO *et al.*, 1995; BUDD, 1997; entre outros), admite-se para a dolomicrite/dolomicrosparite associada as fácies supra/intermareais laminadas a maciças (**DOL1**) uma dolomitização por bombeamento evaporítico com possíveis misturas entre águas continentais e marinhas de inundação (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969; McKENZIE *et al.*, 1980; McKENZIE, 1981; CARBALLO *et al.*, 1987). A presença de pseudomorfoses de evaporitos entre estratos sugere uma dissolução de cristais evaporitos durante a diagenese precoce através da entrada no sistema de influxos de águas meteóricas (DEAN & ANDERSON, 1982; SCHAUER & AIGNER, 1997). Os processos evaporativos e/ou a redução de sulfatos levam à precipitação físico-química (superficial) de dolomite em lagoas hipersalinas e na interface supra-intermareal, muito provavelmente com uma mineralização induzida/catalisada pela atividade microbiana (MAZZULLO, 2000; BONTOGNALI *et al.*, 2010; KRAUSE *et al.*, 2012; entre outros).

No caso da dolomicrosparite/dolosparite associada essencialmente às fácies submareais poucos profundas (**DOL2**), admite-se um modelo genético através de refluxos de fluidos marinhos hipersalinos a mesohalinos (salmouras supersaturadas em  $Mg^{2+}$ ) que se infiltram (por serem mais densos) a partir das fácies deposicionais mais porosas que caracterizam a planície de maré e proporcionam dolomitização atravessando os sedimentos carbonatados, tal como é proposto por SUN (1994) e QING *et al.* (2011) (entre outros). Neste modelo (penesalino) ligeiras modificações nas concentrações das águas marinhas proporcionam uma extensa dolomitização pouco profunda sem a concorrente precipitação de sulfatos, consistente com a conspícua falta de evaporitos na sucessão calco-dolomítica investigada<sup>154</sup>.

---

<sup>153</sup> ADAMS & RHODES (1960) consideram o termo **penesalino** indicativo de águas marinhas evaporadas com salinidade variável entre 72‰ até 199‰.

<sup>154</sup> Este sistema hidrogeológico que permite a dolomitização penesalina é similar ao modelo de percolação-refluxo (*seepage reflux model*) de ADAMS & RHODES (1960) que, contudo, no princípio, previa o atuar exclusivo de fluidos hipersalinos mais densos com fluxos desde uma plataforma interna para uma bacia marinha com mais baixa salinidade e dolomitização associada a ingentes quantidades de evaporitos. No entanto, posteriormente, outros autores (e.g. SIMMS, 1984; KAUFMAN, 1994) têm proposto uma revisão deste modelo em que uma dolomitização lateralmente extensa ocorre no topo de plataformas carbonatadas progradantes e repetidamente inundadas pelas ondas de tempestades, com refluxos de fluidos marinhos não necessariamente hipersalinos mas só com um ligeiro incremento

Para a dolomicrosparite/dolosparite de preenchimento dos icnofósseis (**DOL3**) admite-se a possibilidade de esta estar ligada à precipitação de dolomite na interface sedimento/água sob condições anóxicas. Propõe-se uma mineralização influenciada pela redução microbiana de sulfato com produção de carbono inorgânico (VAN LITH *et al.*, 2003), de acordo com o modelo proposto em GINGRAS *et al.* (2004). Tal processo desenvolve-se em ambientes intermareais/submareais pouco profundos, possivelmente durante períodos de paragem ou abrandamento da sedimentação com desenvolvimento de superfícies condensadas endurecidas (*hardgrounds*).

Esquematizando, e tendo sempre bem presente o carácter hipotético destas interpretações (relacionado sobretudo com a falta de análises geoquímicas), admite-se para o início do Sinemuriano inferior (**base da formação de Coimbra**) uma dolomitização maciça perimareal sob condições de forte evaporação onde, possivelmente, a atividade microbiana joga um papel fundamental na mineralização da dolomite primária. Neste contexto, as ondas de tempestade (comprovadas pelos respetivos depósitos), proporcionam a recarga hídrica da planície perimareal (possíveis fluxos de águas meteóricas superficiais e/ou subterrâneas desde o domínio terrestre não podem ser excluídos). Águas marinhas de inundação (essencialmente mesohalinas ou mesmo estenoalinas, na sua origem) depois de chegar à planície perimareal tornam-se mesohalinas a hipersalinas por evaporação (*i.e.* salmouras supersaturadas) e contribuem para a formação de finas crostas superficiais de dolomite (DOL1). Nesta fase, na faixa intermareal inferior a submareal pouco profunda pode ocorrer a dolomitização de preenchimento (DOL3), ao contrário da dolomitização por refluxo (DOL2) que, se ocorrer, é claramente negligenciável em quantidade. Perto das zonas de origem e de infiltração das salmouras agora supersaturadas, a dolomitização deve ter sido relativamente rápida de forma a proporcionar uma recristalização da dolomite microcristalina em dolomicrosparite e a preservação da textura deposicional, ainda observável (essencialmente laminada) (**Fig. 97 - A**). Para além disso, o carácter impuro (essencialmente ferruginoso) dos dolomititos observados neste intervalo pode estar relacionado com condições redutoras de enterramento (muito pouco profundas) ou a presença de unidades geológicas ricas em ferro (*e.g.* parte inferior do **Grupo de Silves**; SOARES *et al.*, 2012) ao longo do trajeto percorrido pelos fluidos dolomitizantes.

Na fase que se lhe sucede e que caracteriza o **topo da formação de Coimbra** (fim do Sinemuriano inferior a início do superior) a troca de fluidos marinhos entre uma laguna entretanto formada pelo crescimento de um complexo de barreira submareal e o mar aberto torna-se progressivamente mais limitada e, conseqüentemente, a salinidade da laguna aumenta por evaporação. De acordo também com o modelo deposicional estabelecido, o ambiente lagunar torna-se mais restrito mas nunca verdadeiramente isolado, de tipo

---

da salinidade (entre 35‰ até 120‰ de salinidade – *i.e.* ambiente mesohalino) (SUN, 1994). Esta nova versão do modelo de refluxo permite explicar a dolomitização (dolomite penesalina *sensu* QING *et al.* 2011) de escala métrica comumente associada a ciclos perimareais-submareais durante os períodos de *greenhouse*, sem a necessidade duma sedimentação de evaporitos.

penesalino, com fluxos (refluxos) de fluidos de percolação hipersalinos a mesohalinos, mais densos, provenientes dos sedimentos mais porosos e superficiais da planície de maré em direção à laguna, chegando mesmo a atingir as fácies calcareníticas do complexo de barreira (Fig. 97B)<sup>155</sup>.

Estes refluxos dolomitizantes são claramente controlados pelas variações de alta frequência do nível de base que, repetidamente, os proporcionam e bloqueiam, permitindo assim a formação de horizontes de dolomitos estratiformes e pouco profundos (RAMEIL, 2008)<sup>156</sup>. Neste contexto, os corpos de areno-pelitos/argilitos que interstratificam com as camadas dolomitizadas perimareais podem atuar como aquitardo, convertendo assim a circulação descendente para um refluxo paralelo a estratificação. Mesmo discurso pode fazer-se para as superfícies de descontinuidade erosivas e as endurecidas submareais dos ciclos anteriores que podem bloquear a penetração dos fluidos mais em profundidade e/ou favorecer uma circulação lateral. No entanto que estes refluxos concentrados circulam a saturação em  $Mg^{2+}$  tende a esgotar-se e a dolomitização procede mais lentamente, permitindo o crescimento de cristais de dolomite relativamente mais grosseiros nas fácies progressivamente mais distantes da origem do fluxo. As circulações sucessivas das salmouras supersaturadas através das camadas já previamente dolomitizadas, mas ainda porosas, resulta em novas precipitações de dolomite e uma cimentação intercrystalina, que, por sua vez, faz diminuir a porosidade/permeabilidade (SALLER & HENDERSON, 2001; LUCIA, 2004). Esta dolomitização polifásica pode justificar, em parte, a maior porosidade/permeabilidade (essencialmente intercrystalina a intergranular e vacuolar) observada nas fácies lagunares/barreira em relação as fácies inter/supramareais.

Durante a deposição da **metade inferior da formação de S. Miguel** (possível base do Sinemuriano superior) o sistema lagunar torna-se progressivamente mais amplo e profundo proporcionando a mistura entre fluxos estenoalinos de águas marinhas e os fluidos essencialmente mesohalinos da laguna, a que podem acrescentar-se possíveis influxos meteóricos ligados a um comprovado aumento da humidade. Esta mistura torna a laguna num ambiente mais tolerável para os organismos usualmente estenoalinos que, assim, podem sobreviver (é o caso dos raros fragmentos de equinodermes encontrados nas fácies lagunares da base da **formação de S. Miguel**). Para além disso, o incremento das distâncias a ser percorridas pelos refluxos concentrados faz com que a dolomitização proceda de forma progressivamente mais lenta e menos *pervasiva* nas fácies mais distantes da origem dos

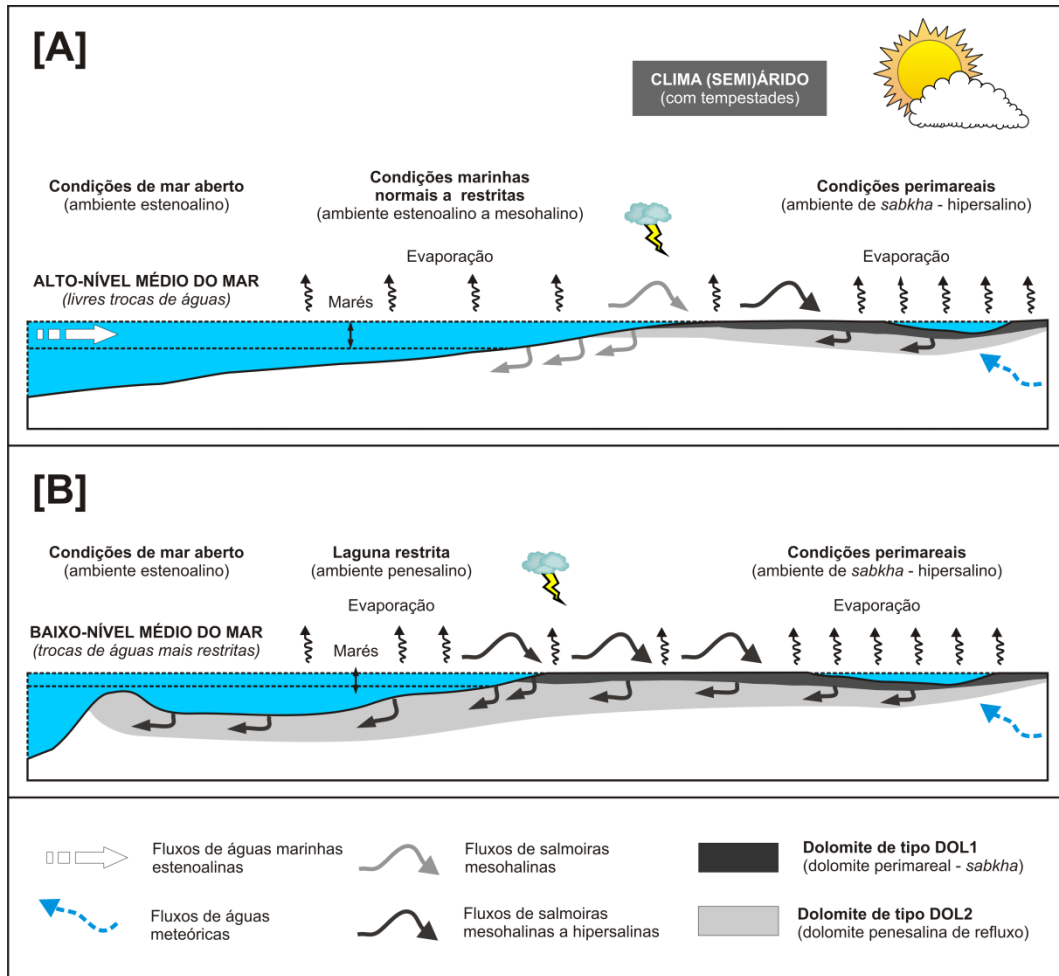
---

<sup>155</sup> De acordo com vários autores (e.g. ASSERETO & RIZZINI, 1975; ROTT & QING, 2013), para poder explicar a dolomitização observada nos oóides das fácies do complexo de barreira pode admitir-se uma sucessão de eventos deste tipo: num estágio muito inicial da diagénese, durante períodos de maior evaporação, os minúsculos cristais de calcite que recobriam os grãos sofrem substituição por cristais de dolomite cripto/microcrystalina mineralogicamente pouco ordenada; mais tarde alguns destes cristais finos sofrem recristalização com formação de novos cristais de dolomite, maiores e mais estáveis.

<sup>156</sup> Modelos numéricos realizados em laboratório demonstram que os fluxos descendentes mesohalino e hipersalinos facilmente modificam a própria trajetória de circulação no sentido paralelo as camadas, como consequência das variações estratigráficas de porosidade/permeabilidade (GARCIA-FRESCA *et al.*, 2009; RONCHI *et al.*, 2012).



fluxos. Esta última afirmação comprava-se pelo caráter mais calcários das fácies lagunares correspondentes a este intervalo temporal.



**Fig. 97** – Esquematisação (não à escala) do modelo hipotético desenvolvido para a dolomitização maciça-estratiforme que caracteriza a base do **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano inferior e médio) no domínio proximal (região Coimbra-Penela). (A) – Durante os período de subida do nível médio do mar admite-se um sistema costeiro/perimareal relativamente aberto que permitisse trocas de águas entre os ambientes/subambientes mais proximais e o mar aberto. Nestas condições as ondas de tempestades proporcionam a recarga hídrica da planície perimareal, concentração (por evaporação) dos fluidos e formação de finas crostas superficiais de dolomite (primária), com possível atividade microbiano/bacteriana associada (DOL1). Nesta fase, ao longo das faixas intermareal inferior e submareal pouco profunda, pode ocorrer a dolomitização de preenchimento de icnofósseis (DOL3), ao contrário da dolomitização por refluxo (DOL2) que, se ocorrer, é claramente negligenciável em quantidade. (B) – Durante os períodos de abaixamento do nível médio do mar o sistema de barreira limita (mas não totalmente) as trocas de águas marinhas entre o oceano e a laguna, com esta última a tornar-se num ambiente penesalino (*sensu* ADAMS & RHODES, 1960; na perspectiva de QING *et al.*, 2001). Nestas condições proporciona-se uma circulação de refluxo com fluidos hipersalinos a mesohalinos que determinam a formação de horizontes dolomitizados pouco profundos (DOL2), controlados pelas flutuações de alta frequência do nível de base. Neste contexto, os corpos de areno-pelitos/argilitos que interstratificam com as camadas dolomitizadas perimareais podem atuar como aquitardo, convertendo assim a circulação descendente para um refluxo paralelo à estratificação. O mesmo discurso pode fazer-se para as superfícies de descontinuidade erosivas e para as superfícies endurecidas submareais dos ciclos anteriores que podem bloquear a penetração dos fluidos mais em profundidade e/ou favorecer uma circulação lateral. Este modelo hipotético tem como referências os trabalhos de SUN (1994), WARREN (2000) e QING *et al.* (2001) (o esquema foi redesenhado e adaptado a partir de RAMEIL, 2008).

No que diz respeito à evolução da porosidade associada à dolomitização, trata-se de uma questão muito complexa que não encontra um consenso na literatura. Alguns autores sugerem que nenhuma porosidade é criada durante um evento de dolomitização por causa da

chegada, no sistema, de fluidos com abundantes quantidades de  $(\text{CO}_3)^2$  e pelo facto que os dolomitos são sempre menos porosas dos seus calcários precursores, devido à cimentação de dolomite (LUCIA & MAJOR, 1994). Outros autores, no entanto, propõem cenários diagenéticos diferentes, onde o  $(\text{CO}_3)^2$  é de origem local (derivante da simultânea dissolução da calcite/aragonite durante a dolomitização), com conseqüente aumento da porosidade (MOORE, 2001; PURSER *et al.*, 1994). Um ulterior modelo sugere que até a uma dolomitização da ordem do 50-75% se verifica uma progressiva redução da porosidade, por preenchimento dos poros da fração fine não dolomitizada, pelos romboedros de dolomite (MURRAY, 1960); sucessivamente a porosidade torna a aumentar devido ao facto que os romboedros de dolomite são menores que os cristais de calcite, agora em grande parte, ou completamente, substituídos, registrando assim um aumento geral da porosidade vacuolar.

Por fim, salienta-se que a **dolomitização singenética** que caracteriza a **base do Grupo de Coimbra**, num sistema costeiro/perimareal carbonatado de águas marinhas rasas, se deve, com muita probabilidade, ao conjunto dos mecanismos referidos que atuam em paralelo, simultaneamente, ou alternativamente. Tale afirmação comprova-se, em parte, pelo facto que todas os tipos de dolomite evidenciadas podem coexistem numa mesma camada. Para além disso, as variações de porosidade e de textura das fácies deposicionais (no sentido lateral e vertical) parecem ter um controlo eficaz sobre a geometria/volume real dos dolomitos atualmente observados.

#### 4.4.3 Desdolomitização

Durante a diagénese de sedimentos já dolomitizados, quando os fluidos se tornam enriquecidos em  $\text{Ca}^{2+}$  e pobres em  $\text{Mg}^{2+}$ , particularmente em condições meteóricas à superfície, ou perto dela (MATTAVELLI, 1966), assim como de enterramento (BUDAI *et al.*, 1984), os cristais de dolomite podem ser dissolvidos e a calcite (pseudomorfa, ou novos cristais) precipita no seu lugar<sup>157</sup>. Este processo, denominado de **desdolomitização**, em função da química dos fluidos intervenientes pode levar a um enfraquecimento das propriedades geotécnicas da rocha e ao incremento da porosidade moldada e intercrystalina de camadas sedimentares inteiras, ou porções da sucessão estratigráfica (PURSER *et al.*, 1994), com importantes repercussões também sobre a permeabilidade e a qualidade da rocha como reservatório<sup>158</sup>. Para além disso, o processo de desdolomitização pode levar ao preenchimento

---

<sup>157</sup> O mecanismo de substituição mineralógica pode envolver um único evento, *i.e.* a dolomite é dissolvida simultaneamente com a precipitação de calcite (AL-HASHIMI & HAMINGWAY, 1973), ou dois eventos sucessivos, *i.e.* completa dissolução de uma dolomite metastável seguida por precipitação de calcite nos vacúolos (ou cavidades) de dissolução previamente formados (KENNY, 1992).

<sup>158</sup> A taxa das reações de desdolomitização aumenta significativamente quando minerais que contêm  $\text{Ca}^{2+}$  (tais como gesso ou anidrite), com cinética de dissolução mais rápida e volume molar menor do que a calcite, estão presentes no

de veios e poros da rocha dolomítica por um cimento de calcite espática (BACK *et al.*, 1983). O produto da desdolomitização refere-se, comumente, como desdolomite (BACK *et al.*, 1983). A par com o processo de dolomitização, também neste caso, apesar das numerosas investigações realizadas, trata-se de um fenómeno ainda não completamente entendido, sobretudo no que diz respeito aos mecanismos de controlo do processo e dos tipos de fluidos intervenientes (CANTRELL *et al.*, 2007; VANDEGINSTE & JOHN, 2012).

Estudos de natureza geoquímica têm demonstrado como a desdolomitização pode ocorrer a baixas temperaturas (inferiores aos 50°C) na presença de águas meteóricas subsaturadas ( $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  elevado) e pobres em pressão parcial de  $\text{CO}_2$  (similar à da atmosfera) e elevada taxa de fluxo (De GROOT, 1967), enquanto outros trabalhos apontam para soluções ricas em sulfato de cálcio, pela dissolução de evaporitos, que proporcionam o  $\text{Ca}^{2+}$  necessário ao processo (AL-HASHIMI & HAMINGWAY, 1973; BISHOFF *et al.*, 1994). No entanto, a dissolução de evaporitos não é sistematicamente associada à desdolomitização e portanto outras fontes de  $\text{Ca}^{2+}$  deverão ser admitidas (KHALAF & ABDAL, 1993; RONCHI *et al.*, 2004).

A desdolomitização precoce resulta da instabilidade do  $\text{Mg}^{+2}$  no núcleo dos cristais de dolomite, facilitando assim a substituição do núcleo pela calcite, resultando também de fenómenos de recristalização em condições meteóricas perto da superfície e pela dissolução, sempre meteórica, dos romboedros de dolomite presentes na matriz. No caso de uma desdolomitização tardia, esta ocorre como consequência de uma corrosão seletiva dos romboedros de dolomite ao longo dos planos de clivagem e nas zonas mais ricas em ferro (FRANK, 1981), com formação de poros intracristalinos e subsequente crescimento de calcite sintáctica dentro destes poros (FLÜGEL, 2004).

Localmente, no corpo lítico investigado, os dolomitos afetados por desdolomitização (comprovada pela presença de DES1 e DES2) são interpretados como sendo o resultado de fases tardias que envolvem a atuação de fluidos continentais sobre um substrato dolomitizado através de descontinuidades sin e pós-deposicionais (planos de estratificação, falhas e diaclases) capazes de proporcionar e dirigir uma circulação hídrica subterrânea. Os vacúolos irregulares de dissolução e os poros intergranulares com as paredes revestidas por finas orlas internas de cimento microsparítico/esparítico e óxidos/hidróxidos de ferro, observados nas fácies perimareais e submareais pouco profundas (**Tab. 1**), corroboram a hipótese de uma dissolução diagenética tardia e precipitação de calcite em condições meteóricas e vadasas (e.g. AL-HASHIMI & HAMINGWAY, 1973)<sup>159</sup>. No caso específico da DES2 salienta-se, ainda, a sua geometria em camadas decimétricas a métricas e aparentemente contínuas no sentido lateral, assim como a sua posição estratigráfica correlacionável com uma superfície de

---

sistema hidrogeológico. Em tais situações, com a desdolomitização a porosidade da rocha aumenta significativamente (aproximadamente 10%), durante um intervalo de tempo de centenas de milhares de anos (ESCORCIA *et al.*, 2013).

<sup>159</sup> De facto, a associação de óxidos/hidróxidos de ferro com fenómenos de desdolomitização em rochas carbonatadas é bem conhecida (VANDEGINSTE & JOHN, 2012; e referências neste incluídas). Em particular a presença de goethite pode ser considerada indicativa de uma precipitação perto da superfície, onde prevalecem baixas temperaturas, pH típico de condições de superfície, alta atividade das águas e baixas taxas de fornecimento de ferro (YAPP, 2001).

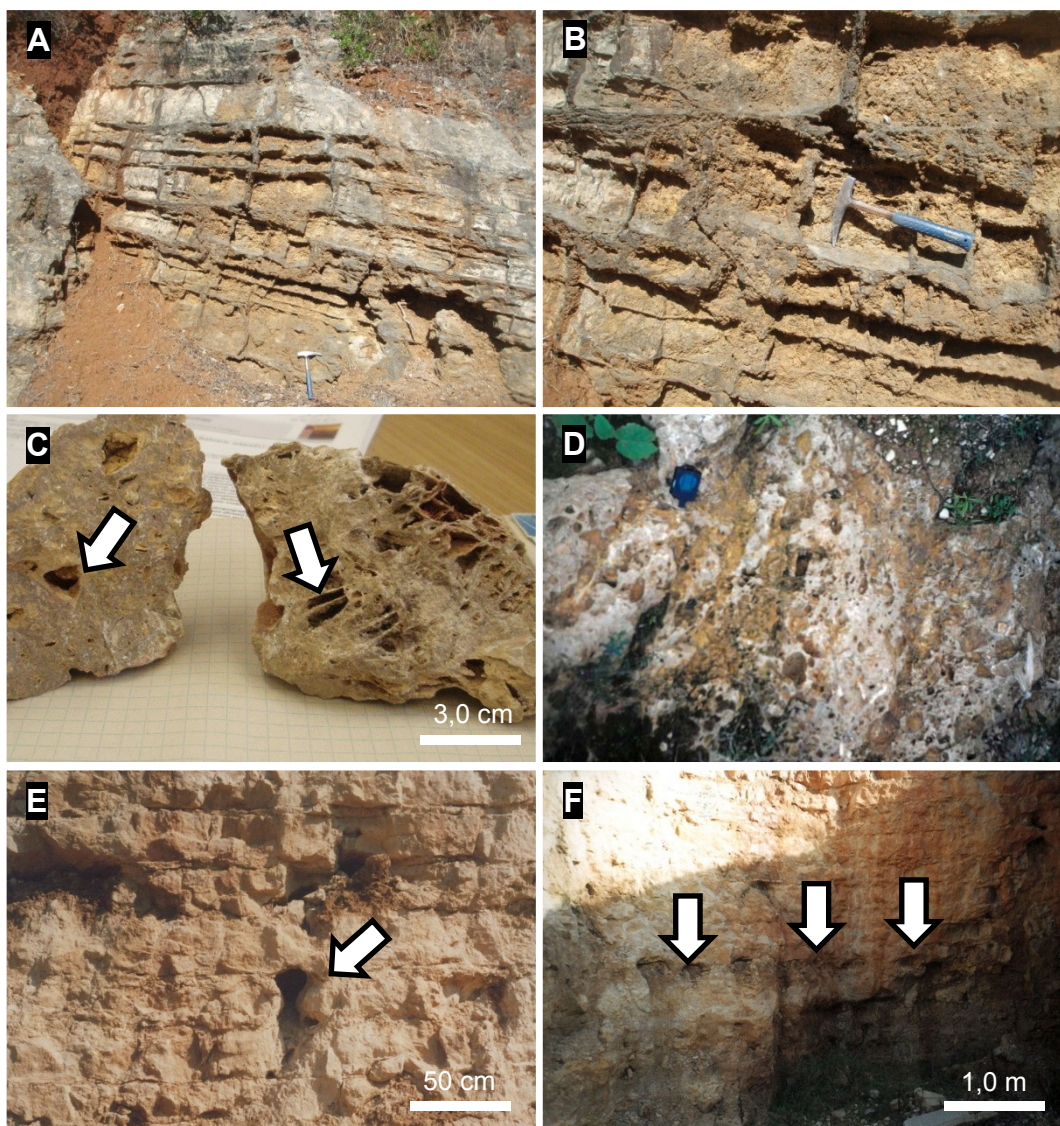
descontinuidade principal. Esta ocorrência faz pensar num regime vadoso precoce logo depois da dolomitização e relacionado com variações de alta frequência do nível de base, no entanto, a superfície com que frequentemente se associa não mostra evidência de exposição e portanto esta hipótese não pode ser confirmada.

#### **4.4.3.1 Estruturas e formas associadas**

No campo, as evidências de desdolomitização observadas à micro-escala associam-se sempre a algumas estruturas específicas, à meso-escala (**Fig. 98**): (1) **veios e fraturas** (falhas e/ou diaclases) abertas ou seladas por um mosaico de calcite espática equigranular drúsica com abundantes óxidos/hidróxidos de ferro; (2) **boxworks** – rede densa de fissuras perpendiculares/entrecruzadas, em relevo e sulcos interpostos; (3) **pequenas cavidades ao longo de diaclases** estrato-limitadas e perpendiculares às camadas, com secção elíptica a alongada (de dimensão decimétrica a métrica); e (5) **pequenas cavidades horizontais** com secção subcircular a elíptica e dimensões ainda mais reduzidas que as anteriores (5-70 cm em diâmetro). Todas estas pequenas cavidades, como já se referiu, podem vir a ser parcial ou totalmente preenchidas por uma cobertura siliciclástica pós-jurássica.

No caso das diaclases, a análise petrográfica de amostras pontuais recolhidas à volta e no interior destas estruturas tem mostrado desdolomite em ambos os lados das paredes com uma intensidade da calcitização progressivamente reduzida (em ambos os lados) conforme o aumento do afastamento da fratura; nas mais finas, a zona de transição entre a desdolomite e a dolomite inalterada é usualmente mais abrupta, cortante, em comparação com as de maiores dimensões onde parece ser geralmente mais gradual. Nas fraturas mais abertas não se observaram evidências de desdolomitização, provavelmente devido à atuação de uma carsificação mais intensa.

Para as estruturas em *boxworks* importa salientar como a rede densa de pequenas fissuras (fraturas e/ou micro-fraturas) determina uma textura de tipo “pseudobrechóide” onde os clastos angulosos, constituídos por uma dolomicrite desdolomitizada, são cimentados entre si por calcite espática. As estruturas em *boxworks* apresentam-se com uma porosidade vacuolar muito elevada e localmente observa-se um sedimento silto-argiloso ocre que preenche parcialmente alguns dos poros de dissolução; quando este sedimento interno está ausente observam-se concreções calcíficas (de tipo espeleotemas), ricas em óxidos/hidróxidos de ferro, ao longo das paredes dos vazios (**Fig. 98**). Os mesmos tipos de sedimentos internos (químicos e detriticos) foram observados em algumas das pequenas cavidades associadas às mais largas fraturas ou planos de estratificação.



**Fig. 98** – Exemplos de estruturas associadas a mecanismos de desdolomitização observadas à meso-escala nas fácies dolomíticas da área de estudo. (A) e (B) - Veios e fraturas seladas por calcite espática a formar estruturas de tipo *boxworks* – rede densa de fraturas e/ou micro-fraturas perpendiculares/entrecruzadas, em relevo, e sulcos interpostos (pseudobrechas); (C) e (D) - As estruturas em *boxworks* no particular apresentam-se com uma porosidade vacuolar muito elevada e um sedimento silto-argiloso ocre infiltrado; quando este sedimento interno é ausente se observam concreções calcíticas (de tipo espeleotemas), ricas em óxidos/hidróxidos de ferro, ao longo das paredes dos vazios de dissolução; (E) No centro inferior da imagem observa-se uma cavidade ao longo de uma diaclase estrato-limitada e perpendicular as camadas; (F) Série de cavidades preenchidas horizontais com secção subcircular a elíptica de dimensões muito reduzidas que exploram juntas de estratificação margosas peliculares.

No caso das pequenas cavidades subcirculares a elípticas observa-se que são numerosas e se desenvolvem preferencialmente ao longo de uma única fratura ou de um estrato (**Fig. 98E,F**). Todas estas pequenas cavidades estão associadas a fácies dolomitizadas e algumas observações esporádicas mostram uma zona de transição essencialmente calcítica que quase sistematicamente contorna os bordos dos vazios. Esta zona de transição, por vezes, mostra uma geometria lenticular com o eixo maior orientado paralelamente à fratura ou ao plano de estratificação. Assim como acontece para as redes densas de fraturas/micro-fraturas,

também no caso das pequenas cavidades se observa uma zona de transição desdolomitizada entre a calcite que reveste as paredes internas e a rocha dolomítica inalterada.

À escala microscópica, as águas meteóricas subsaturadas que atravessam fraturas previamente desenvolvidas, por vezes confluindo em planos de estratificação mais amplos, conforme também a presença de níveis margosos impermeáveis interpostos, proporcionam um aumento da porosidade intercrystalina nas fácies essencialmente dolomicríticas, por dissolução. Desta forma verifica-se um progressivo alargamento das descontinuidades mecânicas através da formação de uma zona muito porosa à sua volta (a coalescência de vários destes poros pode levar ao aparecimento de uma pequena cavidade). A rocha dolomítica apresenta-se com uma típica estrutura cariada (corroída – **Fig. 98C,D**) porosa e mais permeável que determina o aparecimento de um horizonte preferencial para a circulação hídrica subterrânea.

Estes horizontes, claramente heterogéneos e com uma alta porosidade vacuolar, em acordo com DEWAIDE *et al.* (2014), podem ser comparados aos “**fantômes de roche**” ou “**ghost-rock structures**” de QUINIF (1999, 2010), pois trata-se do produto de uma alteração por dissolução *in situ* que pode ainda desenvolver-se numa forma cársica (e.g. uma cavidade). Embora este processo de **ghost-rock karstification**, por definição, não siga necessariamente um controlo estratigráfico, mesmo assim pode ser integrado na “**Hipótese do Horizonte Embrionário**” (IHH) de LOWE (1992) onde se configura como um dos aspetos preludiais no desenvolvimento de um horizonte (ou fratura – *i.e.* **inception fractures sensu** LOWE & WATERS, 2014) mais suscetível a dar início (*inception*) ou a influenciar a gestação e o desenvolvimento de uma cavidade cársica subterrânea.

Aproveitando estes horizontes embrionários específicos, o influxo da mistura de fluidos (com origens e quimismo distintos), ou o atingir de uma situação de saturação em  $\text{Ca}^{2+}$ , determina a precipitação de alguma calcite nos poros intercrystalinos, nas fraturas/microfraturas e nos planos de estratificação mais abertos. Como resultado deste processo, nos volumes de rocha intensamente fraturada verifica-se a quase completa calcitização por microsparite/esparite. Este processo pode ter atuado varias vezes e repetidamente, assim como comprovam as várias gerações de fraturas e de micro-fraturas observadas que se intersectam entre si, preenchidas de calcite, e associadas a abundantes quantidades de óxidos/hidróxidos de ferro. Localmente este processo pode repetir-se e novos eventos de fraturação proporcionam a intensificação da rede de fraturação e, por vezes, a reabertura das mais antigas. O resultado é uma pseudobrecha com a típica estrutura em **boxworks** (**Fig. 98A,B**). Esta nova fase é acompanhada de uma maior precipitação de calcite sob forma de espeleotemas e/ou pela infiltração de sedimento fino silto-argiloso.

#### 4.4.3.2 Hipóteses sobre a origem dos fluidos desdolomitizantes

O entendimento da desdolomitização é de elevada importância quando se pretende reconstituir a tipologia de paleo-fluidos que intercetaram os corpos dolomíticos, assim como, a uma escala maior, entender as condições hidrológica passadas e, por consequência, a carsificação. Alguns estudos foram desenvolvidos com o intuito de desvendar a aparente relação existente entre desdolomitização e carsificação (CANAVERAS *et al.*, 1996; RAINES *et al.*, 1997; NADER *et al.*, 2003; DEWAIDE *et al.*, 2014), apontando todos para uma dissolução da dolomite e a concomitante (ou sucessiva) precipitação de calcite, em contexto meteórico perto da superfície. Nestas condições, como já se referiu, para verificar-se a desdolomitização é necessário que os fluidos intervenientes detenham determinadas características, entre as quais se destacam (*sensu* De GROOT, 1967; AL-HASHIMI & HAMINGWAY, 1973; BISHOFF *et al.*, 1994): (a) um baixo conteúdo em solução de  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  ou (b) um alto conteúdo em sulfatos (pela dissolução de evaporitos - essencialmente gesso).

No caso em consideração ambas as condições podem ter ocorrido simultaneamente ou alternativamente. De facto, ao analisar a distribuição estratigráfica das estruturas ligadas à desdolomitização (e eventualmente carsificação), na área de estudo, observa-se que estas definem-se essencialmente nas fácies lagunares e de barreira da base do **Grupo de Coimbra**, em particular na **formação de Coimbra** e na metade inferior da **formação de S. Miguel**. A restante porção suprajacente da **formação de S. Miguel** não apresenta evidentes fenómenos (à meso-escala) ligados à desdolomitização e carsificação, apesar do carácter dolomítico local. Para explicar esta distribuição admite-se que, durante a **telogénese do Grupo de Coimbra**, depois de ter-se instaurado um gradiente hidráulico mínimo (topográfico e/ou estrutural), juntamente com uma recarga hídrica ligada aos períodos relativamente mais húmidos, se proporciona uma circulação subterrânea de fluidos descendentes (águas meteóricas de percolação) aproveitando as fissuras preexistentes. Tendo em conta a organização litostratigráfica da sucessão carbonatada estudada, estas águas de infiltração antes de chegar às unidades dolomíticas da base devem ter atravessado as unidades mais calcárias e calcomargosas do topo (metade superior da **formação de S. Miguel**) ficando assim enriquecidas de  $Ca^{2+}$  e, deste modo, capazes de proporcionar uma substituição da dolomite (desdolomitização – dissolução e precipitação) e a formação de cimento calcítico mais tardio (concreções de tipo espeleotemas)<sup>160</sup>. Por outro lado, como já foi evidenciado, há corpos líticos relativamente mais evaporíticos que caracterizam as posições estratigráficas inferiores ao **Grupo de Coimbra** e que pertencem a parte do **Grupo de Silves**, assim como existem lentes bastante espessas e

<sup>160</sup> De forma a manter uma relação  $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ , em solução, suficientemente elevada para proporcionar a calcitização da dolomite, é preciso admitir grandes quantidades de águas meteóricas a circular, de forma quase constante, através das descontinuidades mecânicas do corpo rochoso calco-dolomítico, essencialmente durante períodos de clima húmido. De facto, de acordo com De GROOT (1967) e VANDEGINSTE & JOHN (2012), durante a dissolução da dolomite o  $Mg^{2+}$  permanece em solução e, conseqüentemente, a relação  $Ca^{2+}/Mg^{2+}$  das águas meteóricas tende a diminuir; nestas condições se não se verificar um constante influxo de novos fluidos ricos em  $Ca^{2+}/Mg^{2+}$  a desdolomitização se interrompe.

lateralmente extensas de areno-pelitos/argilitos com gesso e localmente ricos em matéria orgânica que interstratificam com as fácies perimareais da **formação de Coimbra**. Para além disto, na unidade M7 do topo da **formação de S. Miguel** a existência de corpos calco-margosos e margosos ricos em matéria orgânica e pirite podem determinar uma acidificação dos fluidos (*sensu* PEZDIČ *et al.*, 1998; FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007, 2013; AULER, 2013; BARTON, 2013) antes destes atingirem as unidades mais dolomíticas da base. Tendo tudo isto em consideração, não se pode excluir uma concomitante ou subsequente atuação de fluidos (ascendentes e descendentes) com alta agressividade, ou ricos em sulfatos pela dissolução de gesso, que circulam através das fissuras do corpo rochoso, durante a mesogénese/telogénese (?) do **Grupo de Coimbra**.

Apesar das incertezas nestas últimas afirmações constata-se que atualmente as águas de algumas das principais exurgências da zona setentrional da área de estudo, pertencente ao sistema cársico local, são ricas em  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Ca e Cl (considerados em ordem de abundância relativa) e interpretadas como sendo águas que atravessam corpos calco-dolomíticos juntamente com outros mais margosos com evaporitos (assim como se verá no capítulo 6, dedicado as questões hidrogeológicas). Para além disto, durante os trabalhos de escavação da nova estrada IC3 - Tomar/Coimbra foram descobertas nas fácies lagunares da base da **formação de S. Miguel** algumas cavidades subterrâneas bastante profundas (não detetadas através das prospeções geofísicas previamente realizadas) e com dimensões das dezenas de metros, caracterizada por uma única e grande sala isolada (sem nenhum tipo de conexão aparente com a superfície) que, tendo como referência a classificação de PALMER (2007) e o mais recente trabalho de KLIMCHOUK *et al.* (2012), parecem corresponder a **cavidades hipogénicas** que se desenvolvem durante as fases mesogenética e/ou telogenética de uma sucessão carbonatada. As causas invocadas relacionam-se com uma fase de corrosão por misturas entre fluidos ascendentes profundos e fluidos que circulam mais perto da superfície entre estratos, na intersecção entre uma fratura subvertical e um horizonte (ou descontinuidade sedimentar) poroso e mais predisposto a ser carsificado (*i.e.* horizonte embrionário). No entanto, não foi possível verificar esta hipótese através de uma análise detalhada das formas parietais das cavidades e de eventuais mineralizações presentes, pois, por questões de segurança, foi interdita a entrada e, de seguida, foram completamente entupidas para permitir a construção da dita estrada.



## 5 COLINAS DOLOMÍTIICAS CARSIIFICADAS

---

As primeiras observações de campo realizadas na área de estudo, juntamente com a consulta bibliográfica (CARVALHO,1955; SOARES & CONDE, 1956; CUNHA, 1990a,b) e a concretização de alguns trabalhos prévios (DIMUCCIO, 2002, 2004, 2005a,b, 2008, 2011; DIMUCCIO & CUNHA, 2008; DIMUCCIO *et al.*, 2014b), têm desde logo apontado para a existência de uma sucessão carbonatada da base do Jurássico Inferior, na região Coimbra-Penela, que, apesar do carácter essencialmente dolomítico e da presença de níveis arenopelito/argilosos e margosos interpostos, mostra alguma **carsificação** (à meso-escala), sendo visíveis também vários aspetos ligados a **micro-carsificação** (CUNHA, 1990a; DIMUCCIO, 2011; DIMUCCIO *et al.*, 2014b). Todos os tipos de formas cársicas observadas (*e.g.* lapiás, dolinas e algumas cavidades) são, na maioria dos casos, preenchidas por uma **cobertura siliciclástica pós-jurássica** (autóctone e/ou alóctone), o que aponta para uma natureza **paleocársica** (*sensu* FORD & WILLIAMS, 2007; entre outros).

De uma forma geral, tendo em conta a relação de presença/ausência desta cobertura siliciclástica, assim como o eventual grau de enterramento das formas observadas, localmente é possível identificar e classificar duas grandes tipologias funcionais de carso: (a) um **carso exposto nu ou completamente exumado** e (b) um **paleocarso coberto ou parcialmente enterrado** (com este último dominante). Para além disso, a presença de exurgências posicionadas nas bordaduras oriental e ocidental das **Colinas Dolomíticas** permite inferir a presença de um **carso atual hidrologicamente ativo**, com diversos graus de significação onde os relevos resistentes meridianos locais são temporariamente inundadas para a base, com o limite de saturação no confronto com as unidades essencialmente pelíticas da **formação de Pereiros**, que justifica a localização da nascente da Quinta das Lágrimas (Santa Clara) e aquelas da avenida Sá da Bandeira e Gouveia Monteiro na zona urbana da cidade de Coimbra (só para citar as mais significativas em termos de caudais) (SOARES, 2002/2004; DIMUCCIO, 2005b; DIMUCCIO & CUNHA, 2008)<sup>161</sup>.

### 5.1 BASES ESTRUTURAIS DO RELEVO

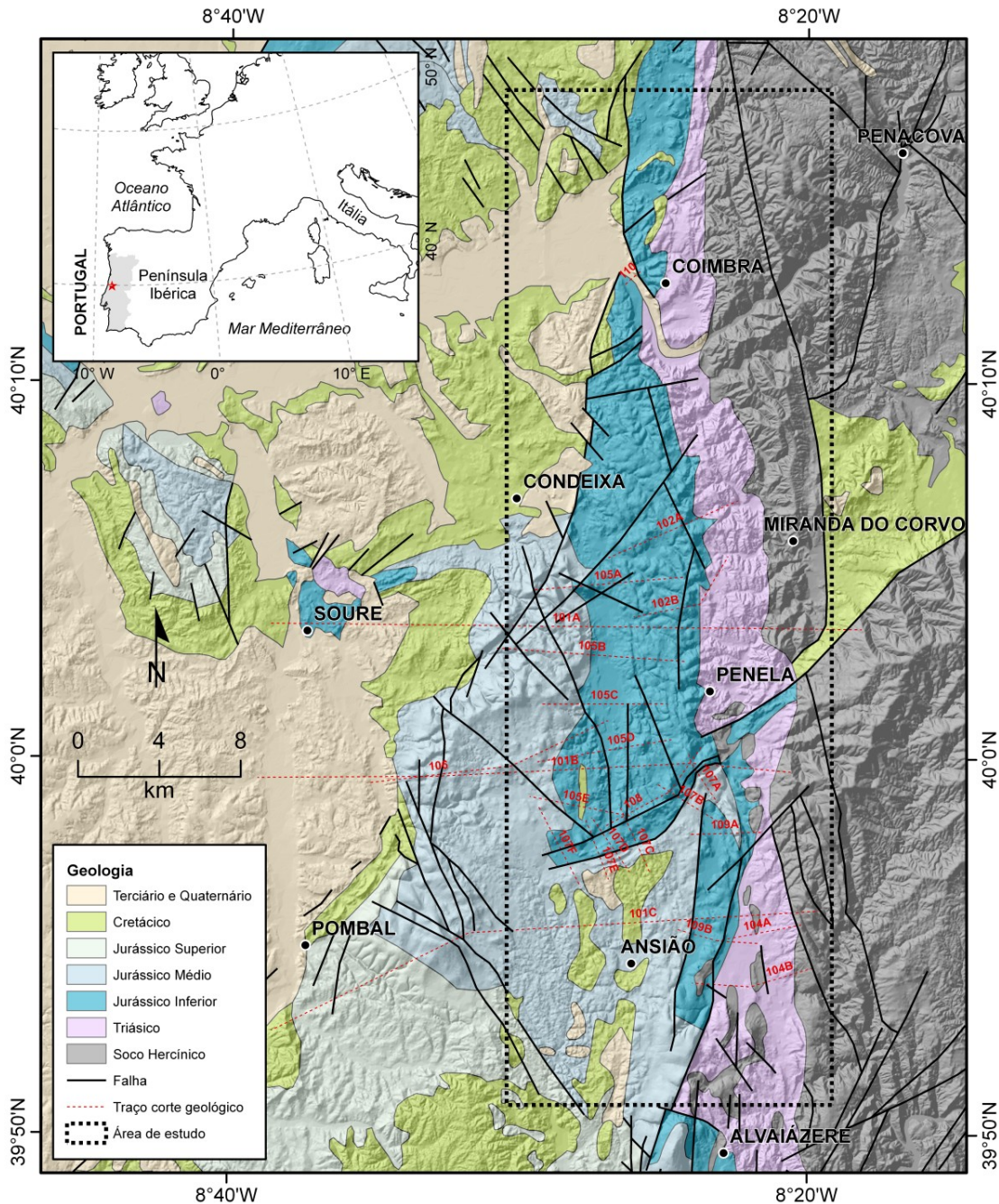
O confronto entre as baixas terras litorais da **Orla meso-cenozoica ocidental** (planícies aluviais, depressões e colinas areno-conglomeráticas e carbonatadas)<sup>162</sup> com as serras e planaltos predominantemente xistosas de média altitude do **Maciço Hespérico** ante

---

<sup>161</sup> A análise da **hidrogeologia cársica** local será o objeto de estudo no capítulo 6.

<sup>162</sup> Exceção, em termos de relevos baixos, é o **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (carsificado) que chega até os ~600 m de cota, a ocidente da área de estudo, mas, ainda assim, importante na organização de ideias fundamentais para alcançar os objetivos deste trabalho.

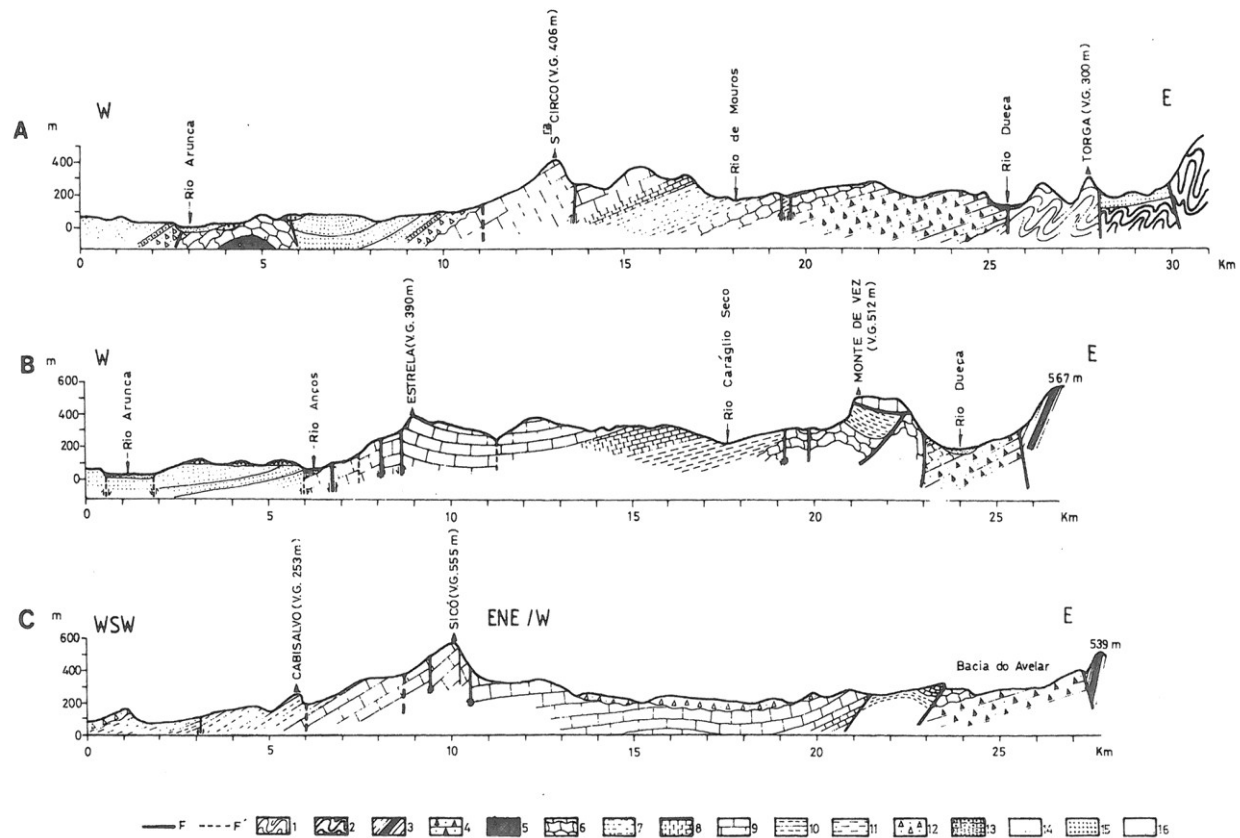
Mesozoico, na área de estudo é responsável por uma complexa e diversificada organização de corpos e volumes líticos, de geometrias e estruturas tectónicas, por uma morfologia vigorosa e contrastada, por condições climáticas particulares que passam, nomeadamente, pelo reforço orográfico das perturbações pluviosas de oeste e noroeste e, naturalmente, por um quadro de múltiplas aptidões e formas de ocupação e transformação do território (Figs. 99 e 100).



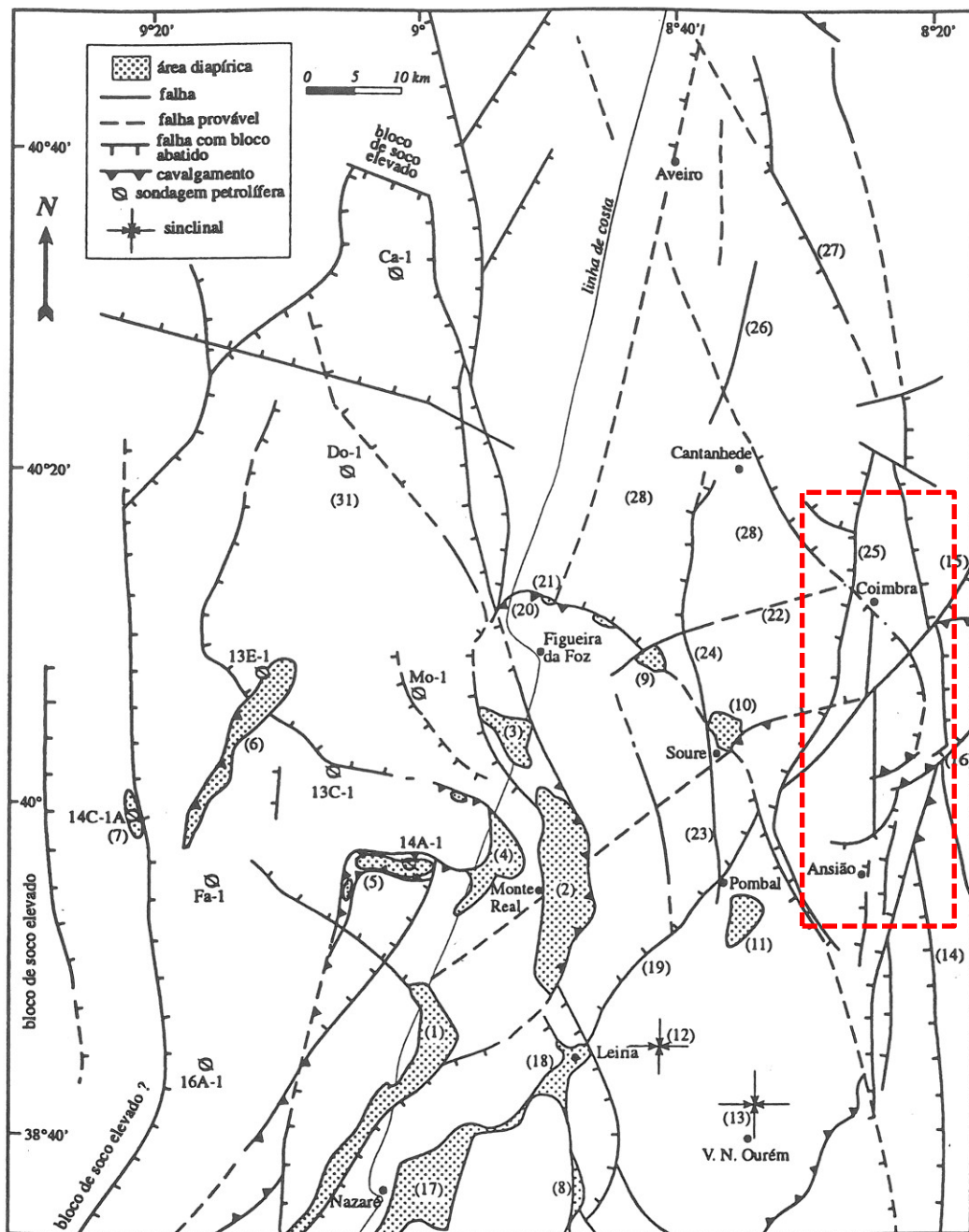
**Fig. 99** – Esboço geológico da área de estudo e envolvente. Destaca-se a região de Coimbra-Penela (a área de estudo). Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, publicada em 1992 pelo Serviço Geológico de Portugal (OLIVEIRA *et al.*, 1992). Nos afloramentos do Jurássico Inferior inclui-se o corpo lítico objeto de estudo constituído pelas unidades calco-dolomíticas da sua base (Grupo de Coimbra).

As unidades meso-cenozoicas localmente assentam em metamorfitos essencialmente paleozoicos do Soco Varisco (Hercínico) e compõem uma espessa série sedimentar dos quais cerca de 60% são **corpos siliciclásticos** quase sempre imaturos e ligados a arranjos aluviais da base do Mesozoico (essencialmente Triásico), do Cretácico Inferior e Superior, do Paleogénico, do Neogénico e do Quaternário. Os restantes 40% correspondem a **corpos carbonatados** mais ou menos impuros, com um Jurássico Inferior calco-dolomítico (corpo lítico investigado - essencialmente Sinemuriano) e a sua porção média e superior margosa ou calco-margosa (Pliensbaquiano e Toarciano), um Jurássico Médio e um Cenomaniano essencialmente calcários, calcário arenoso e/ou calcário margoso e, por fim, um Quaternário também com tufos calcários e travertinos. A este quadro local associa-se uma estrutura geológica regional presa ao arranjo monoclinial para oeste do **Baixo Mondego** e definida essencialmente por falhas meridianas e submeridianas (*i.e.* entre NNW-SSE a NNE-SSW) que condicionam a disposição das unidades líticas, assim como a morfologia associada à cobertura mesozoica (SOARES *et al.*, 1985a). A direção de fraturação ENE-WSW, por vezes NE-SW, também marca a área de estudo no seu limite meridional, assim como, subordinadamente, as outras E-W a NW-SE (**Figs. 101**). Esta última direção foi considerada a “[...] *orientação dos acidentes secundários no interior dos blocos limitados por acidentes maiores*” (RIBEIRO *et al.*, 1979).

Desta forma, os relevos que compõem a faixa de orientação meridiana da área de estudo encontram a sua explicação na combinação entre as características líticas das rochas que os compõem, a respetiva geometria e as estruturas tectónicas que os organizam, num quadro geral de alterações paleoclimáticas sofridas. Os cortes geológicos esquemáticos de norte para sul da **Figura 100**, transversais à área de estudo, dão uma ideia desta heterogeneidade e, deste já, mostram a importância da litologia e da fraturação no desenvolvimento do relevo à escala local e regional.



**Fig. 100** - Cortes geológicos esquemáticos transversais, de norte para sul, à faixa de confronto da Orla meso-cenozoica Ocidental com o Maciço Hespérico na área de estudo (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; F' - Falha provável; 1 – Metamorfitos com afinidade a ZOM (**Série Negra**) (Proterozoico); 2 - Metagrauvaques e metapelitos da ZCI (**Grupo das Beiras**) (Neoproterozóico); 3 - Quartzitos e metaconglomerados (Ordovícico); 4 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas e pelítico-dolomíticas do **Grupo de Silves** (Triásico-Hetangiano); 5 – Complexo evaporítico da **formação de Dagorda** (Triásico-Hetangiano); 6 – Unidades calco-dolomíticas do Grupo de Coimbra (essencialmente Sinemuriano); 7 – Unidades margo-calcárias (Pliensbaquiano e Toarciano); 8 – Calcários margosos (Aaleniano); 9 – Calcários (Bajociano e Bathoniano); 10 – Calcários margosos e margas (Oxfordiano-Kimmeridgiano); 11 – Arenitos finos (Kimmeridgiano-Tithoniano); Unidades essencialmente areno-conglomeráticas da **Formação de Figueira da Foz** (Cretácico Inferior); 13 – Calcários (Cenomaniano); 14 – Unidades areno-conglomeráticas e argilas (Cretácico a Miocénico); 15 – Conglomerados (Pliocénico e Quaternário); 16 – Aluviões (Quaternário) (*in* CUNHA, 1990b).

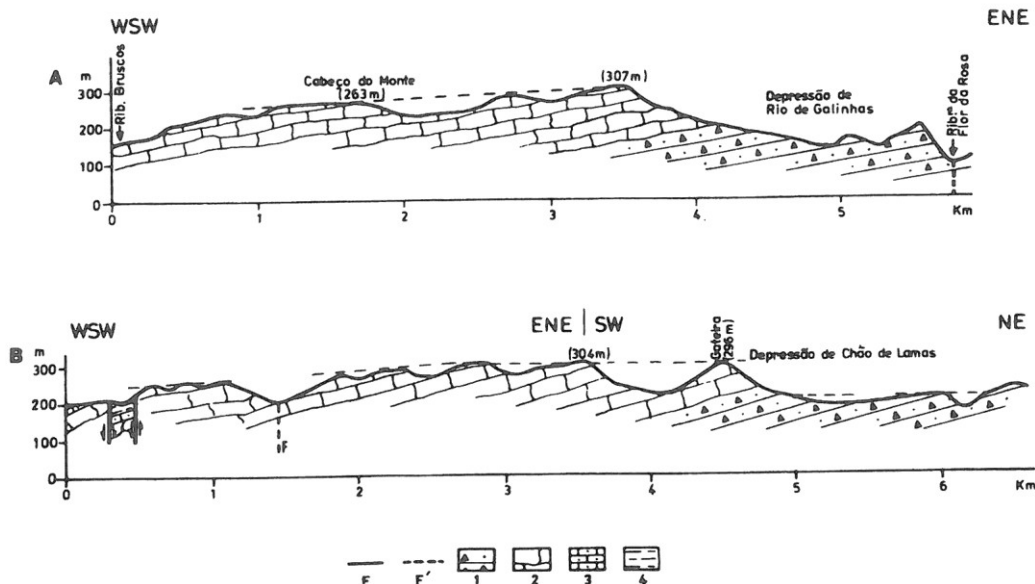


**Fig. 101** – Síntese das estruturas tectónicas mais relevantes à escala regional (*in* DINIS, 1999). De notar que o modo assinalado para o funcionamento das estruturas tectónicas corresponde na maioria dos casos à movimentação mais intensa e/ou mais recente. O retângulo vermelho identifica a área de estudo. (1) Diapiro de S. Pedro de Moel; (2) Diapiro de Monte Real; (3) Diapiro da Leirosa; (4) Diapiro da Ervedosa; (5) Alinhamento diapírico E-W da concessão petrolífera 14A; (6) Influência halocínética e implantação da sondagem 13E-1; (7) Domo da sondagem 14C1-A; (8) Enchimento salino da Falha de Rio Maior; (9) Anticlinal com núcleo salino de Verride; (10) Diapiro extrusivo de Soure e (11) de Vermoil em profundidade; (12) Sinclinais fechados de Pousos e (13) de Albergaria dos Doze-Vila Nova de Ourém; (14) Sistema de Falhas Porto-Coimbra-Tomar; (15) Sistema de Falhas Verin-Penacova; (16) Sistema de Falhas Seia-Lousã; (17) Diapiro de Caldas da Rainha; (18) Diapiro de Leiria-Parceiros; (19) Falha-flexura de Leiria-Pombal; (20) Serra da Boa Viagem e (21) cavalgamento arqueado com vergência para NW; (22) Vale do Rio Mondego; (23) Falha do Arunca; (24) Anticlinal falhado da Serra de Montemor; (25) Zona de fratura de Choisinha a Brasfemes; (26) Zona de fratura Febres-Mamarrosa-Palhaça; (27) Falha do Vouga; (28) Anticlinais da Tocha e Cantanhede.

## 5.2 QUADRO MORFOSTRUTURAL

### 5.2.1 Colinas Dolomíticas: definição e limites

Na região Coimbra-Penela, o corpo lítico investigado (**Grupo de Coimbra**), com um pendor generalizado para W a NW, localmente dá origem a um relevo assimétrico, em costeira com reverso para ocidente e com cimos a rondar os 300 metros de altitude. Trata-se, genericamente, de um corpo de relevos estruturais correspondente às chamadas **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra (*sensu* SOARES *et al.*, 1985a; ALMEIDA *et al.*, 1990; CUNHA, 1990b) e que, no aspeto morfológico, se salientam em função do comportamento diferencial das formações geológicas que as estruturam (carbonatadas), relativamente aos materiais menos resistentes que as delimitam (rochas essencialmente pelito-dolomíticas e areno-conglomeráticas, a oriente, e margo-calcárias, a ocidente). Este aspeto é reforçado pela importância das estruturas tectónicas de direção meridiana e correspondentes a dois corredores estruturais: o **Vale do Dueça** a oriente e o **Graben da Choinha** (e seus prolongamentos) a ocidente. No pormenor, a estrutura monoclinal encontra-se dobrada e intensamente fraturada de acordo com as direções já referidas e que, juntamente com a geometria das camadas calco-dolomíticas parecem ajudar a justificar a progressiva descida dos topos das colinas de S para N, ou mesmo de SE para NW (**Fig. 102**).



**Fig. 102** - Cortes geológicos esquemáticos, de norte para sul, das **Colinas Dolomíticas** e Superfície de Serra da Vila deslocada pela tectónica (ver localização dos cortes na **Fig. 99**). F – Falha; F' – Falha provável; 1 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas e pelíticos-dolomíticas do **Grupo de Silves** (Triásico-Hetangiano); 2 – Unidades essencialmente dolomíticas da base do **Grupo de Coimbra** (**formação de Coimbra**); 3 – Unidades essencialmente calcárias do topo do Grupo de Coimbra (**formação de S. Miguel**); 4 – Unidades margo-calcárias (Pliensbaquiano) (*in* CUNHA, 1990b).

No quadro geomorfológico regional - o da **Orla Meso-cenozoica Ocidental** e do rebordo ocidental do **Maciço Hespérico** - tendo em conta a natureza das unidades líticas evidenciadas e as suas consequências em termos de erosão diferencial, juntamente com a tectónica de fraturação e, mesmo, alguns dobramentos localizados, as **Colinas Dolomíticas** desenvolvem-se entre um conjunto de outras **unidades morfo-estruturais enquadranes** (Figs. 103).

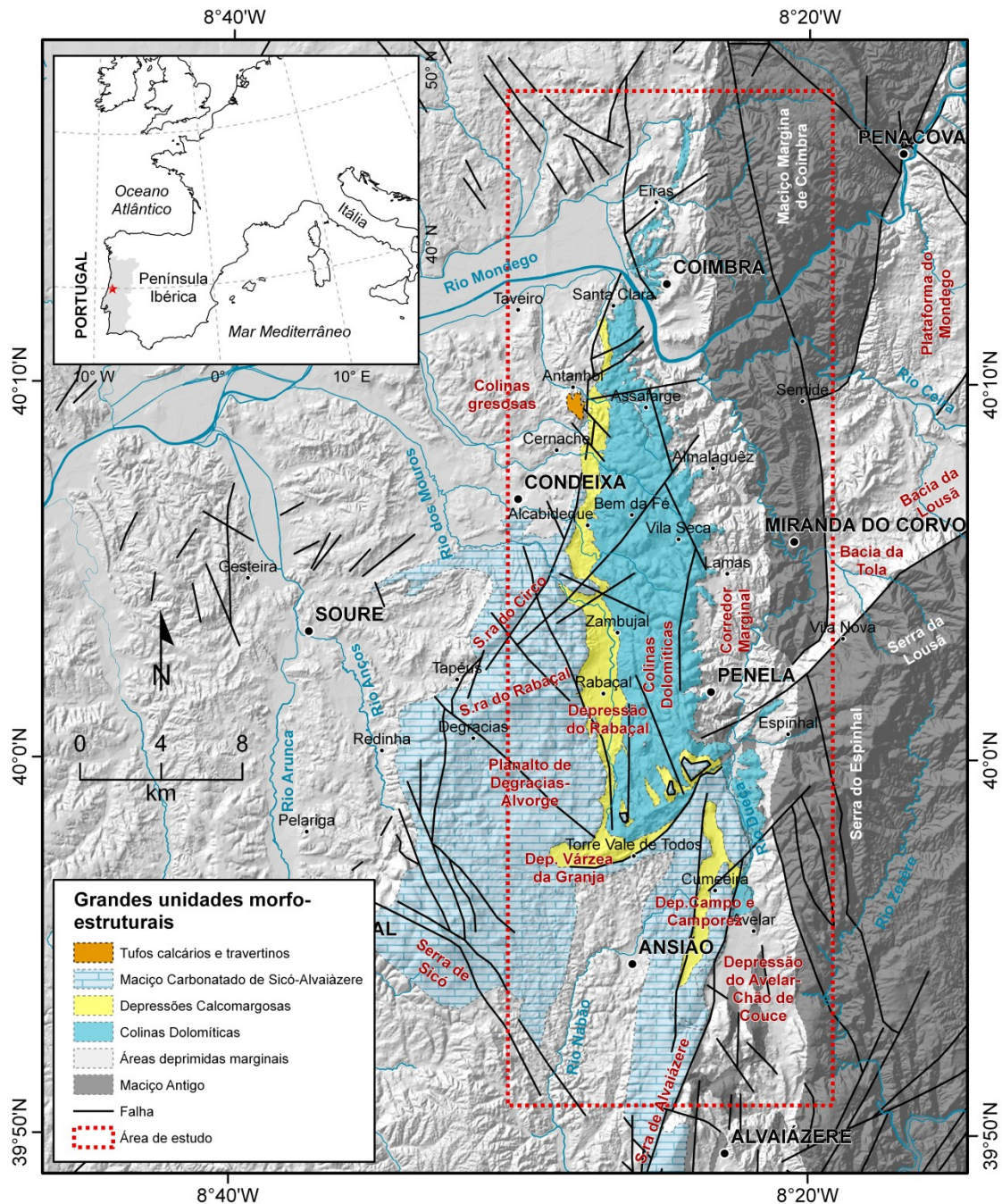


Fig. 103 – Esboço de apresentação das grandes unidades morfo-estruturais na área de estudo e suas envolventes.

Destas grandes unidades geomorfológicas, sobressai, no domínio do **Maciço Hespérico**, o **Maciço Marginal de Coimbra** (BIROT, 1949; DAVEAU, 1985), a NE, e as **Serras da Lousã e de Espinhal** (GAMA PEREIRA, 1987; GAMA PEREIRA *et al.*, 2004; SEQUEIRA *et al.*, 1997; entre outros), a SE. Na porção de Orla Ocidental que abrange a área de estudo destaca-se a **Depressão Marginal**<sup>163</sup> (em SANTOS, 1996, ou Depressão Periférica em RIBEIRO, 1949; ou Depressão Triásica em DAVEAU, 1985), a oriente, as **Colinas Dolomíticas** (CUNHA, 1990b)<sup>164</sup>, no centro, e o **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (CUNHA, 1990b), a ocidente. A passagem entre as **Colinas Dolomíticas** e o Maciço de Sicó-Alvaiázere fazer-se através de um conjunto de outras depressões alongadas em direção N-S (**Depressões Calcomargosas Ocidentais**) (CUNHA, 1990b) e de pequenos retalhos, mais para norte, de **Colinas Gresosas Ocidentais** (essencialmente areno-conglomeráticas) de baixa altitude, no limite com a **Planície Aluvial do Rio Mondego**, a que se juntam uma série de superfícies planas estruturadas por manchas pouco extensas e descontínuas de **Tufos Calcários e Travertinos**. A sul, as **Colinas Dolomíticas** vão ao encontro de uma importante unidade morfo-estrutural alongada, que, além de evidenciar uma geometria de tipo anticlinal (**Anticlinal de Torre de Vale de Todos**), compreende também uma série de depressões contíguas, com orientação agora sensivelmente ENE-WSW rodando para E-W a ocidente (**Depressões de Torre de Vale de Todos, Várzea da Granja e da Póvoa – Depressões Calcomargosas Meridionais**) (CUNHA, 1990b) (**Fig. 103**).

#### 5.2.1.1 *Principal elemento de caracterização morfológica*

O principal elemento de caracterização morfológica das **Colinas Dolomíticas**, além da carsificação já evidenciada, corresponde a uma evidente platitude dos cimos que parece corresponder aos restos, deslocados pela fraturação, da chamada **Superfície de Serra da Vila** (com ~300±25 m de cota), melhor identificada e estudada mais a oriente, na periferia da **Bacia da Lousã** (DAVEAU, 1985). Com cotas que podem atingir os 350-360 m nos cimos e rechãs talhadas nas unidades calco-dolomíticas do Jurássico Inferior, logo a norte do Monte de Vez, e os 260 m de cota a leste do Vale do Rio dos Mouros, admitem-se deslocações tectónicas desta superfície segundo acidentes de orientação ENE-WSW, a sul, e NW-SE a NNW-SSE, a norte (CUNHA, 1990b). Os vales que interseitam esta superfície são genericamente pouco incisos,

---

<sup>163</sup> Em DAVEAU (1985), “[...] complexo corredor de baixa altitude que liga os vales do Tejo e Mondego, entre Tomar e Coimbra”.

<sup>164</sup> O afloramento do corpo lítico calco-dolomítico objeto de investigação estende-se ainda mais para sul, até à zona de Tomar, mas já sem uma resposta topografia tão bem vingada, pelo que se decidiu estabelecer o limite meridional da área de estudo em correspondência da zona de **Torre de Vale de Todos** e **Várzea da Granja** ainda que, as **Depressões do Campo e Camporez**, assim como a **Depressão de Avelar-Chão de Couce** (CUNHA, 1990b), mais para sul deste limite, tenham sido alvo de algumas pontuais observações.



com algumas exceções ligadas a condicionalismos estruturais que determinam encaixes da ordem dos 50 a 70 m segundo as direções de fraturas anteriores.

A passagem lateral às unidades margo-calcárias das porções média e superior do Jurássico Inferior a ocidente, em geral faz-se de forma continua através do reverso do relevo monoclinal inclinado para W a NW a que, por vezes, corresponde um ressalto morfológico na dependência de estruturas tectónicas de direção essencialmente meridiana (o *Graben* das Chosinhas a leste de Zambujal). A passagem oriental entre as unidades calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior e as rochas detríticas da base do Mesozoico (**Grupo de Silves**) faz-se através de uma frente de “*cuesta*” (a cornija dolomítica monoclinal) reforçada, muitas vezes, pelas estruturas tectónicas meridianas (**Figs. 102 e 103**).

## 5.2.2 Unidades morfo-estruturais enquadrantes

### 5.2.2.1 No domínio do Maciço Hespérico

O **Maciço Marginal**, desde a sua porção setentrional a norte da Cidade de Coimbra<sup>165</sup>, até ~4 km a SSW de Miranda do Corvo, corresponde a um relevo de direção meridiana cortado por vales fluviais encaixados, de tipo antecedente que chegam a atingir mais de 400 m de profundidade, onde correm os Rios Mondego, Ceira e alguns afluentes (**Figs. 101 e 103**). Trata-se de um *horst* complexo controlado por falhas inversas ativas desde o Pliocénico superior (BIROT, 1949; FERREIRA, 1980, 1991; CABRAL, 1995). No setor contíguo oriental à área de estudo, o relevo eleva-se acima dos 500 m de cota com retalhes de superfícies escalonadas, genericamente inclinadas para sul, tradutoras de soerguimentos diferenciados de metamorfitos essencialmente proterozoicos com afinidade à ZOM (FERNANDES *et al.*, 2001) (bloco soerguido da **Série Negra** – PEREIRA em SOARES *et al.*, 2007) no contexto da **faixa de cisalhamento direita Porto-Coimbra-Tomar** (CHAMINÉ *et al.*, 2003a,b,c; GAMA PEREIRA *et al.*, 2004; SOARES *et al.*, 2007)<sup>166</sup>. No Maciço Marginal a superfície culminante, na **Serra da Avelira**, a norte do Rio Mondego, ronda os 520-530 m de cota. Valores semelhantes encontram-se na **Serra do Buçaco** a rondar os 549 m (REBELO, 1985). Segue-

---

<sup>165</sup> A norte de Coimbra, o relevo oriental soerguido que identifica o **Maciço Marginal** confunde-se com os outros da **Serra do Buçaco** (DAVEAU, 1985) e do **Caramulo** (FERREIRA, 1978). Por esta razão, assim como já foi para o trabalho de DINIS (2004), neste trabalho opta-se para que: “[...] de aqui em diante designaremos por **Maciço Marginal toda à área soerguida, alongada Norte-Sul, que separa a Plataforma do Mondego da Plataforma Litoral**”. Por **Plataforma Litoral** entende-se aquela que está em continuidade morfológica com a **Plataforma Continental** (SOARES *et al.*, 1986a; PEREIRA, 1992), com origem complexa, poligénica, influenciada por sucessivos eventos regressivos e transgressivos e suportada por sedimentos marinhos e continentais.

<sup>166</sup> Esta faixa estrutural, com direção geral NNW-SSE (N10°W), entre Porto e Tomar, separa o Terreno Ibérico a leste (correspondente a ZCI) com os da Finisterra a oeste (microplaca com afinidade à ZOM) (RIBEIRO *et al.*, 2010).

se a **Serra do Roxo** a 430-510 m, e ainda, sempre para poente, a do **Dianteiro** a 250-280 m. Para sul do Rio Mondego, a superfície culminante parece ser a da **Serra do Carvalho** (440-460 m de cota) (DAVEAU, 1985). A cota mais baixa, sempre no sector meridional (sul do Rio Mondego) e mais para ocidente, encontra-se na superfície do **Senhor da Serra** a 365-405 m, e ainda na de **Coição-Marinho** a 285-315 m. A passagem à Orla Ocidental faz-se por vários degraus topográficos geralmente de reduzidas dimensões, com continuidade e desenvolvimento muito variável de norte para sul. As variações de cota das *rechãs* justificam-se essencialmente pelas movimentações tectónicas das estruturas N5°-25°E e N10°W, com abatimento dos blocos ocidentais. Na Serra da Vila (333 m de cota em Braçal), dois quilómetros a norte de Miranda do Corvo, identifica-se uma pequena plataforma com depósitos tidos como do Plistocénico inferior (**Conglomerados de Serra da Vila**; SOARES & MARQUES, 2004a) que se ligam à homónima superfície de erosão - "**Superfície de Serra da Vila**". As vertentes íngremes xistosas e nuas, entre as Torres do Mondego (a leste de Coimbra) e Miranda do Corvo, apresentam, esporadicamente, retalhos muito pouco extensos e descontínuos de depósitos mais recentes ao longo do Rio Corvo (ou Dueça) (**Conglomerados de Lousã-Serpins**), quando este atravessa o Maciço Marginal, e do Rio Ceira (**Conglomerados de Moinhos**). Estes materiais, vermelhos e imaturos, parecem ser tradutores da evolução de vertentes ligadas ao evoluir do Rio Dueça durante fases essencialmente rextásicas ligadas a períodos frios, no contexto tectónico definido em REBELO (1967, 1985), CUNHA (1983) e SOARES *et al.* (1985b) para o Quaternário (SOARES & MARQUES, 2004a).

As **Serras da Lousã** (1204 m de cota no Castelo do Trevim) e de **Espinhhal** (854 m de cota na Serra de S. João e no Cabeço do Madeiro), soerguidas na continuidade do **Sistema Central de Montanhas**, de que fazem parte no território Português também as **Serras de Aços e da Estrela**, na ZCI, são constituídas essencialmente por metagrauvaques e metapelitos neoproterozóicos do **Grupo das Beiras** (= **Complexo Xisto-Grauváquico**) (SOUSA & SEQUEIRO, 1987/1989; SILVA *et al.*, 1987/1989), pelos **Granitos pré-Variscos de Vila Nova e xistos, quartzitos e metaconglomerados ordovícicos** (SEQUEIRA, A., GOMES, E. & PEREIRA, G. em SOARES *et al.*, 2007). A sul da Serra do Espinhhal, a oriente de Avelar e Chão de Couce, na pequena **Serra de Aguda** (entre outras), observam-se pequenos retalhos com direção meridiana do soco com afinidades à ZOM estruturados de encontro ao substrato Paleozoico da ZCI a leste. Outros destes retalhos afloram localmente entre os terrenos triásicos da Orla Ocidental (considerados como os testemunhos do paleo-relevo ante-mesozoico recoberto por materiais triásicos e, sucessivamente, posto a descoberta pelos rejogos tectónicos e por ação da erosão diferencial)<sup>167</sup>, em aparente continuidade com a faixa meridiana que identifica o Maciço Marginal mais a norte (CHAMINÉ *et al.*, 2003a). A **Serra do**

---

<sup>167</sup> Exemplos são os pequenos afloramentos perto de Penela, na ponte do Espinhhal, e os outros, mais a sul, na Serra da Quinta e Serra de Nexebrá (proximidades de Chão de Couce), e no Outeiros do Talegre e Relvas (a sul de Pousaflores) limitados por falhas submeridianas e por outras com direção próxima de E-W que funcionaram como rampas laterais e frontais respetivamente, durante a inversão tectónica da **Bacia Lusitânica**.

**Espinhhal** (aqui considerada como o prolongamento da Serra da Lousã através dum relevo arqueado (**Figs. 101 e 103**), que da orientação ENE-WSW passa a N-S) caracteriza-se por uma topografia movimentada pela presença sobretudo de relevos resistentes e alongados, segundo uma direção NW-SE, ligados aos afloramentos quartzíticos ordovícicos (**Cristas Quartzíticas do Espinhhal**)<sup>168</sup>.

Entre a **Serra da Lousã** (delimitada no seu flanco norte pelo **Cavalgamento de Lousã-Seia**) e o limite oriental do **Maciço Marginal** a norte do Rio Mondego (materializado pelo **Sistema de Falhas Verin-Penacova-Miranda do Corvo** de direção NNE-SSW a N-S) desenvolve-se a **Plataforma do Mondego** (FERREIRA, 1978), incluindo uma série de bacias sedimentares nas margens das montanhas (Bacia da Lousã-Arganil, Bacia de Mortágua, etc.) (**Fig. 103**). Trata-se de uma unidade morfostrutural regional que corresponde a uma superfície poligénica deprimida, desenhada essencialmente em granitos, e com inclinação suave a estreitar para SW. Os Rios Mondego, Dão, Alva e seus afluentes correm nesta plataforma com direção predominantemente paralela (NE-SW) e reúnem-se formando ângulos agudos. A cota média é da ordem dos 300-350 m com zonas abatidas pela tectónica (Lousã, Arganil, Mortágua e Barreiro de Besteiros) em correspondência dos limites estruturais meridional e setentrional e onde se conserva ainda uma significativa espessura de sedimentos. No limite sul da Plataforma do Mondego encontra-se a **Bacia da Lousã** (DAVEAU, 1985; CUNHA, 1999) preenchida por corpos e volumes líticos essencialmente areno-conglomeráticos que resultam da erosão do **Sistema Central de Montanhas** desde o Cretácico inferior até ao Quaternário e correlativos dos da Orla Ocidental, no espaço do **Baixo Mondego** (SOARES & MARQUES, 2004a; SOARES *et al.*, 2007).

As estruturas tectónicas com direções N-S a NNE-SSW (N5°-25°E), juntamente as outras NE-SW a ENE-WSW (N55°E), que dão expressão respetivamente ao **Maciço Marginal** e às **Serras da Lousã e de Espinhhal**, a norte do Espinhhal convergem dando origem a uma forma deprimida onde corpos e volumes líticos meso-cenozoicos afloram e apertam para SSW (**Bacia da Tola** em SOARES *et al.*, 2007) (**Figs. 103**). Os acidentes N55°E, hoje ainda ativos de acordo com GAMA PEREIRA em SOARES *et al.* (2007), são aqueles que mais para oeste, já no domínio da Orla Ocidental, vão ao encontro da estrutura de **Torre de Vale de Todos** (CUNHA, 1990b; MOUTERDE *et al.*, 1998; DIMUCCIO, 2005a) que, por sua vez, parece ser alinhada com a outra da **Nazaré-Leiria-Pombal** (**Fig. 101**).

À escala regional, a **faixa de cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar** representa um acidente estrutural profundo (descontinuidade de 1ª ordem à escala litosférica) (BURG *et al.*, 1981), considerado como dos mais antigos do **Maciço Hespérico**, de tipo transformante direita

---

<sup>168</sup> A direção de alongamento geral NW-SE das cristas quartzíticas parece ser herdada dos dobramentos hercínicos.

(DIAS & RIBEIRO, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1995), a marcar um contexto de interplaca ativo desde o Silúrico superior - Devónico inferior (RIBEIRO *et al.*, 2003; CHAMINÉ *et al.*, 2003a) que, durante o Ciclo de Wilson Varisco (560-245 Ma), conecta a sutura SW-Ibérica com a sutura NW-Ibérica, ou seja os oceanos *Rheic* e *Paleotethys* (RIBEIRO *et al.*, 2003, RIBEIRO, 2013). No domínio da ZCI, a deformação varisca tem sido interpretada essencialmente como de tipo frágil-dúctil responsável por grandes dobramentos com eixos orientados NNW-SSE a NW-SE (MATTE & RIBEIRO, 1975; PINHEIRO *et al.*, 1996; RIBEIRO, 2013). No entanto, nas etapas finais desta orogenia o **Maciço Hespérico** ficou intensamente fraturado (sistemas de falhas conjugadas aproximadamente N25°E direitas e N80°E esquerdas) como consequência dum vetor compressivo máximo orientado N50°-55°E (MARQUES *et al.*, 2002), originando-se a maioria das estruturas de soco que atualmente ainda existem (RIBEIRO *et al.*, 1979; MARQUES *et al.*, 2002). Sucessivamente, a **tectónica alpina** atua com características essencialmente fraturantes (deformação frágil) que, como seria de esperar, é profundamente condicionada pelas estruturas geológicas principais geradas nos eventos tectónicos anteriores. Esta tectónica alpina é responsável pelos acidentes que, no caso das **Serras da Lousã** e de **Espinhhal**, são paralelos à direção geral do **Cavalgamento de Lousã-Seia** (~N55°E) (DAVEAU, 1985; CUNHA 1999; SEQUEIRA *et al.*, 1997), muitas vezes reativando outras estruturas herdadas. Os acidentes pré-existentes com direção N5°-25°E, originariamente distensivos e com alguma movimentação dextra durante as últimas fases da orogenia varisca, no ciclo alpino são reativados como movimentações esquerdas (e.g. **Sistema de Falhas Verin-Penacova**, assim como a outra, mais a norte, de **Bragança-Vilarica-Manteigas**) (MARQUES *et al.*, 2002). As falhas NNW-SSE a NW-SE tornam-se cavalgantes para sul ou com movimentação dextra. As falhas N5°-25°E são cortadas pelas outras famílias com direção N55°E e pelas suas conjugadas. No entanto, sucessivamente, também as falhas de direção N55°E vão ser cortadas por aquelas, ainda ativas, de direção N5°-25°E (GAMA PEREIRA em SOARES *et al.*, 2007). A leste da Vila de Penela (Cerejeiras), os sistemas de falhas N55°E, juntamente com a faixa precâmblica associada, cavalgam as unidades meso-cenozoicas. Também no limite setentrional da Serra da Lousã, as unidades tidas como Pliocénico superior da Bacia da Lousã (**Formação de Santa Quitéria**) (DAVEAU, 1985; RIBEIRO, 1987; CUNHA, 1999) estão cavalgadas pelo Soco Varisco (SEQUEIRA *et al.*, 1997). Todos estes movimentos são compatíveis com uma compressão bética (RIBEIRO *et al.*, 1990; CUNHA, 1992, 1999; SEQUEIRA *et al.*, 1997; SOARES *et al.*, 2007).

### 5.2.2.2 No domínio da Orla Ocidental

A **Depressão Marginal** liga-se ao afloramento de rochas essencialmente siliciclásticas, areno-conglomeráticas, mais ou menos imaturas, quase sempre arcósicas na base e na porção intermédia e, essencialmente, pelito-dolomítica no topo que, no conjunto, compõem o **Grupo**

**de Silves**. Este corredor, associado ao evoluir da bacia hidrográfica do **Rio Dueça** (REBELO, 1966; DAVEAU, 1985; CUNHA, 1983; SOARES *et al.*, 1985a) entre Coimbra e Avelar, deve a sua origem a processos de erosão diferencial, articulados com uma imposição estrutural bem marcada em que ressaltam as falhas de direção N-S, algumas com grande rejeição vertical, e dobras pouco acentuadas. A estrutura geológica essencialmente de tipo monoclinal para ocidente, com pendores das camadas não superior ao 35° e diferenciadas na sua resistência à erosão (**Fig. 102**), contribuíram, a par com o trabalho de erosão fluvial, para a criação de espetaculares escarpas como a do **Miradouro do Penedo da Saudade**, a do **Penedo da Meditação** e do **Anfiteatro do Rio Ceira**, na área urbana de Coimbra.

Uma das características geomorfológicas mais salientes da **Depressão Marginal** são as sub-depressões de origem parcialmente cársica (**pequenos anfiteatros** – entendidos como *reculées*, em CUNHA, 1990b) com fundo plano<sup>169</sup>, abertas para leste, e que se escavam essencialmente nos arenitos finos e pelitos do Termo C2 de PALAIN (1976), na base da cornija do relevo monoclinal que caracteriza o limite oriental das **Colinas Dolomíticas (Anfiteatros de Podentes, Chão de Lamas, Casais de Urzelhe e Rio de Galinhas – Fig. 102)** (CUNHA, 1983, 1990b; DAVEAU, 1985; SANTOS, 1996). Os fundos planos destes anfiteatros estão associados aos restos duma plataforma topográfica mais ou menos generalizada a rondar os 200 m de cota (a chamada **Plataforma de Almalaguês**) (DAVEAU, 1985; CUNHA, 1990b), localmente basculada para leste e parcialmente desmantelada pelo sistema hidrográfico do Rio Dueça. De acordo com os autores, estes elementos de caracterização morfológica identificam uma fase de estabilidade, possivelmente posterior à testemunhada pela Superfície de Serra da Vila, representada topograficamente pelo prolongamento para a Orla do chamado **Nível de Chá do Freixo** (210±5 m) definido na Bacia da Lousã.

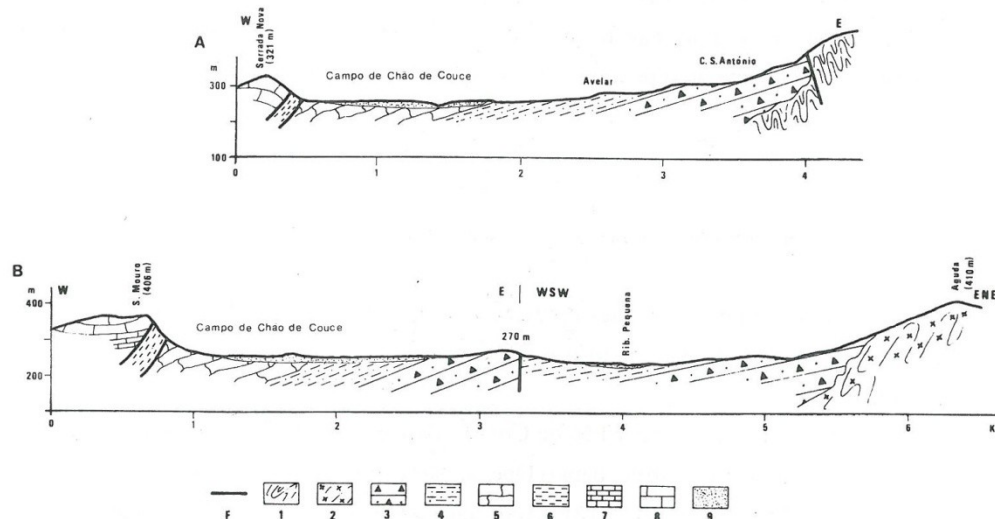
Sempre do lado oriental, mas mais para sul da **Depressão Marginal** e da estrutura de Torre de Vale de Todos, o maior vigor do relevo encaixante entre as **Colinas Dolomíticas** e as Serras xisto-quartzíticas da Lousã e do Espinhal, permite a individualização duma depressão morfológica com o fundo a cotas da ordem dos 250 m (**Depressão de Avelar-Chão de Couce**) com origem fluviocársica (CUNHA, 1990b)<sup>170</sup> (**Fig. 104**). A presença duma espessura

---

<sup>169</sup> Uma série de exsurgências ativas localizam-se atualmente no fundo destas sub-depressões, preferencialmente no contacto entre os termos pelito-dolomíticos do topo da **formação de Pereiros** e os níveis subjacentes essencialmente de arenitos finos (CUNHA, 1990b). A presença destas exsurgências aponta para uma origem destes pequenos anfiteatros ligada ao chamado **carso de contacto** (*sensu* GAMS, 1994) que se desenvolve por erosão regressiva ao longo do contacto geológico entre terrenos insolúveis e corpos líticos carbonatados solúveis que, neste caso particular, correspondem as unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**.

<sup>170</sup> Juntamente as típicas formas de dissolução, muitas áreas cársicas podem mostrar à superfície morfologias distintas de origem essencialmente fluvial (*i.e.* flúvio-carso) (JENNINGS, 1985; TRUDGILL, 1985; CUNHA, 1990b; RODRIGUES, 1998) cujas formas típicas são os canhões e os vales cegos e que se desenvolvem quando o sistema de condutas cársicas não é capaz de drenar as águas que se introduzem no sistema (MOCOCHAIN *et al.*, 2009; entre outros). Estas condições encontram-se preferencialmente: (1) quando importantes recargas allogénicas (*i.e.* deste fora do maciço lítico carsificável) se verificam em regiões com elevadas precipitações meteóricas; ou (2) quando o maciço lítico é constituído por rochas relativamente jovem e/ou é pouco carsificado; ou (3) depois variações do nível de base dos vales fluviais locais, quando o sistema de cavidades subterrâneas não atingiu ainda a sua capacidade crítica de drenagem.

considerável (>100 m) das unidades pelíticas, localmente gipsíferas, do topo do Grupo de Silves (**formação de Pereiros**, sobretudo o seu Termo C2 de PALAIN, 1976), condiciona a sua evolução fluvial, a par com a tectónica, onde não são estranhos fenómenos cárscicos na dependência de afloramentos calco-dolomíticos do Grupo de Coimbra mais para oeste.



**Fig. 104** - Cortes geológicos esquemáticos, de norte para sul, na Depressão de Avelar-Chão de Couce (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; F’ – Falha provável; 1 – Metamorfitos com afinidade a ZOM (Série Negra) (Proterozoico); 2 – Metagrauvaques e metapelitos da ZCI (Grupo das Beiras) (Neoproterozóico); 3 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas da base do Grupo de Silves (Triásico Médio?-Superior); 4 – Unidades essencialmente pelito-dolomíticas do topo do Grupo de Silves (Hetangiano); 5 – Unidades calco-dolomíticas do Grupo de Coimbra (Sinemuriano); 6 – Unidades margo-calcárias (Pliensbaquiano e Toarciano); 7 – Calcários margosos (Aaleniano); 8 – Calcários (Bajociano e Bathoniano); 9 – Aluviões e outros depósitos superficiais indiferenciados (Quaternário) (in CUNHA, 1990b).

O limite ocidental da depressão é marcado por uma zona de fraturação com orientação N-S que identifica uma imponente escarpa de falha nas unidades essencialmente calcárias e margosas do Jurássico inferior e médio (**Sistema de Falha dos Ariques-Cumeeira**), respetivamente no topo e na base da vertente (Fig. 104). Muitas vezes, esta estrutura meridiana, que se prolonga desde imediatamente a sul do Monte de Vez, e localmente cortada por acidentes transversais de orientação E-W ou NW-SE, põe em contacto direto os calcários do Bajociano-Bathoniano com as unidades calco-dolomíticas do Sinemuriano através de cavalgamentos para leste<sup>171</sup>, tendo desaparecido por completo os afloramentos calco-

<sup>171</sup> Existem interpretações distintas para o sistema de falhas com orientação sensivelmente N-S que caracteriza o limite ocidental do alto Vale do Dueça e da Depressão de Avelar-Chão de Couce: (1) trata-se de estruturas de cavalgamentos relacionadas com um estilo tectónico compressivo orientado E-W e com a plasticidade das unidades calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano que funcionaram como níveis de descolamento e assim facilitaram a deslocação das unidades calcárias do Jurássico médio para oriente (ROSSET *et al.*, 1971, 1975); (2) trata-se de estruturas relacionadas com a tectónica extensional enquadrada no modelo de estiramento crustal E-W da **Bacia Lusitânica** durante a maioria do Mesozoico e conseqüente formação de falhas lítricas e anticlinais de *roll-over* associados (CRISPIM, 1986b); (3) trata-se de uma fraturação reflexo na cobertura carbonatada mesozoica de uma mais antiga presente no soco, imposta fundamentalmente pela tectónica extensiva mesozoica, mas que tem rejogado posteriormente durante as fases compressivas terciárias e quaternárias com desenvolvimento do ligeiro cavalgamento para leste observado (CUNHA, 1990b).

margosos reologicamente mais plásticos do Pliensbaquiano e Toarciano (“Lias milonitizado” em DURENSOY, 1961) e, por vezes, mesmo os do Aaleniano. Esta fraturação, com caráter lístrico, gera, no bloco suspenso ocidental, uma estrutura anticlinal com eixo orientado N-S de tipo *roll-over* (CRISPIM; 1986b; KULLBERG, 1991).

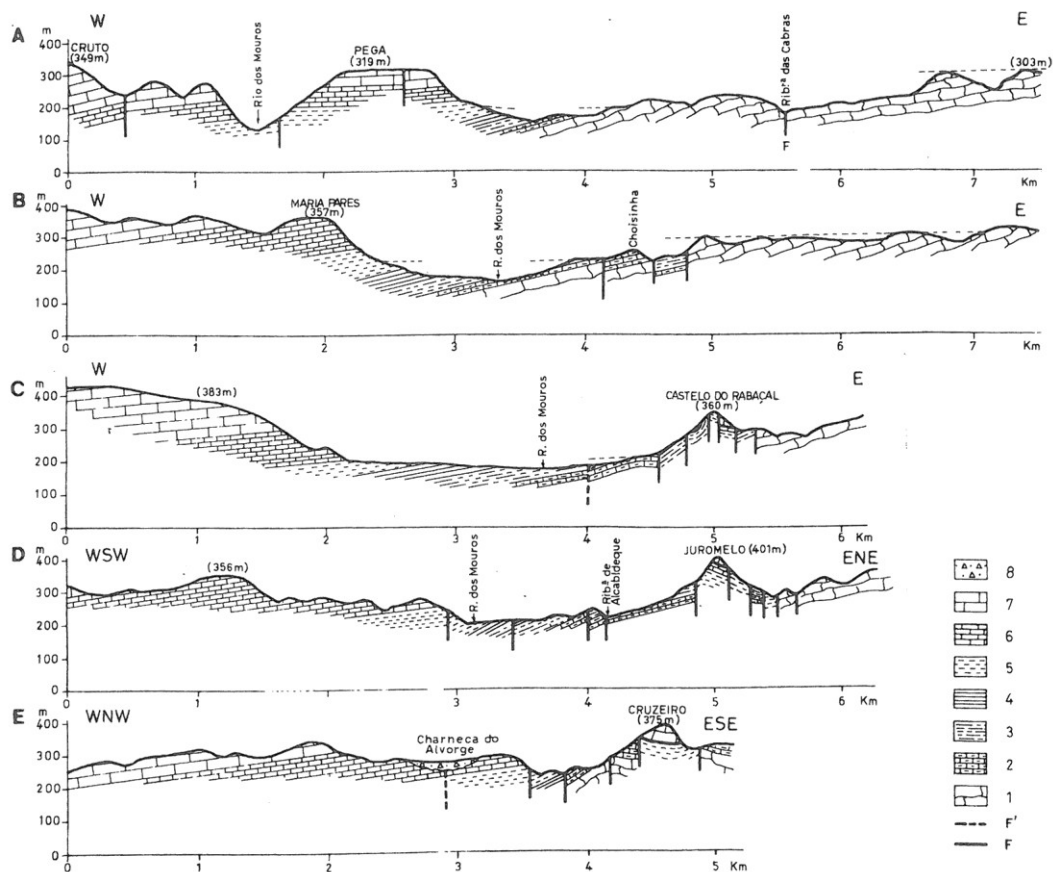
A zona de passagem entre as **Colinas Dolomíticas** e o Maciço de Sicó-Alvaiázere corresponde a uma faixa meridiana de afloramento de unidades essencialmente calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano intensamente fraturadas segundo as direções N-S a NNE-SSW e E-W a WNW-ESE (ROSSET *et al.*, 1975; SOARES & ROCHA, 1984; CUNHA, 1990b). De acordo com a Carta Geológica de Portugal 19-D Coimbra-Lousã, na escala 1:50 000, e respetiva notícia explicativa (SOARES *et al.*, 2007), as unidades litostatrigráficas que definem esta faixa são: as margas e calcários da **Formação de Vale das Fontes**, os calcários e margas da **Formação de Lemedo** e as margas e calcários da **Formação de S. Gião** (DUARTE & SOARES, 2002).

No aspeto morfológico, as unidades calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano, mecanicamente mais brandas em relação aos materiais encaixantes calco-dolomíticos (do Sinemuriano, a oriente) e calcários (do Jurássico Médio, a ocidente), correspondem a uma serie de pequenas e grandes depressões alongadas no sentido N-S (**Depressões Calcomargosas Ocidentais**) com origem essencialmente fluvial, a que se juntam, direta ou indiretamente, processos de natureza cársica no afeioamento sucessivos das formas (CUNHA, 1990b). Em termos de dimensão e espetacularidade, com os seus ~12 km de comprimento e 1 km a 2 km de largura, destaca-se a chamada **Depressão do Rabaçal** percorrida pelo curso superior do Rio dos Mouros, entre Alvorge e pouco a norte de Zambujal (CUNHA, 1990b)<sup>172</sup> (**Fig. 105**). Com o fundo relativamente plano e a ausência de depósitos de natureza fluvial relacionados com a sua abertura, a **Depressão do Rabaçal** apresenta cotas muito variáveis de local para local por causa duma imposição estrutural bem marcada, com valores da ordem dos 160-170 m no setor central, onde se atinge a largura máxima (entre o Rabaçal e Zambujal). No entanto, nas suas margens internas observa-se uma certa repetição de pequenos retalhos aplanados com cotas a rondar os 200 m, possivelmente correlacionáveis com a fase de estabilidade materializada pelo **Nível de Chá do Freixo**, mais a oriente. Apesar da falta de coberturas detríticas nesta depressão não podemos esquecer de referir alguns depósitos de vertente constituídos essencialmente por clastos calcários normalmente achatados e com arestas angulosas, mais ou menos homométricos e por vezes cimentados (*grézes litées* quando os elementos calcários são relativamente finos – alguns centímetros - com leitos bem definidos; *groizes* quando mais grosseiros e com leitos mal definidos), com

---

<sup>172</sup> Nas **Depressões Calcomargosas Ocidentais** incluem-se, no setor setentrional e ocidental da área de estudo, também um conjunto de formas de mais reduzida dimensão (as **Conchas de Cernache-Vila Nova** e de **Alcabideque**) que, além de estar condicionadas pela estrutura geológica e pelas características litológicas, se ligam a localização de importantes exurgências cársicas e a superfície de deposição do nível superior dos **Tufos de Condeixa**.

origem em fenómenos particulares do modelado sob condições climáticas frias (periglaciares)<sup>173</sup> que, localmente e duma forma descontínua afloram no rebordo ocidental da Depressão do Rabaçal (REBELO, 1986), recobrimo normalmente a metade ou o terço inferior de algumas vertentes regularizadas, com ou sem cornija rochosa no alto.



**Fig. 105** – Cortes geológicos esquemáticos, de norte para sul, na Depressão do Rabaçal e dos relevos resistentes do Castelo do Rabaçal, Juromelo e Cruzeiro de acordo com a interpretação tectónica de ROSSET *et al.*, (1975) (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; F' – Falha provável; 1 – Unidades essencialmente dolomíticas da base do Grupo de Coimbra (**formação de Coimbra**); 2 – Unidades essencialmente calcárias do topo do Grupo de Coimbra (**formação de S. Miguel**); 3 – Margas e calcários margosos (Pliensbaquiano inferior); 4 – Calcários margosos (Pliensbaquiano superior); 5 – Margas e calcários margosos (Toarciano); 6 – Calcários margosos (Aaleniano); 7 – Calcários (Bajociano e Bathoniano); 8 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas da **Formação de Figueira da Foz** (Cretácico inferior) (in CUNHA, 1990b).

Depósitos de cascalheiras de origem provavelmente crioclástica (ou melhor crionival, tendo em conta que Portugal continental ocupou, durante os períodos frios do Plistocénico,

<sup>173</sup> De acordo com FERREIRA (2005), a existência de gelo no solo, com alguma persistência, dá origem a uma dinâmica geomorfológica particular a que se dá o nome de morfogénese periglaciária. Segundo alguns autores só se deve falar de dinâmica periglaciária quando existe *permafrost*; outros consideram que se pode falar de dinâmica periglaciária quando a ação do gelo no solo é o fator predominante da morfogénese. Neste trabalho aceita-se a segunda definição.



uma posição marginal em relação aos verdadeiros domínios glaciares e periglaciares)<sup>174</sup> (FERREIRA, 2005) têm sido estudados no pormenor no Maciço de Sicó-Alvaiázere no sopé das principais vertentes calcárias (Vale das Buracas, Canhões do Poio Novo e do Poio Velho, Serra do Rabaçal, Serra de Alvaiázere, etc.) onde, numa forma geral, foram distinguidos dois grandes grupos: (1) Depósitos bem consolidados por cimento carbonatado e suspensos relativamente aos fundos de vale atuais e considerados mais antigos; (2) Depósitos fracamente consolidados ou não consolidados que, no seu conjunto, ocupam as bases das atuais vertentes calcárias (CUNHA, 1986b, 1990b, 1999c)<sup>175</sup>.

A passagem entre as **Colinas Dolomíticas** e a Depressão do Rabaçal faz-se numa forma extremamente compartimentada e confusa através dum corredor estrutural meridiano correspondente ao **Graben da Choisinha**, perto de Zambujal, e aos relevos resistentes do **Castelo do Rabaçal, Juromelo e Cruzeiro** mais para sul (Fig. 105), com estes últimos relevos caracterizados pela presença de escamas calcárias do Jurássico médio nos cimos, com clara imposição estrutural. A passagem para as terras calcárias do Maciço de Sicó-Alvaiázere faz-se através de alguns ressaltos morfológicos ao longo da vertente que, além de estarem ligados a possíveis estruturas tectónicas com orientação meridiana, ligam-se a processos de erosão diferencial coadjuvados pela estrutura geológica local (camadas mais resistentes a erosão mecânica por ser mais calcárias e/ou mais espessas, juntamente com o ligeiro pendor para ocidente destas mesmas camadas) (Fig. 105).

Na porção mais ocidental da área de estudo, o **Maciço de Sicó-Alvaiázere** corresponde a um conjunto de relevos (serras e planaltos), essencialmente calcários, soerguidos na dependência de importantes acidentes estruturais de orientação N-S a NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. As unidades litostratigráficas que compõem o maciço são: os calcários da **formação de Póvoa da Lomba** do Aaleniano-Bajociano Inferior, os calcários com nódulos de sílex da **formação de Degracias** do Bajociano Inferior e os calcários da **formação de Senhora da Estrela** do Bajociano-Bathoniano(?) (ROCHA *et al.*, 1996; SOARES & GOMES, 1997; SOARES *et al.*, 1993a,b, 2007)<sup>176</sup>. Os relevos que compõem o maciço, a ocidente, entre Condeixa e Pombal, apresentam uma orientação geral NNE-SSW e com

---

<sup>174</sup> É importante salientar como muitas vezes a tectónica (ao longo das falhas) resulta ser o processo dominante na fragmentação das rochas, carbonatadas neste caso. Noutros casos, a mesma tectónica pode funcionar essencialmente como fator condicionante onde, simultaneamente ou posteriormente, a ação cricoclástica detém o papel fundamental na fragmentação da rocha.

<sup>175</sup> CUNHA (1986b, 1990b) admite que a formação das locais **"Buracas"** em vertentes calcárias pode, em parte, relacionar-se com os mecanismos de desagregação ligada a condições frias (gelifração) responsáveis pela construção destes depósitos.

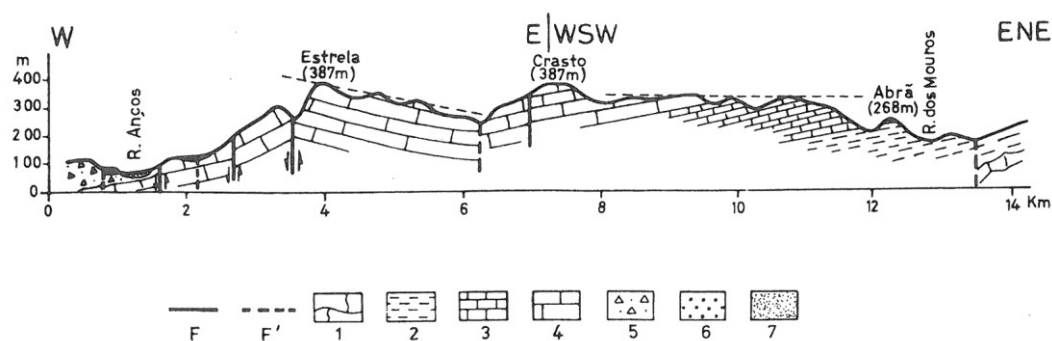
<sup>176</sup> Outros autores adotam uma designação litostratigráfica ligeiramente diferente relativamente a aquela publicada na Folha 19-D Coimbra-Lousã para a parte superior do Jurássico médio, como é o caso de MARTINS (2008) que considera: a **Formação de Degracias** (Bajociano Inferior a Superior) + **Formação de Senhora da Estrela** (Bajociano Superior-Bathoniano Inferior) + **Formação de Sicó** (Bathoniano Inferior-Caloviano?). Mais para oriente, a **Formação de Vale de Couda** (Bajociano Superior-Bathoniano Inferior) é o equivalente lateral da **Formação de Senhora da Estrela**.

altitudes crescentes neste sentido (**Serra do Cruto, Serra do Circo, Serra do Rabaçal, Planalto de Degracias-Alvorge e Serra de Sicó**). A estes relevos ocidentais juntam-se outros com desenvolvimento meridiano do lado oriental, a sul de Penela até Alvaiázere: **Serras de Ansião e Serra de Alvaiázere** (CRISPIM, 1986b; CUNHA, 1990b). A Serra do Circo culmina aos 406 m, a que se segue a Serra do Rabaçal (orientada WSW-ENE) a rondar os 532 m, o Planalto de Degracias-Alvorge pouco acima dos 300 m e a Serra de Sicó que chega até os 553 m. Nas Serras de Ansião-Alvaiázere os cimos passam, de norte para sul, deste os ~310 m (no Castelo do Sobral e Cumeeira) para os ~450 m (na Serra de Mouro), os ~540 m (na Serra de Ariques) até aos ~620 m no cimo da Serra de Alvaiázere.

O principal elemento de caracterização geomorfológica do **Maciço de Sicó-Alvaiázere** é a presença de formas cársicas (típicas e atípicas) de superfície, como lapiás, dolinas, uvalas, grandes depressões cársicas de tipo polje, canhões fluvio-cársicos, vales secos e cegos, “*reculées*” e abrigos sob rocha (localmente identificados com o nome de “Buracas”) (CUNHA, 1985; 1986b; 1990b; entre outros) e formas de profundidade (lapas e algares), todas a identificam um carso antigo e complexo construído essencialmente sob uma cobertura detrítica siliciclástica pós-jurássica a identificar situações de **paleocarso superficial** através de mecanismos de cripto-corrosão e sucessiva exumação e desenvolvimento gradual também do endocarso (CUNHA, 1990b), e onde as unidades calco-margosas do Pliensbaquiano/Toarciano/Aaleniano inferior atualmente continuam a desenvolver a sua função de muro hidrogeológico do sistema. Reconhecem-se mais de duas centenas de cavidades cársicas (CUNHA, 1986a, 1990b), a maioria com desenvolvimento vertical (algares) e com maior concentração espacial no sector ocidental do Planalto de Degracias-Alvorge e na Serra de Alvaiázere. Com exceção das dolinas e de outras depressões fechadas, que se dispõem de forma aparentemente aleatória por todo o afloramento calcário do Jurássico médio, a distribuição espacial das restantes formas cársicas, sobretudo lapiás, lapas e algares, mostra uma clara preferência pelos setores mais fraturados e soerguidos relativamente às áreas marginais, como resposta a uma maior permeabilidade secundária (= permeabilidade em grande) das unidades carbonatadas, e uma maior energia do relevo (= energia potencial) indispensáveis para o desenvolvimento destas mesmas formas.

Deixando de fora duma descrição morfo-estrutural detalhada as Serras Setentrionais, a Serra do Rabaçal e a Serra de Sicó, assim como os Pequenos Planaltos e Serras Orientais, que compõem o Maciço de Sicó-Alvaiázere, a vasta área central que se apresenta como uma superfície irregular desenvolvida entre os 300 m e 350 m de cota, com pequenos relevos no seu interior que raramente ultrapassam os 400 m de cota (“*hums*”), parece ter, em parte, ligações genéticas com as **Colinas Dolomíticas** objeto de estudo, nomeadamente com a fase de erosão marcada pela Superfície de Serra da Vila. Trata-se do já citado **Planalto de Degracias-Alvorge** limitado a oeste por um sistema de fraturas de significado regional

orientado N-S que se materializa através duma imponente escarpa de falha (Escarpa da Senhora da Estrela) (CUNHA, 1990b) juntamente com uma escadaria tectónica para ocidente que faz a passagem para o Vale do Rio Anços; a leste, o limite do Planalto é constituído pela cornija monoclinal entre os calcários do Aaleniano e as margas do Toarciano (Fig. 106). No seu interior conservam-se amplas e pouco incisas depressões cársicas (a **Depressão de Charneca do Alvorge**, a **Depressão da Ramalheira**, etc.) de tipo uvala com o fundo recoberto de grandes quantidades de depósitos siliciclásticos areno-conglomeráticos pós-jurássicos que permitem inferir também uma evolução fluvial para o modelado calcário (CUNHA, 1990b)<sup>177</sup>. A cobertura sedimentar apesar de favorecer a instalação duma rede hidrográfica foi sendo gradualmente desmantelada, exumando e expondo muitas das formas cársicas herdadas, deixando assim a superfície calcária suscetível de ser novamente carsificada. Retalhos pouco espessos destes materiais detríticos apenas restam conservados nas depressões de natureza tectónica e/ou cársica do Planalto.



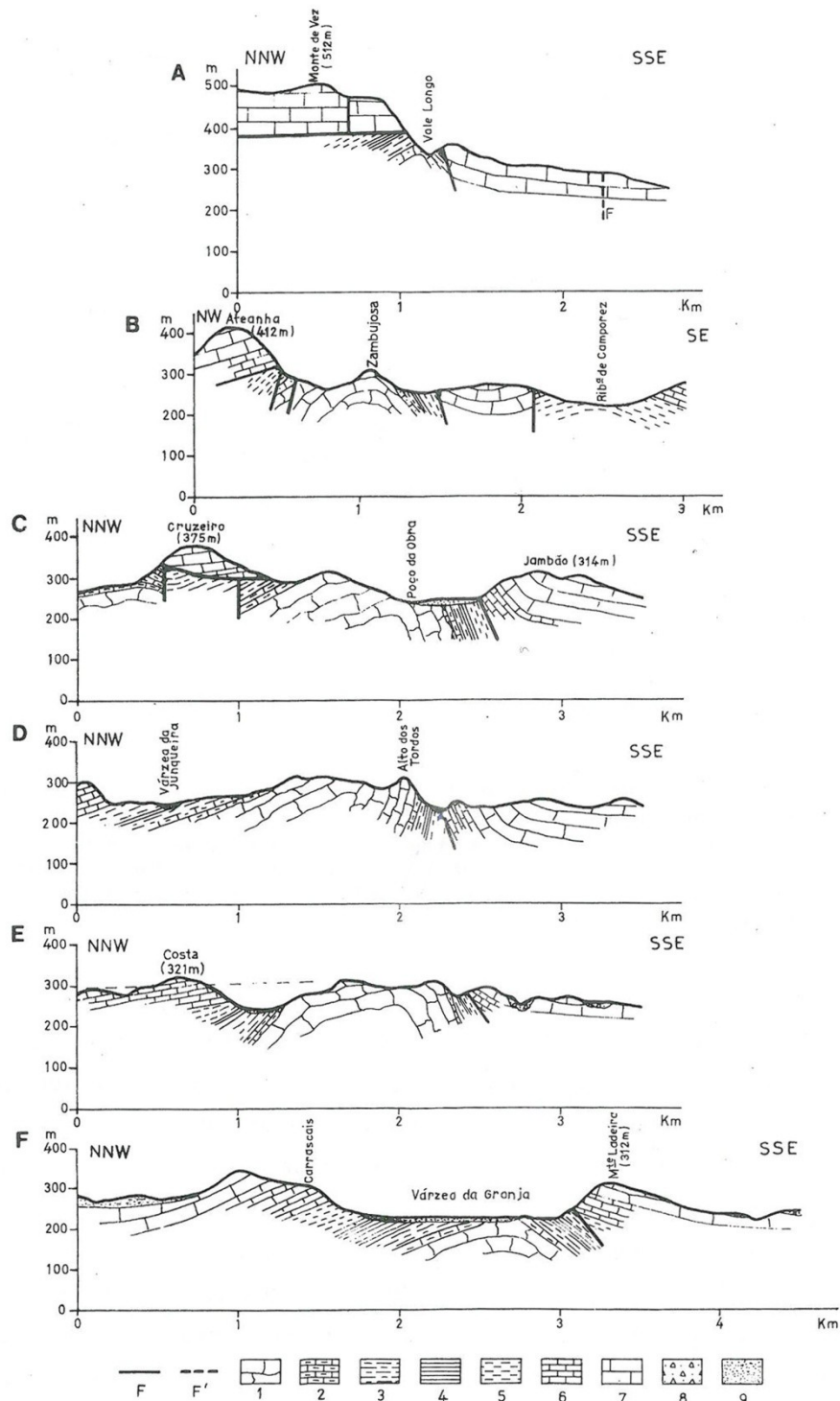
**Fig. 106** – Corte geológico esquemático do Planalto de Degracias-Alvorge (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; F' - Falha provável; 1 – Unidades calco-dolomíticas do Grupo de Coimbra (Sinemuriano); 2 – Unidades margo-calcárias (Pliensbaquiano e Toarciano); 3 – Calcários margosos (Aaleniano); 4 Calcários (Bajociano e Bathoniano); 5 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas da **Formação de Figueira da Foz** (Cretácico Inferior); 6 – Depósito de terraço fluvial (Quaternário); 7 – Aluviões (Quaternário) (in CUNHA, 1990b).

Outros depósitos detríticos siliciclásticos a preencher lapiás, ou atapetando o fundo das depressões de origem cársica, um pouco por todo o Maciço de Sicó-Alvaiázere, particularmente no sector meridional do Planalto de Degracias-Alvorge, assim como na vertente meridional das depressões de Torre de Vale de Todos, apresentam características granulométricas, composicionais e sedimentológicas distintas dos anteriores. Trata-se dos chamados **Depósitos Poligénicos Vermelhos** e dos **Depósitos Gresosos com “bichouro”** de CUNHA (1990b). Os primeiros correspondem a areno-conglomerados, por vezes muito argilosos, vermelhos a acastanhados sem uma clara organização interna e com concreções de

<sup>177</sup> CUNHA (1990b) refere para a **Uvala da Ramalheira**, a presença de depósitos areno-conglomeráticos que soterram parcialmente esta e outras formas cársicas de superfície do Maciço de Sicó-Alvaiázere, macroscopicamente semelhantes as unidades que compõem a **Formação de Figueira da Foz** das bordaduras dos relevos carbonatados, e interpretadas como sendo “[...] o que resta de uma cobertura gresosa estabelecida durante o Cretácico inferior, que vindo do Maciço Hercínico, sua fonte de alimentação, se estendia por cima de todo ou quase todo o afloramento calcário”.

ferro abundantes (pisólitos de ferro), dum possível Messiniano (SOARES, 1998/2001) e considerados como sendo depósitos essencialmente arenosos a que se junta uma componente fina entendida essencialmente como o produto insolúvel dos calcários (a chamada “*Terra Rossa*”) (CUNHA, 1990b). Os segundos correspondem a materiais areno-cascalhentos, acastanhados, mais homométricos e com uma menor percentagem de fração fina ( $< 63 \mu\text{m}$ ) ( $> 9 \emptyset$ ), que incluem pequenos seixos amarelados (a rondar os 1-2 cm) de quartzo e quartzitos muito bem rolados mas com baixa esfericidade e de clara origem marinha litoral (os “bichouros” de TEIXEIRA *et al.*, 1979; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980; SOARES *et al.*, 1985a), frequentemente associados a cotas da ordem dos 200-300 m e de idade possivelmente pliocénica (CUNHA, 1990b). Algumas vezes os dois grupos de depósitos referidos aparecem misturados. Na escarpa de falha da Nossa Senhora da Estrela, não podemos deixar de referir um outro grupo de depósitos (as **Areias finas da Sr.<sup>a</sup> da Estrela**), tanto na base como no cimo, agora constituídos de areia finas, bem calibradas, amareladas, por vezes cimentadas e com uma muito fraca percentagem de fração pelítica, a preencher algumas cavidades e/ou buracas abertas para ocidente, e consideradas na literatura como “[...] *areias litorais com transporte essencialmente eólico que sofreram posteriormente remeximento*” (CUNHA, 1990b). Areias com as características semelhantes preenchem parcialmente também algumas cavidades na vertente setentrional do Vale do Poio Novo a diferentes cotas (o Algar da Lagoa, a Buraca Grande e a Buraca Escura) (CUNHA, 1990b, AUBRY *et al.*, 1992; SOARES, 2007/2008; DIMUCCIO *et al.*, 2014a).

No limite meridional da área de estudo, a estrutura geológica mais interessante corresponde ao **Anticlinal de Torre de Vale de Todos** com eixo de direção sensivelmente ENE-WSW e que desenha uma trajetória em arco que vai de Santiago da Guarda (a ocidente), onde apresenta uma terminação periclinal, à vertente meridional do Monte de Vez (a oriente). ROSSET *et al.* (1975) apontam para uma continuação do anticlinal para norte, no Vale do Dueça, rodando novamente para ENE-WSW ao encontro da Bacia da Tola. O anticlinal, assimétrico e com vergência para sul, apresenta o flanco meridional quase sempre vertical e limitado por uma falha que põe em contacto as unidades calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano, extremamente reduzidas em espessura, com os calcários do Jurássico médio; o flanco setentrional articula-se com uma série de sinclinais alinhados também segundo a direção ENE-WSW, com eixo mergulhantes para NW e pendor da ordem dos 40°-50° (PONS, 1961; ROSSET *et al.*, 1975; KULLBERG *et al.*, 1991) (**Fig. 107**).



**Fig. 107** – Cortes geológicos esquemáticos, de NE a SW, da estrutura de Torre de Vale de Todos (anticlinal e depressões associadas) (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; F' - Falha provável; 1 – Unidades essencialmente dolomíticas da base do **Grupo de Coimbra (formação de Coimbra)**; 2 - Unidades essencialmente calcárias do topo do **Grupo de Coimbra (formação de S. Miguel)**; 3 – Margas e calcários margosos (Pliensbaquiano inferior); 4 – Calcários margosos (Pliensbaquiano superior); 5 – Margas e calcários margosos (Toarciano); 6 – Calcários margosos (Aaleniano); 7 – Calcários (Bajociano e Bathoniano); 8 – Unidades essencialmente arenoconglomeráticas da **Formação de Figueira da Foz (Cretácico Inferior)**; 9 – Aluviões e outros depósitos superficiais indiferenciados (Quaternário) (in CUNHA, 1990b).

Estes últimos autores consideram o Anticlinal de Torre de Vale de Todos uma estrutura diapírica (ou “diapiro abortado” segundo CUNHA, 1990b) na dependência de um núcleo constituído pelas unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano) e pelo complexo evaporítico subjacente conhecido pela designação de **formação de Dagorda** que, segundo alguns autores, aflora localmente a SW da povoação de Ateanha e perto da estrada Rabaçal-Ansião (ROSSET *et al.*, 1975; CUNHA, 1990b; MOUTERDE *et al.*, 1998)<sup>178</sup>. O flanco meridional do Anticlinal de Torre de Vale de Todos traduz-se por um conjunto de quatro depressões alinhadas em anfiteatro com concavidade para norte (a Depressão da Várzea da Granja, as duas Depressões de Torre de Vale de Todos e a Depressão da Várzea da Póvoa) que aproveitam as unidades calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano (**Depressões Calcomargosas Meridionais**)<sup>179</sup>.

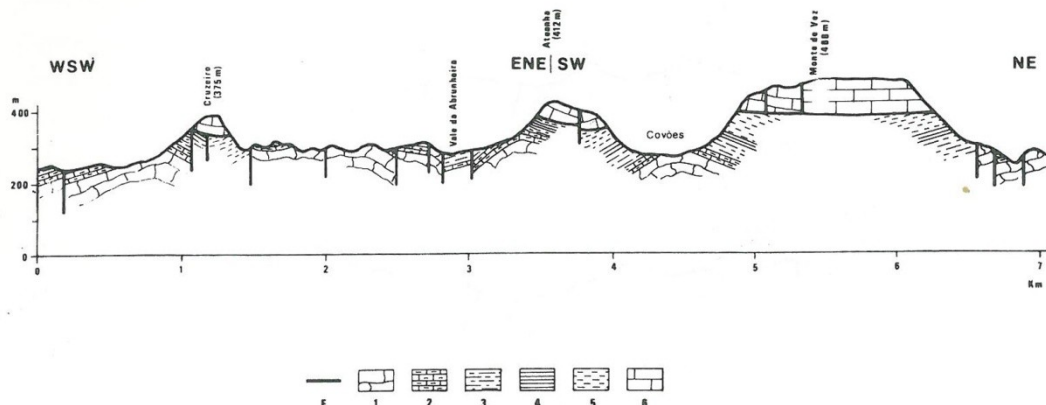
Caraterística saliente do flanco norte do anticlinal de Torre de Vale de Todos é um conjunto de relevos resistentes claramente condicionados pelas estruturas tectónicas de orientação N-S e NE-SW e pelos consequentes processos de erosão diferencial, com os cimos aplanados marcados pela presença de grandes escamas de calcários do Jurássico Médio. Trata-se dos relevos do Monte de Vez (512 m de cota), Ateanha (412 m de cota) e Cruzeiro (375 m de cota) (**Fig. 107**) que se juntam aos outros dois relevos agora com os cimos pontiagudos do lado oriental da Depressão do Rabaçal (os relevos do Castelo do Rabaçal e do Juromelo). ROSSET *et al.* (1971, 1975) desenvolveram um modelo de tectónica tangencial para explicar os contactos por falha entre as unidades calcárias do Jurássico médio e as unidades margo-calcárias e calco-dolomíticas do Jurássico inferior subjacentes nos relevos de Monte de Vez, Ateanha e Cruzeiro e, possivelmente mais a norte, também nos relevos do Castelo do Rabaçal e do Juromelo (**Figs. 105, 107 e 108**).

Mais recentemente, uma interpretação dos acidentes sub-horizontais que se observam no Monte de Vez, na Ateanha e no Cruzeiro, a que se associa quase sempre uma brecha de falha, apontam para estruturas sin-sedimentares em unidades já bastante bem litificadas mas com lubrificação sobre o plano de movimento (*i.e* escorregamento gravítico = *slumps*) desenvolvidas durante o Jurássico Médio de oeste para leste e rejogadas posteriormente (CUNHA, 1990b; KULLBERG *et al.*, 2013). Estes movimentos, a par com processos de erosão diferencial, serão responsáveis pela morfologia saliente destes relevos.

---

<sup>178</sup> A exploração pelas margas localmente gipsíferas e relativamente mais plásticas (**formação de Pereiros**) de pequenas fraturas (fenómenos microdiapíricos) nas unidades calco-dolomíticas da base do **Grupo de Coimbra** é, de acordo com CUNHA (1990b), responsável por alguns dobramentos visíveis ao longo da estrada Condeixa-Penela.

<sup>179</sup> Também aqui o principal elemento de caracterização geomorfológica parece ser uma certa superfície aplanada a rondar os 300-310 m de cota nas unidades calco-dolomíticas que afloram na charneira do anticlinal (possível fase de estabilidade da drenagem anterior à abertura, por erosão diferencial, das **Depressões Calcomargosas Meridionais**).



**Fig. 108** – Corte geológico esquemático dos relevos resistentes do Monte de Vez, Ateanha e Cruzeiro de acordo com a interpretação tectónica de ROSSET *et al.*, (1975) (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; 1 – Unidades essencialmente dolomíticas da base do **Grupo de Coimbra (formação de Coimbra)**; 2 - Unidades essencialmente calcárias do topo do **Grupo de Coimbra (formação de S. Miguel)**; 3 – Margas e calcários margosos (Pliensbaquiano inferior); 4 – Calcários margosos (Pliensbaquiano superior); 5 – Margas e calcários margosos (Toarciano); 6 – Calcários (Bajociano e Bathoniano) (*in* CUNHA, 1990b).

A sul da estrutura de Torre de Vale de Todos são merecedoras de notas as **Depressões fluviocársicas de Campo e de Camporez** (CUNHA, 1983, 1990b), escavadas nas unidades do Pliensbaquiano e Toarciano que se intercalam com os afloramentos essencialmente calcários do Jurássico médio em relação com o rejogo das falhas inversas orientadas N-S que as limitam a oriente e a ocidente (Fig. 109). As duas depressões resultam ser separadas por um relevo genericamente plano e pouco extenso a rondar os 260 m de cota. A depressão do Campo, a mais meridional, atualmente drena para o Rio Nabão; a setentrional (Depressão de Camporez) para o Rio Dueça<sup>180</sup>.

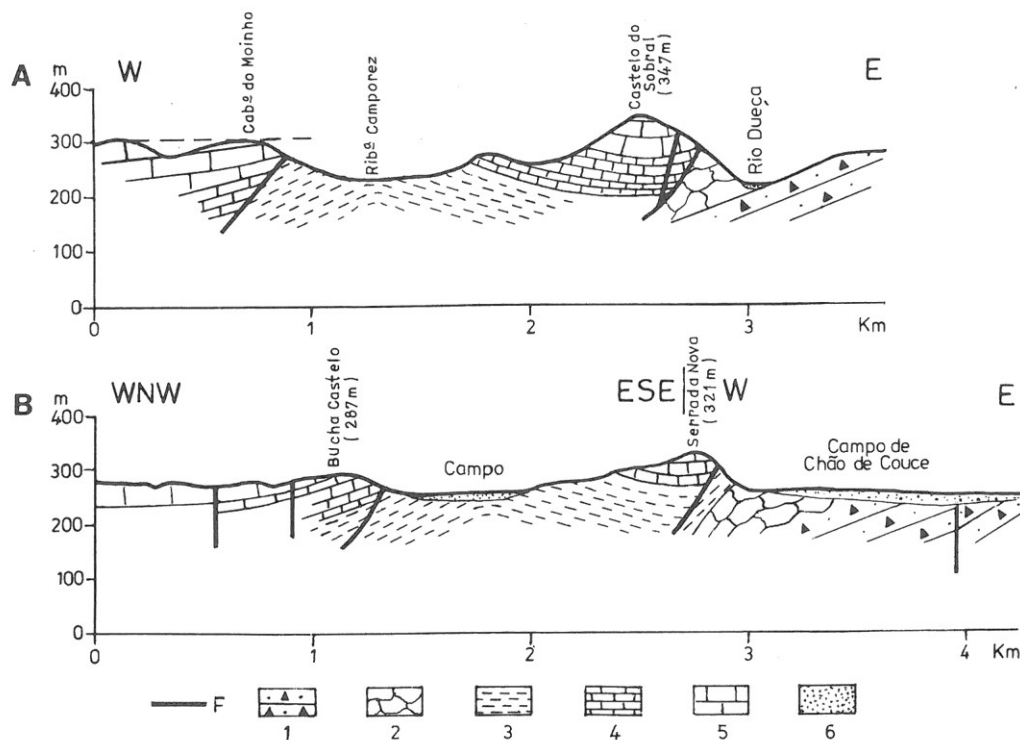
No limite NW da área de estudo, uma série de **Colinas Gresosas** correspondem à zona de afloramento de materiais essencialmente areno-conglomeráticos, muito cascalhentos, do Cretácico, do Paleogénico (arenitos arcósicos com *silcretos* e ferritizações da **Formação de Bom Sucesso** – PENA DOS REIS, 1983), do Pliocénico (conglomerados e pelitos negros da **Formação de Antanho**<sup>181</sup> – SOARES 2000; SOARES & MARQUES, 2004a) e do Plistocénico (**Conglomerados de Espírito Santo**, **Conglomerados de Peixeiro**, **Areias Vermelhas de Ingote** e **Conglomerados de Salabardos** - depósitos essencialmente torrenciais – SOARES & MARQUES, 2004a; SOARES *et al.*, 2007). Estas unidades detríticas grosseiras são aquelas sobre que se moldam os relevos de **S. Martinho do Bispo** e **Taveiro** (~90 m de cota), **Cruz de Morouços** (~200 m de cota) e **Antanho** (no Picoto, ~170 m de cota) (= **Plataforma de**

<sup>180</sup> Assim como acontece para as Depressões Calcomargosas Ocidentais, também aqui existem os restos degradados duma certa platidade generalizada a rondar os 300 m nas áreas envolventes que poderiam relacionar-se com a fase de estabilidade marcada pela Superfície de Serra da Vila (?), num tempo anterior a abertura das Depressões Calcomargosas.

<sup>181</sup> Equivalente condensado do **Grupo de Barracão** na região de Redinha-Pombal e Carnide-Leiria, a SW da área de estudo, onde o topo é considerado do Gelasiano (SOARES & MARQUES, 2004a; SOARES *et al.*, 2007).

**Espirito Santo das Touregas** em SOARES *et al.*, 2007), e que justificam, em grande parte, a sua génese (Fig. 103).

Tufos calcários e travertinos, com origem na precipitação química dos carbonatos, francamente do Quaternário, afloram ao longo do rebordo centro-ocidental das **Colinas Dolomíticas** numa faixa meridiana entre Cernache, Condeixa e Arrifana (**Tufos de Condeixa**) (MENDES, 1974, 1985; CUNHA, 1990b; GOMES, 2000; SOARES *et al.*, 1997, 1998, 2007), assim como em pequenos afloramentos do lado oposto no seio da **Depressão Marginal** (**Tufos de Torre-Outeiro de Bera**) (SANTOS, 1996).



**Fig. 109** – Cortes geológicos esquemáticos transversais às Depressões do Campo e Camporez (ver localização dos cortes na Fig. 99). F – Falha; 1 – Unidades essencialmente areno-conglomeráticas e pelito-dolomíticas do Grupo de Silves (Triásico-Hetangiano); 2 – Unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano); 3 – Unidades margo-calcárias (Pliensbaquiano e Toarciano); 4 – Calcários margosos (Aaleniano); 5 – Calcários (Bajociano e Bathoniano); 6 – Aluviões (Quaternário) (*in* CUNHA, 1990b).

Os **Tufos de Condeixa** assentam em discordância tanto nos calcários do Jurássico médio da **Formação de Senhora da Estrela** (em Conímbriga) como sobre as unidades cretácicas (arenitos, pelitos e conglomerados da **Formação de Figueira da Foz** do Aptiano(?)-Cenomaniano; os calcários, margas e arenitos da **Formação de Trouxemil** do Cenomaniano Superior; os arenitos e pelitos da **Formação de Lousões** do Turoniano; os arenitos arcósicos da **Formação de Rebolia-Alencarce** do Coniaciano-Santoniano; os arenitos e pelitos da **Formação de Taveiro** do Campaniano-Maastrichtiano?). Em Condeixa-a-Velha reconhece-se um corpo conglomerático na base a que segue uma acumulação de travertino (= tufo compacto



e duro explorados para moinho ou como rocha ornamental). Em Eira-Pedrinha as fácies de tufo calcário, mais margo-pelíticas e localmente oncolíticas, apresentam-se ricas em fósseis vegetais (CUNHA, 1990b; SOARES *et al.*, 1997, 1998; FERREIRA & VELHO, 2006). De acordo com CHOFFAT (1895) e CARDOSO (1993), a fauna de vertebrados encontrada (*Elephas antiquus* e *Hippopotamus major*) aponta para uma idade Plistocénico inferior a médio para a base do afloramento de tufo calcário; no topo, artefactos arqueológicos incorporados e atribuídos à ocupação romana apontam para uma idade essencialmente Holocénica (a rondar os 2000 cal yr BP)<sup>182</sup>.

O limite oriental dos afloramentos do Tufo de Condeixa materializa-se de encontro a um conjunto de estruturas em *horst*, delimitadas por falhas meridianas em unidades essencialmente calcárias do Jurássico Médio que dão forma aos pequenos relevos das **Serras de S. Domingos** (215 m de cota), **Avessada** (193 m de cota) e **Ponte** (215 m de cota), cortados transversalmente (direção aproximada E-W) por falhas que condicionam a evolução das Conchas de Alcabideque e de Cernache-Vila Nova e das exsurgências cársicas de Alcabideque, Vila Nova e Olho Meirinho (estas últimas relacionadas com os sistema de drenagem subterrânea do sector setentrional das **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra) (DIMUCCIO, 2005b).

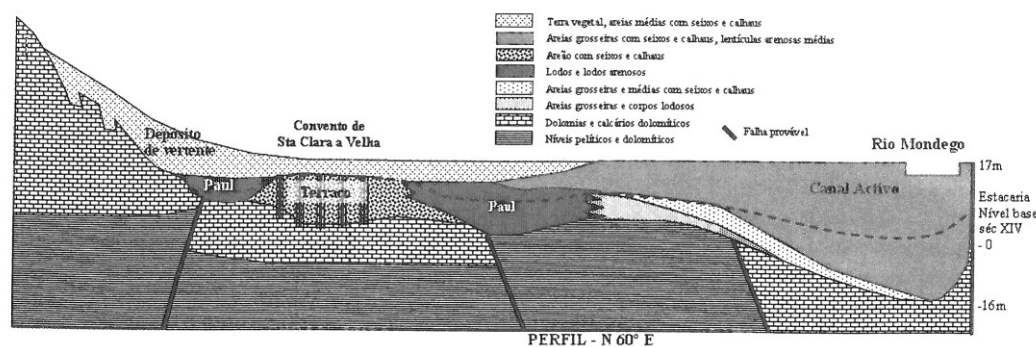
No aspeto morfológico os **Tufos de Condeixa** individualizam uma série de plataformas em degraus desde cotas da ordem dos 100-110 m até aos 30-40 m nos fundos dos vales atuais (estes últimos ainda hoje em formação), claramente ligadas à evolução da rede hidrográfica (superficial e subterrânea) que deu origem ao Canhão do Rio dos Mouros e as **Conchas de Alcabideque e de Cernache-Vila Nova**. O nível mais alto e mais extenso de tufo calcário e travertino, com leve inclinação para NW, ronda os 100 m e é recortado nos Planaltos de Cernache, de Paço e de Condeixa, com a cota máxima nas proximidades de Conimbriga onde atinge os 110 m. A esta topografia regular corresponde uma forte variabilidade de espessura dos corpos tufosos, com ~30-25 m em Condeixa-a-Velha, onde se reconhecem processos de carsificação importantes com abrigos sob rocha e pequenas cavidades subterrâneas no contacto direto entre os tufos e as unidades subjacentes essencialmente calcárias do Jurássico médio (SOARES *et al.*, 1997, 1998; NETO *et al.*, 1993), ~15-18 m em Cernache-Eira Pedrinha e apenas 2-4 m em Condeixa. Outros dois níveis, com uma topografia menos regular relativamente ao anterior, podem ser observados a cotas da ordem dos 70 m e dos 50 m (MENDES, 1974, 1985; CUNHA, 1990b; SOARES *et al.*, 1997). No caso dos Tufos de Torre-Outeiro de Bera, essencialmente travertinosos para o topo e mais tufosos na base, carsificados, apesar da reduzida espessura e distribuição espacial, referem-se três

---

<sup>182</sup> Em GOMES (2000) refere-se uma série de análises radiométricas realizadas nos Tufos de Condeixa pelo Prof. Doutor Ferreira Soares com o método U/Th, mas nunca publicadas, a apontar para idades da ordem dos 0,45-1,5? Ma para as fácies mais antigas num corte em Condeixa-a-Velha, e de 10 ka a 28 ka para as fácies mais travertinosas cinzentas com estruturas tipo estromatólitos ("*biohermes*"), raros *helix* e gastrópodes, no mesmo corte.

afloramentos que assentam diretamente nas unidades intermédias do Grupo de Silves (Triásico-Hetangiano), em Torre de Bera e Bera a cotas da ordem dos 135 m e 110 m respetivamente (SANTOS, 1996).

No limite norte da área de estudo, o **Rio Mondego**, depois de atravessar o Maciço Marginal, na Portela, e receber o **Rio Ceira** (que por sua vez recebe o **Rio Dueça** ou Corvo) pela margem esquerda, no contacto com o domínio da Orla Ocidental, desenha uma curva com concavidade para norte e segue para jusante uma direção essencialmente NNW conforme alinhamento de fratura (REBELO, 1985; CUNHA *et al.*, 1997, 1999) (Fig. 110).



**Fig. 110** – Corte geológico esquemático NE-SW da planície aluvial do Rio Mondego em Coimbra, a quando da construção do Mosteiro de Sta. Clara-a-Velha (ver localização dos cortes na Fig. 99) (in TAVARES & SOARES, 2010).

Para ocidente, a planície aluvial alarga e recebe as **ribeiras de Coselha e Eiras** pela margem direita, e as **ribeiras dos Covões e de Frades** pela margem esquerda. Todas estas drenagens são perfeitamente direcionadas de acordo com alinhamentos de fratura que compartimentam, duma forma mais ou menos complexa, os corpos líticos da área de estudo. O Rio Ceira, próximo da povoação com o mesmo nome, desenha um anfiteatro de meandro espetacular que se opõe, em Coimbra, ao outro mais a norte, abandonado (**Meandro da Arregaça**), cuja forma é possível reconstruir no fundo das áreas urbanas dos Vales das Flores, do Calhabé, da Rua do Brasil e da escarpa oriental de Santa Clara (CUNHA *et al.*, 1997, 1999; SOARES, 2002/2004). O fundo desta forma é ocupado por materiais recentes e tradutores da evolução das vertentes (**Areia Vermelhas do Estádio** em SOARES, 1990 e SOARES *et al.*, 2007) a que se juntam, a cotas distintas, depósitos agora com características essencialmente fluviais a traduzir evolução de antigos leitos aluviais (terraços fluviais) (**Conglomerado de Taveiro – T1 e Depósitos de Ceira – T2**; SOARES *et al.*, 2007). A proximidade do oceano e a fraca resistência das unidades líticas sob as quais o Rio Mondego se escoia após ter atravessado a Portela, ajudam a explicar a presença de uma vasta planície aluvial que se estende, na área de estudo, em digitação pelos vales afluentes. Os **depósitos aluvionares** associados a esta planície, sede do aquífero que sustenta grande parte do abastecimento

regional além do Concelho de Coimbra (ALMEIDA *et al.*, 2000), são constituídos essencialmente por areias com seixos e calhaus na base, areias no topo e poucas intercalações de lodos e argilas (MENDONÇA & DIAS, 1999) (Fig. 110). A espessura parece ser muito variável com ~25 m na Quinta da Boavista a ~50 m na zona da Ponte Açude (SOARES *et al.*, 2007).

### 5.3 FRATURAÇÃO

Com o intuito de inferir o tipo de relação de dependência que eventualmente existe entre a carsificação e as estruturas tectónicas que afetam as unidades calco-dolomíticas locais e que, como já se deu conta, ajudam a estruturar as **Colinas Dolomíticas**, optou-se para realizar uma análise prévia dos **lineamentos estruturais** através do auxílio das técnicas de deteção remota, em particular aplicando um modelo de tipo compósito utilizando imagens de satélite Landsat ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), fotografias aéreas, ortofotos digitais e modelos digitais de elevação (MDE).

#### 5.3.1 Análise dos lineamentos estruturais

A análise dos lineamentos estruturais a partir de dados de sensoriamento remoto, através de uma interpretação visual e/ou automática, é uma fonte valiosa de informação para o estudo da configuração estrutural de uma região (MAH *et al.*, 1995; KARNIELI *et al.*, 1996; SÜZEN & TOPRAK, 1998). Em particular, a maior resolução geométrica (ou espacial) da banda 8 (pancromática) de imagens Landsat ETM+ pode fornecer uma grande quantidade de informações úteis para este tipo de análise; no entanto, as informações complementares que são possíveis de retirar das imagens de mais baixa resolução espacial mas com maior resolução espectral (as bandas multiespectrais) podem melhorar a deteção dos lineamentos e aumentar a precisão dos resultados (RICCHETTI & PALOMBELLA, 2007)<sup>183</sup>. Uma forma eficaz de combinar esses dados espaciais e espectrais com diferentes resoluções é através da chamada **técnica de fusão de imagens** utilizando a ferramenta *pan-sharpening* (POHL E VAN GENDEREN, 1998; ZHANG, 2004). A ferramenta *pan-sharpening* envolve um processo de fusão que permite a junção da banda 8 (Fig. 111d) com a composição multiespectral colorida em falsas cores RGB-742 (neste caso escolhida como a combinação mais apropriada para o propósito) (Fig. 111c), com a melhoria na visualização das características geológicas criando uma imagem colorida de mais alta resolução ("*pan-sharpened*"). As cores da imagem *pan-sharpened* permanecem praticamente inalteradas em relação à composição colorida original

---

<sup>183</sup> Para maiores detalhes sobre as imagens utilizadas e respetivas fontes remete-se para o capítulo das metodologias.

RGB-742 (Fig. 111e). Para a interpretação dos **lineamentos estruturais**, a partir de imagens de satélite, foram aplicadas várias técnicas de realce do contraste e de detecção sobre a imagem colorida *pan-sharpened*. Quatro filtros direcionais (NS, EW, NE e NW) com uma grelha de 3 x 3 pixel foram utilizados neste estudo (Fig. 111f). A interpretação visual das imagens filtradas e da *pan-sharpened* foi realizada diretamente no ecrã do computador através da utilização de ferramentas SIG. As características geológicas reconhecidas foram incorporadas num arquivo vetorial georreferenciado para produzir o esboço dos lineamentos<sup>184</sup>. Todos os traços marcados nestas imagens de satélite numa primeira tentativa formavam uma malha (grelha) extremamente densa (mais de 2000 segmentos que se entrecruzavam entre si), de difícil leitura e presumivelmente pouco significativa, no seu conjunto, em termos estruturais. Assim sendo, optou-se para simplificar o número de traços retilíneos através duma filtragem por comparação semi-automática com os segmentos observados em fotografia aérea, ortofotos digitais e com o auxílio de um MDE (a uma escala de maior pormenor)<sup>185</sup>.

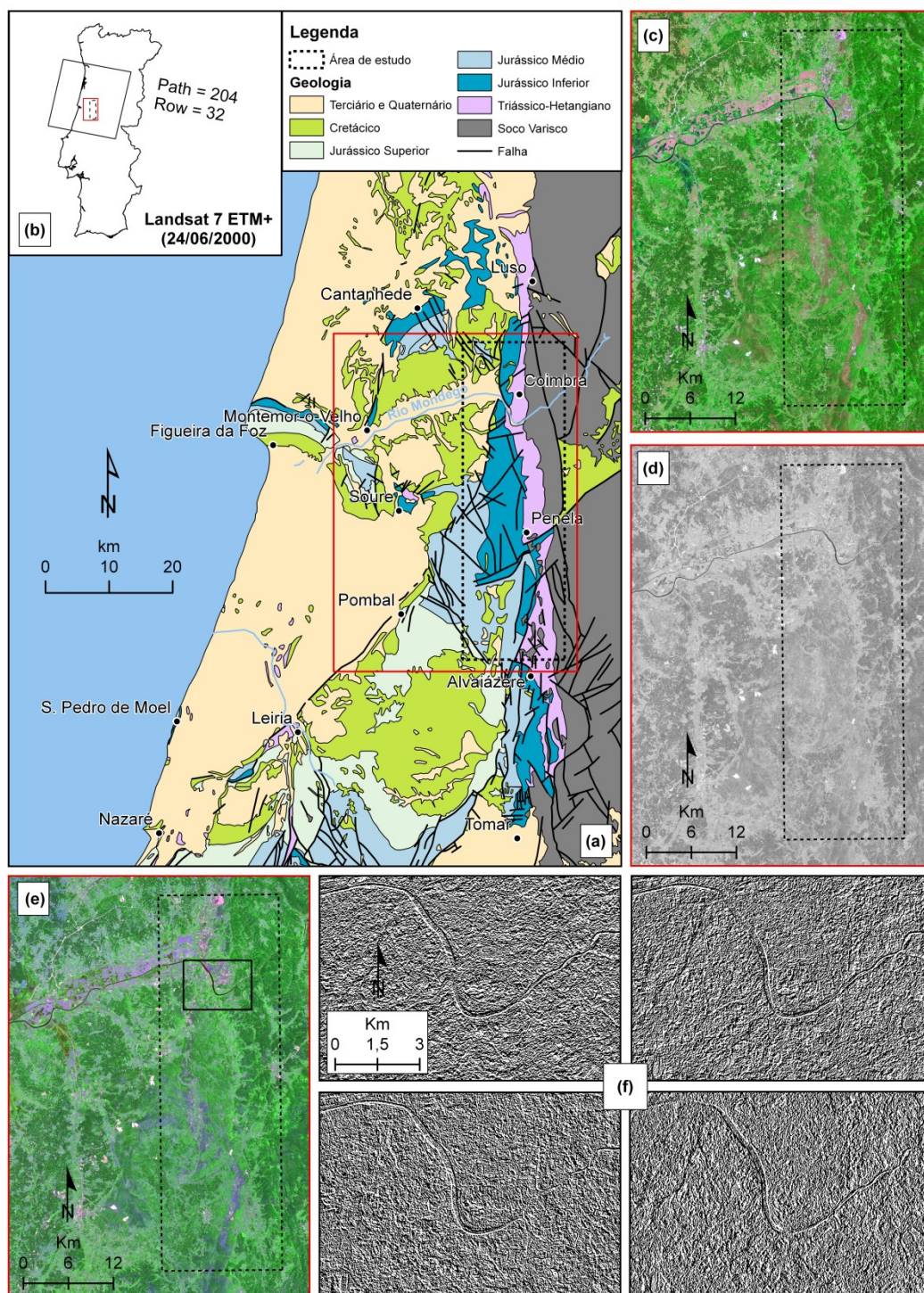
O resultado final é um mapa (esboço) de lineamentos (Fig. 112A), interpretados como sendo entidades geológicas estruturais (falhas/diaclases), que inclui cerca de 700 segmentos (sendo só os que se sustentam em critérios geológicos/geomorfológicos relativamente mais seguros e onde se excluíram os limites litológicos) e que, juntamente com as observações de campo e as estruturas tectónicas retiradas de todos os mapas e esboços de cartografia geológica e geomorfológicas já existentes para área de estudo (ver a lista fornecida no capítulo das metodologias) e na maioria das vezes confirmadas através desta análise e/ou diretamente no campo, dão uma ideia da deformação frágil que afeta o relevo à escala local.

A análise estatística espacial da orientação dos lineamentos, assim como das falhas e diaclases principais detetadas/confirmadas no campo, foi realizada através da distribuição de frequência da direção principal e do comprimento. Com base na **distribuição de frequência** de todas as fraturas (falhas/diaclases/lineamentos), assim como no seu **comprimento**, foram elaborados diagramas em rosa (na análise da orientação foram consideradas todas as estruturas como linhas retas; quando apresentavam características curvilíneas foram cortadas automaticamente pelo *software*, a fim de obter segmentos de reta). Uma vez que as estruturas analisadas foram detetadas a diferentes escalas, os comprimentos acabam por ser altamente variáveis; por esta razão os diagramas em rosa baseados no comprimento das fraturas são mais confiáveis do que os que são baseados na distribuição de frequência da direção principal (Fig. 112B).

---

<sup>184</sup> Para todos os lineamentos detetados e desenhados calculou-se a orientação (azimute) e o comprimento com o auxílio de *scripts* específicos em ambiente SIG. Todos estes traços lineares podem estar associados a variações altimétricas, ruturas de declive, alinhamento de vales ou depressões ortoclinais, tectónicas ou mesmo de origem cársica.

<sup>185</sup> A utilização de um modelo digital de elevação (MDE), ao contrário das imagens de satélite, tem a vantagem de encorpar na interpretação do lineamento uma sua eventual expressão no relevo, com claro carácter geomorfológico.

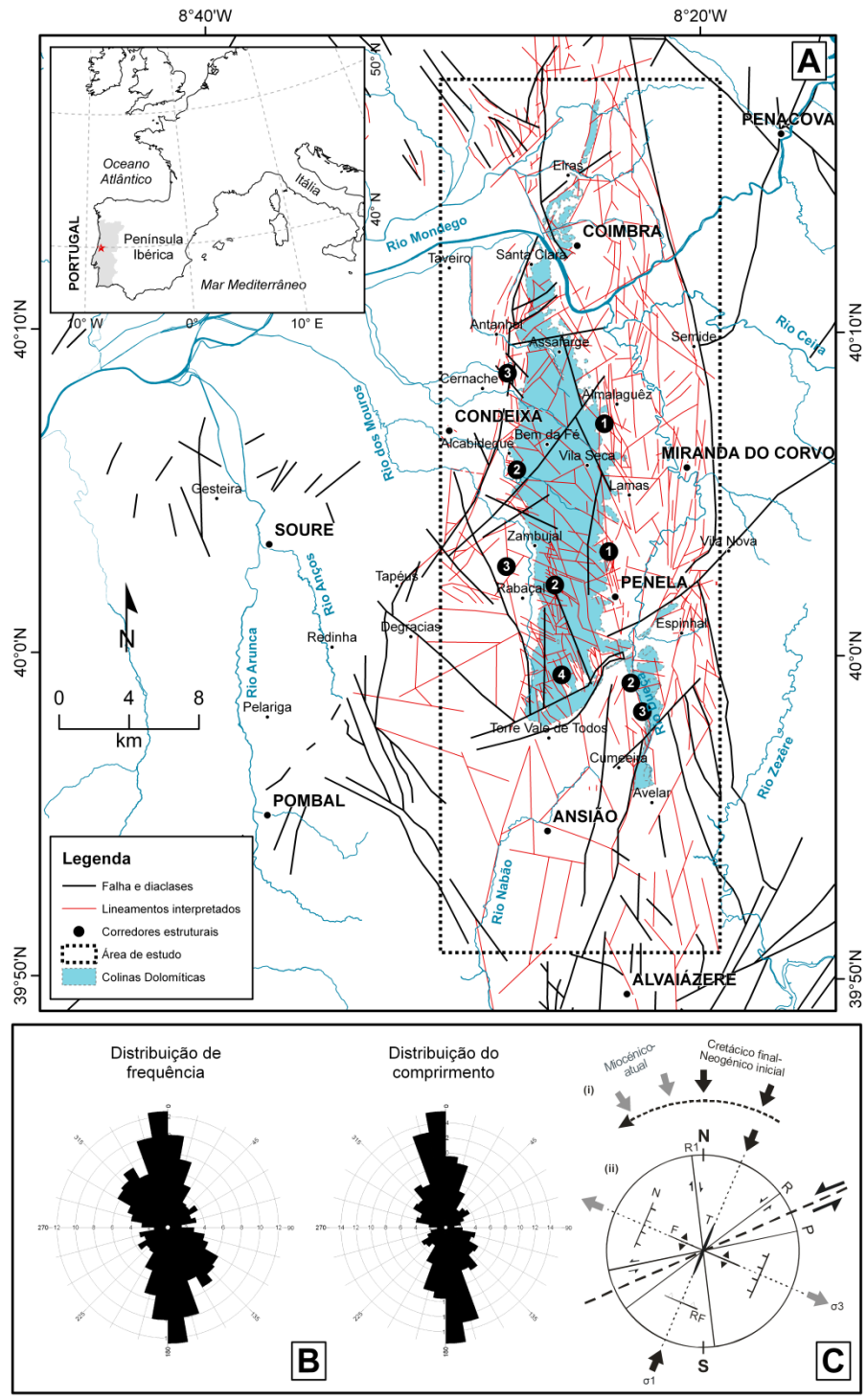


**Fig. 111** – Esquematização metodológica utilizada para inferir o padrão dos lineamentos estruturais da área de estudo através de imagens de satélite. (a) – Esboço geológico da área de estudo e envolventes. Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, publicada em 1992 pelo Serviço Geológico de Portugal (OLIVEIRA *et al.*, 1992); (b) – Cobertura e parâmetros das imagens Landsat utilizadas neste trabalho; (c) - Composição multiespectral colorida em falsas cores RGB-742 Landsat 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), (d) – Banda do panchromático (8) Landsat 7 ETM+; (e) – Composição colorida de tipo *pan-sharpened* que resulta do processo de fusão entre a banda 8 e a composição multiespectral colorida em falsas cores RGB-742; (f) - Filtros direcionais (NS, EW, NE e NW) com uma grelha de 3 x 3 pixel aplicados a composição colorida *pan-sharpened*.

### 5.3.1.1 Resultados e respetiva interpretação

As fraturas sistematicamente detetadas formam conjuntos distintos regulares, planares e subparalelos onde a maioria das fraturas são estruturas abertas de tipo I (Mode-I sensu HANCOCK, 1985). De uma escala maior (regional) a escala local (meso-escala) um primeiro olhar ao esboço interpretativo da rede de fraturação principal da área de estudo revela uma certa relação escalar entre zonas de falhas com diferentes ordens de magnitude. De facto reconhecem-se pelo menos duas zonas de falha com claro significado regional, aqui representadas por um número bastante reduzido de lineamentos contínuos e extensos, cartografáveis à escala do esboço realizado (falhas e diaclases na [Fig. 112A](#)). Trata-se de uma porção da **faixa de cisalhamento direita Porto-Coimbra-Tomar** com orientação essencialmente meridiana, localmente NNW-SSE, e a transversal **zona de falha de Torre de Vale de Todos** com direção NE-SW rodando para ENE-WSW, no limite meridional das **Colinas Dolomíticas**, e presumivelmente alinhada com a **zona de falha Nazaré-Leiria-Pombal** de expressão suprarregional (*i.e.* bacinal).

Quando se aumenta a escala de análise a estruturação interna destas duas zonas de falha de significado regional revela-se e outras sub-zonas de fraturação são reconhecidas, ocorrendo **corredores estruturais** (corresponde a um denso conjunto de traços de fraturas) praticamente paralelos/subparalelos às zonas regionais e separados entre si por interfaces relativamente pouco fraturadas ou indeformadas (corredores 1, 2, 3 e 4 – [Fig. 112A](#)). A uma escala ainda mais de pormenor (no campo) é possível reconhecer estilólitos, grupos de diaclases e até alguns planos de falhas com o núcleo praticamente circundado pela típica zona quebradiça, todos estes claramente não representáveis no esboço realizado mas, ainda assim, extremamente úteis nos ensaios interpretativos. Assim sendo, uma visão de conjunto do esboço da rede de fraturação que caracteriza a área de estudo confirma o predomínio de um sistema com direção essencialmente NNW-SSE a NNE-SSW, onde, de acordo com as observações de campo, se incluem falhas N-S e NNW-SSE com leves movimentações horizontais direitas e, por vezes (sobretudo na zona meridional da área de estudo), muito inclinadas para os quadrantes ocidentais – *i.e.* geometria lítrica (movimentações verticais importantes, com abatimentos dos lados ocidentais, podem ser inferidos essencialmente pelo padrão de afloramento dos corpos líticos) que praticamente limitam e estruturam as **Colinas Dolomíticas**. Praticamente, de oriente até ocidente passa-se por três corredores estruturais meridianos: (1) entre os corpos líticos triásicos e os calco-dolomíticos que definem as **Colinas Dolomíticas** (como já se referiu, muitas vezes, o contacto entre a **formação de Pereiros** e a **formação de Coimbra** é de imposição estrutural e não estratigráfico); (2) entre as unidades calco-dolomíticas do Sinemuriano e os corpos calco-margosos do Pliensbaquiano e do Toarciano, eles mesmo muito fraturados; (3) entre os corpos calco-margosos e os calcários do Jurássico médio que estruturam o **Maciço de Sicó-Alvaiázere**.



**Fig. 112** – Esboço interpretativo da rede de fraturação principal da área de estudo (região Coimbra-Penela). (A) – Os lineamentos indicados resultam da análise visual de todas as imagens de satélite previamente processadas, de fotografia aérea, de ortofotos digitais e do MDE, a que se juntam falhas e diaclases observadas diretamente no campo e/ou retiradas da cartografia geológica/geomorfológica pré-existente (ver a lista no capítulo 2). Para a definição dos quatro corredores estruturais identificado fazer referência ao texto. (B) – Diagramas em rosas com intervalo de 10° que mostram a distribuição estatística dos lineamentos/falhas/diaclases em função da frequência e do comprimento; (C) – Em (i), síntese da posição do vetor de compressão máxima horizontal para a Bacia Cenozoica do Mondego a partir do final do Cretácico até ao Miocénico-atual; em (ii) arranjo da geometria das estruturas tectónicas subsidiárias associadas a compressão Pirenaica (com vetor de compressão máxima horizontal  $S_{Hmax}$  aproximadamente NE-SW). R = Falhas Reidel de desligamento antitéticas; N = Falhas normais; F = Eixo de dobras; RF = Falhas inversas; P = Falhas sintéticas secundárias; T = Diaclases de tensão;  $\sigma_1$  = stress de compressão máxima;  $\sigma_3$  = stress de distensão máxima.

A estes corredores acrescentam-se outras estruturas com direção essencialmente NW-SE também estas, muitas vezes, mostrando movimentações horizontais direitas e verticais, sobretudo na faixa ocidental meridiana (2) que limita as **Colinas Dolomíticas**, mais especificadamente entre as povoações de Zambujal e de Rabaçal. As estruturas NE-SW a ENE-WSW, menos representativas no geral, mas mais presentes no limite oriental e meridional das **Colinas Dolomíticas** (sobretudo entre Penela e Torre de Vale de Todos e no Avelar), definem um outro corredor estrutural (4) e apresentam-se curvas com movimentações horizontais essencialmente esquerdas e inclinadas para NW e SE. A distribuição estatística das fraturas em função do comprimento evidencia como determinadas direções apresentam segmentos mais compridos do que outras, por vezes mesmo arqueadas, sendo este o caso das orientações NNW-SSE vs. todas as outras (**Fig. 112B**). Estas estruturas meridianas além de serem as mais representativas em termos de frequência e de comprimento replicam-se por diferentes classes de tamanhos paralelamente à principal estrutura tectónica da área de estudo – *i.e.* uma porção da **faixa de cisalhamento direita Porto-Coimbra-Tomar** que, como já se referiu, estabelece a fronteira tectónica entre o Maciço Hespérico e as unidades líticas da Orla Meso-Cenozoica. O facto de as orientações subparalelas as principais falhas que caracterizam a área mostrarem uma alta distribuição do tamanho, a escalas distintas, praticamente sugere um sistema tectónico escalar invariante, ou seja é muito provável que estas descontinuidades mecânicas representam réplicas das falhas principais e portanto geraram-se como consequência do mesmo *stress* tectónico. Nesta análise do comprimento ressalta também o facto que as estruturas NW-SE perdem significado em comparação com a distribuição de frequência, e desta forma as outras NE-SW (mais compridas do que as NW-SE, mas mais curtas das norteadas) ganham uma importância relativa. Outro aspeto relevante prende-se com a cronologia relativa das fases de fraturação, pois o que se observa é que muitas vezes as fraturas meridianas mais extensas são interrompidas e deslocadas pelas outras transversais e mais curtas de direção NE-SW a ENE-WSW, assim como pelas suas conjugadas (por vezes estas últimas interrompem-se ao encontro das fraturas meridianas). Por sua vez, as estruturas NE-SW também parecem interrompidas e deslocadas, num segundo momento, pelas conjugadas NW-SE e pela reativação (com movimentação essencialmente direita) das NNE-SSW. O anticlinal assimétrico de **Torre de Vale de Todos** apresenta o seu eixo paralelo às falhas essencialmente NE-SW a ENE-WSW que orientam as depressões morfo-estruturais contíguas e parecem afetar o sistema de falhas NNW-SSE (com estas últimas localmente com geometria normal lítrica, inclinadas entre 60-70° para W ou para E, e associadas a dobramentos meridianos extensionais de tipo *roll-over*) (CRISPIM, 1986b; DIMUCCIO, 2005a).

Em termos interpretativos, as direções mais representativas e compridas (NNW-SSE a NNE-SSW) são a que estruturam o relevo (**Colinas Dolomíticas** e **Depressões calcomargosas ocidentais** e **Depressão Marginal** a oriente) e aqui consideradas como as mais antigas observáveis na área de estudo e que sofrem, forçosamente, ulteriores movimentações



tectónicas mais tardias. Tendo em conta o que já se disse em relação ao contexto geodinâmico e cinemático da Placa Ibérica, admite-se que estas estruturas meridianas possam estar relacionadas com a distensão radial E-W essencialmente mesozoica, com as sucessivas compressões pirenaica/bética (Cretácico final-Neogénico inicial e Miocénico-recente, respetivamente – **Fig. 112C**) responsáveis pelas suas reativações como falhas de desligamento simples ou transpressivas direitas. Esta tectónica compressiva reativa também as estruturas NE-SW a ENE-WSW em falhas transpressivas esquerdas que, por sua vez, geram a estrutura compósita mais evidente da área de estudo e transversal a direção meridiana, no limite meridional das **Colinas Dolomíticas** - o **anticlinal de Torre de Vale de Todos** como uma estrutura *fold-to-fault* e o concomitante soerguimento do **Monte de Vez** (aqui interpretado como sendo uma típica **estruturas em flor positiva** – *positive flower structure sensu* BURBANK & ANDERSON, 2001; entre outros). Neste modelo transpressivo esquerdo a **Depressão Varzêa da Granja** configura-se como uma depressão estrutural de tipo *pull-apart*. As depressões morfo-estruturais entre o flanco meridional do anticlinal e as falhas transpressivas correspondem a uma espessa zona deformada constituída pela margas do Pliensbaquiano e do Toarciano espremidas e sucessivamente afeiçoadas pela erosão fluvial e, eventualmente fluvio-cársica, durante os períodos mais recentes (DIMUCCIO, 2005a).

#### 5.4 COBERTURA SILICICLÁSTICA PÓS-JURÁSSICA E FORMAS CÁRSICAS

Não faz parte dos objetivos deste trabalho sistematizar sobre os elementos morfométricos que caracterizam as formas cársicas da área de estudo, pois o que realmente interessa aqui é o tipo de relação que existe entre estas formas (nomeadamente a sua posição espacial e estratigráfica), a cobertura siliciclástica pós-jurássica local, as direções principais de desenvolvimento das formas conforme a estrutura geológica (onde se inclui a fraturação) e, por fim, mas não por isso menos importante, as características faciológicas e estratigráficas (já analisadas e interpretadas nos capítulos 3 e 4) do corpo lítico carsificado.

##### 5.4.1 Análise das coberturas e dos preenchimentos cársicos

As observações de campo, conjugadas com os resultados obtidos através das análises laboratoriais<sup>186</sup>, permitem discriminar dois grandes grupos de coberturas siliciclásticas: (1) as **coberturas sedimentares superficiais (CSS)**, essencialmente cretácicas, paleogénicas e plio-

---

<sup>186</sup> Para maiores detalhes sobre o tipo de análises realizadas remete-se para o capítulo 2.

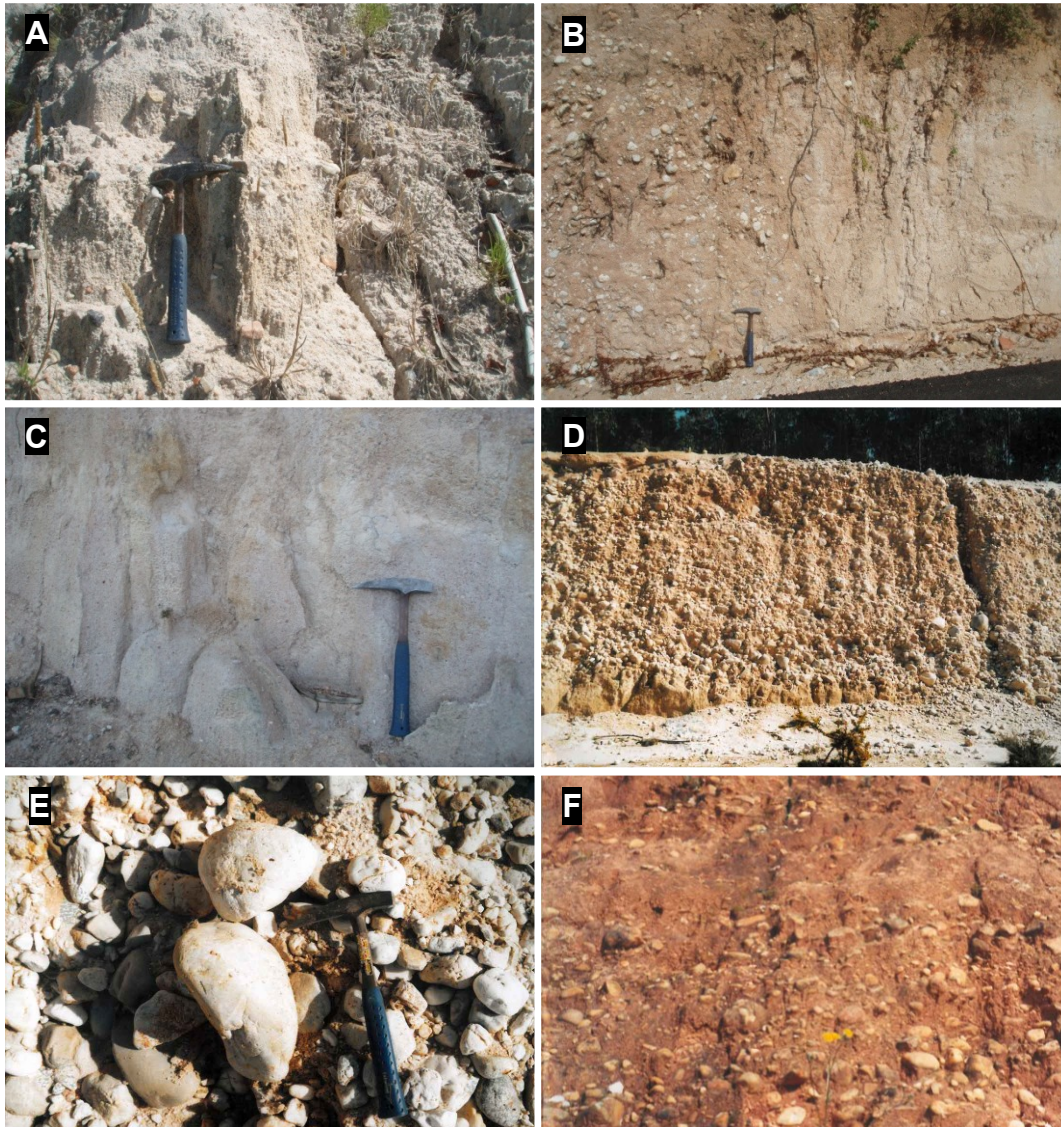
plistocénicas, *in situ* (geralmente observadas às margens das **Colinas Dolomíticas**); e (2) os **depósitos de preenchimento cársico (DPC)**.

Entre as várias coberturas que caracterizam a área de estudo são aqui referenciadas exclusivamente aquelas que parecem deter a maior importância no estudo da carsificação e, desta forma, salientam-se os retalhos dispersos de areno-conglomerados e agilosos, essencialmente arcósicos e esbranquiçados, imaturos e bem estratificados, de origem continental, do Cretácico Inferior (**Formação de Figueira da Foz**) (DINIS, 2001), ou mesmo remobilizações superficiais destes (relativamente mais avermelhados e mais grosseiros, sendo em grande parte um depósito residual), que, de acordo com outros autores, assentam diretamente sobre as unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra** enterrando parcialmente uma superfície erosiva carsificada (CARVALHO, 1948, 1949a, 1955; SOARES *et al.*, 1985a; CUNHA, 1990b) (**Fig. 113**). Na zona setentrional da área de estudo, em Coimbra, as **Areias Vermelhas do Ingote** (dum provável Plistocénico inferior) (SOARES *et al.*, 2007), imaturas, pedregosas, de poucos metros de espessura, parecem, também, estar afeiçoadas ao cripto-carso aberto nas unidades calco-dolomíticas locais (CUNHA *et al.*, 1997; SOARES, 2002/2004). No entanto, nos casos mais comuns, se a zona central e meridional da área de estudo se caracteriza essencialmente por um carso superficial pouco representativo e enterrado essencialmente pelas unidades cretácicas e/ou remobilizações destas, na zona setentrional (em Coimbra) a simples observação à macro-escala (no campo) aponta para situações mais complexas em que a superfície carsificada localmente se apresenta enterrada por DPC que só podem explicar-se através de progressivas remobilizações das **Areias Vermelhas do Ingote** a que se juntam os **Conglomerados de Espírito Santo e de Peixeiro** (também dum possível Plistocénico inferior - SOARES *et al.*, 2007), assim como, no caso de algumas cavidades horizontais subterrâneas pouco profundas, possíveis unidades que constituem a **Formação de Antanho** (Pliocénico - SOARES *et al.*, 2007) (**Fig. 113**). Entrando um pouco mais no detalhe, entre os DPC é possível diferenciar, em função das características texturais e composicionais observáveis à meso-escala, e confirmadas através das análises granulométricas, cinco litofácies distintas: (A) – Areno-conglomerados e pelitos avermelhados com calhau boleados de grandes dimensões de quartzo e quartzitos; (B) – Arenitos avermelhados com seixos mal calibrados de quartzo e quartzitos; (C) – Areno-pelitos acastanhados a acinzentados; (D) - Arenitos essencialmente amarelados e bem calibrados; (E) - Margas acinzentadas.

De um ponto de vista composicional, os resultados das análises laboratoriais das CSS locais apontam, de acordo com os trabalhos prévios sobre os sedimentos cretácicos (CARVALHO, 1955; SOARES, 1966; CUNHA, 1990b; DINIS, 2001) e os plio-plistocénicos (CUNHA, 1990b; DINIS & SOARES 2007a,b), para uma associação de minerais argilosos dominada pela caulinite, com significantes quantidades de ilite e rara vermiculite (discretas quantidades de goethite e gibsita foram também encontradas). As amostras analisadas de DPC

apresentam o mesmo padrão, com exceção do material que bordejia as paredes internas de algumas das formas cársicas e no topo dos preenchimentos (perto da superfície), onde se regista um enriquecimento em esmectite. Em ambos os grupos de materiais, na fração arenosa o quartzo parece ser o mineral mais abundante e, em menor quantidade, observa-se a presença constante de feldspatos (mais ou menos alterados, da ordem dos 15-20%) a que se associam alguns alteritos (grãos escuros de minerais pesados não identificados, alguns destes correspondentes a grãos ferruginosos presumivelmente ligados a meteorização). Uma maior quantidade de alteritos condiciona a coloração mais avermelhada das remobilizações superficiais das coberturas cretácicas e da maioria dos preenchimentos cársicos - onde resultam bastante mais abundante. Entre os minerais pesados observados na fração arenosa muito fina, à lupa binocular, ao microscópio petrográfico e, por vezes, confirmados através da DRX após separação magnética, a turmalina parece ser dominante, seguida (em ordem de abundancia relativa) pelos alteritos, em todas as amostras (CSS e DPC). Na CSS do Cretácico acrescenta-se, por vezes, muito rara estauroilite e andaluzite; porém nos sedimentos tidos como plio-pleistocénicos silimanite, cianite e ilmenite (raramente rutilo), assim como mais quantidades de estauroilite e andaluzite relativamente aos sedimentos cretácicos. Morfoscopicamente, as amostras dos materiais cretácicos e suas remobilizações superficiais mostram uma fração arenosa grosseira composta por grãos de quartzo essencialmente angulosos a subangulosos e dominados por um aspeto brilhante (com exceção para os materiais estratigraficamente inferiores *in situ*). As areais grosseiras plio-pleistocénicas mostram grãos de quartzo relativamente mais arredondados e um aspeto (em termos médios) mais fosco. No caso dos DPC não se observa uma clara tendência, pois algumas amostras são muito parecidas com as plio-pleistocénicas mas outras apresentam-se com um caráter morfoscópico intermédio entre estas e as coberturas cretácicas. No entanto, apesar deste caráter intermédio, nas formas cársica superficiais de maiores dimensões (tipo poços de dissolução, assim como nas poucas dolinas encontradas) o material que caracteriza a porção central do preenchimento mostra grãos de quartzo com arredondamento e aspeto dominantes similares aos das coberturas cretácicas, por vezes com arredondamento ligeiramente superior. Granulometricamente as coberturas cretácicas apresentam uma assinatura essencialmente polimodal, enquanto as coberturas plio-pleistocénicas são unimodais (ou, nalguns casos bimodais) e se apresentam com uma distribuição mais estrangida. Quase todos os DPC apresentam uma assinatura granulométrica similar às amostras das coberturas cretácicas, mas com uma diminuição relativa na proporção da areia grosseira. No entanto, em Coimbra, exceção são os materiais de preenchimento de uma série de formas cársicas superficiais e subterrâneas onde se acrescenta uma fração granulométrica arenosa fina a grosseira e, por vezes, uma fração de cascalho com calhaus de quartzo e quartzito normalmente boleados e raramente bem rolados com dimensões e formas claramente comparáveis com os calhaus que caracterizam as coberturas pleistocénicas referidas (sobretudo as fácies mais conglomeráticas onde os elementos maiores podem atingir diâmetros da ordem dos 50 cm) (Fig. 113), ambas

associadas com estruturas sedimentares de tração (estratificação entrecruzada e imbricação dos calhaus) que apontam para fluxos hídricos (exo/endocársicos) de tipo fluvial a fluvio-torrencial no seio destas formas. Naturalmente excluem-se destas classificações granulométricas os materiais finos essencialmente pelíticos e mal calibrados que caracterizam as bordas internas das formas cársicas preenchidas (*i.e.* as auréolas de contacto pelíticas), assim como as margas que preenchem algumas cavidades com reduzidas dimensões ao longo de juntas de estratificação.



**Fig. 113** – Exemplos das coberturas sedimentares siliciclásticas (*in situ*) do Cretácico inferior e plio-pleistocénicas que é possível observar na zona setentrional da área de estudo e que se relacionam com os preenchimentos cársicos locais. (A) – **Formação de Figueira da Foz** observada na estrada N1 em direção a Coimbra; (B) - Remobilizações das coberturas cretácicas observáveis muito esporadicamente em pequenas manchas no cimo das **Colinas Dolomíticas** (e.g. perto dos Carvalhais de Baixo); (C) – **Formação de Antanho** a norte de Antanho, em correspondência da povoação de Espírito Santo; (D) e (E) - Conglomerados de Espírito Santo a norte de Antanho; (F) - Areias Vermelhas do Ingote à entrada do cemitério da Conchada em Coimbra.

#### 5.4.2 Formas cársticas que caracterizam o epicarso

Num maciço lítico potencialmente carsificável a maioria do poder de dissolução das águas meteóricas que se inserem através das descontinuidades mecânicas concentra-se essencialmente nas porções mais superficiais do substrato rochoso (*i.e.* primeiros ~10 m) (por causa da proximidade da principal fonte de produzida de CO<sub>2</sub> no solo), com definição dum **epicarso** ou **zona subcutânea** (KLIMCHOK, 1997, 2000; WILLIAMS, 1983, 1985, 2007), chegando a atingir ~20% da dissolução total do sistema (BÖGLI, 1961; PULINA, 1974)<sup>187</sup>.

O processo de carsificação a atuar no **epicarso** manifesta-se através de **formas cársticas superficiais** com tamanhos variáveis desde menos de um milímetro (*e.g.* micro-lapiás) até acima de vários quilómetros (*e.g.* poljes) e que, em termos de funcionamento hídrico, se diferenciam em função do papel que assumem relativamente ao **endocarso**, distinguindo normalmente formas de entrada (*e.g.* dolinas, lapiás, perdas ou sumidouros e *estavelle*), de transferência/passagem (*e.g.* poljes) ou de saída (*e.g.* canhões a jusante duma exurgência) (MARTINS, 1949) de águas e/ou de sedimentos (CRISPIM, 1995; FORD & WILLIAMS, 2007; RODRIGUES *et al.*, 2007; RODRIGUES, 2012)<sup>188</sup>.

##### 5.4.2.1 Lapiás, poços de dissolução e dolinas

Nas **Colinas Dolomíticas**, as formas cársticas que caracterizam o epicarso compreendem, essencialmente, fendas pouco profundas e alargadas pela dissolução (lapiás estreitas), lapiás ligeiramente mais profundas dos anteriores e com as bordas internas mais arredondadas como consequência duma corrosão por baixo de uma cobertura (*Rundkarren - sensu* BÖGLI, 1960), alguns poços de dissolução a que se associam também fraturas subverticais relativamente profundas e abertas pela dissolução e raras dolinas essencialmente em funil (*sensu* CUNHA, 1990b). Todas estas formas resultam totalmente enterradas por DPC areno-conglomeráticos e pelíticos que apontam para paleo-formas geradas em condições topográficas e climáticas bem diferentes das atuais, ou mesmo subatuais, sem grandes indícios aparentes de exumações (Figs. 114 e 115).

---

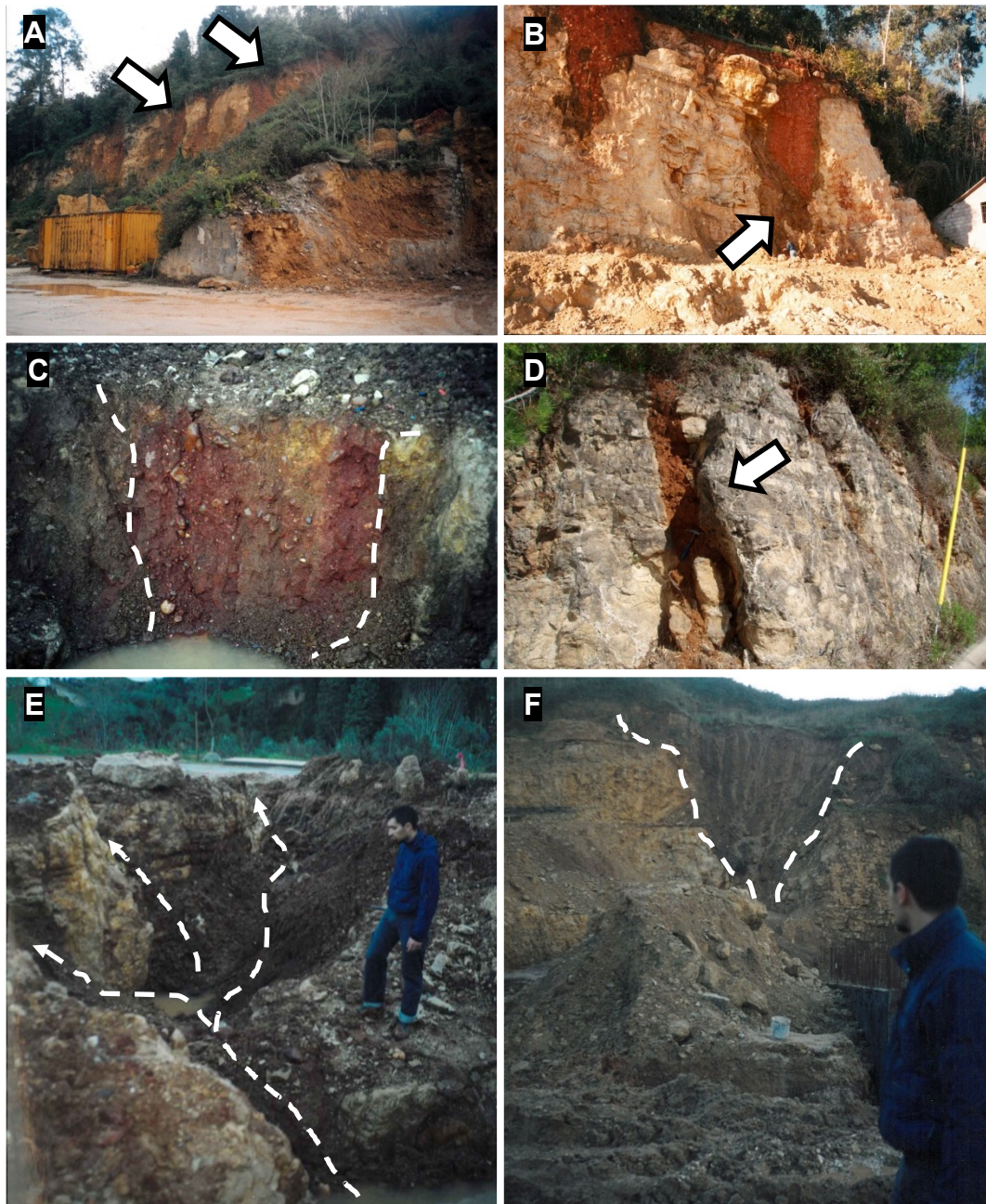
<sup>187</sup> A denudação superficial nos maciços carbonatados e carsificados é, muitas vezes, de uma ordem de grandeza inferior relativamente às áreas dominadas por outras litologias (*e.g.* sedimentos siliciclásticos) (GABROVŠEK, 2009), pois a erosão ocorre principalmente no subsolo enquanto a superfície é modificada apenas ligeiramente (DE WAELE *et al.*, 2011).

<sup>188</sup> Também se reconhecem **formas cársticas residuais** (*e.g.* *fenglin*, *fengcong*) (DE WAELE *et al.*, 2009), *hum* (RODRIGUES *et al.*, 2007), algumas representadas por colinas altas e abruptas que sobreviveram, nas planícies aluviais, a uma mais ou menos longa história geológica (*e.g.* o espetacular carso coberto do sul da China), a identificar o chamado **carso residual** (= relíquia) (FORD & WILLIAMS, 2007). **Formas cársticas deposicionais** são aquelas que se podem desenvolver onde as águas cársticas subterrâneas re-afloram à superfície em correspondência de exurgências (*e.g.* barragens de travertinos e tufos calcários) (FORD & WILLIAMS, 2007).

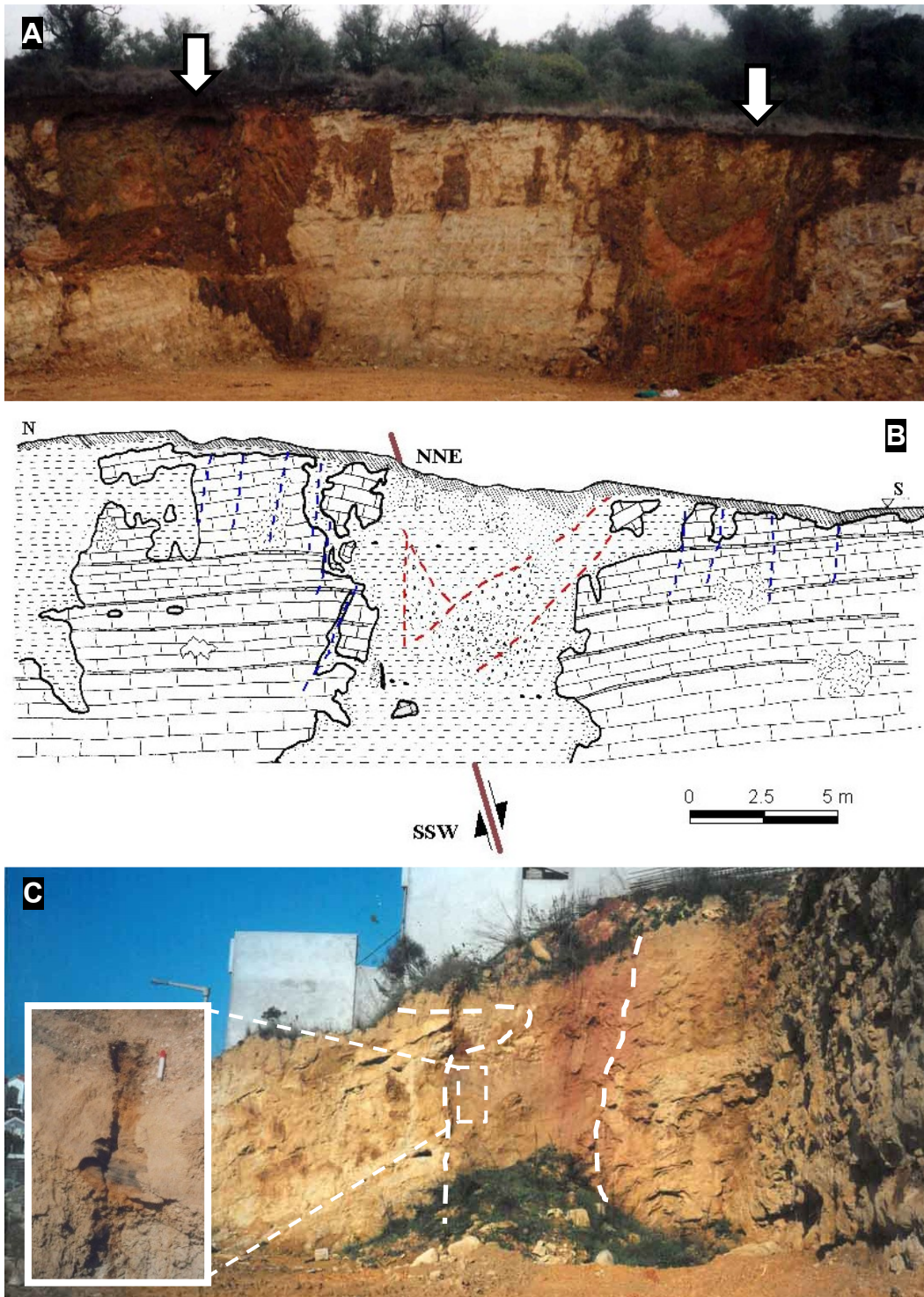
Conforme já enunciado em CUNHA (1990b) para o vizinho Maciço de Sicó-Alvaiázere, estas formas superficiais totalmente enterradas relembram muito o carso residual típico dos climas tropicais, quentes e húmidos.

Em situações geralmente mais protegidas dos processos de exumação, os poços de dissolução representam formas mais complexas resultantes pelo alargamento pela dissolução de fendas, verticais a subverticais, ou correspondem a um estágio avançado no desenvolvimento duma cavidade subterrânea onde o abatimento do teto determina a sua exposição, assim como o seu preenchimento. No caso específico dos poços de dissolução mais desenvolvidos é relativamente fácil observar toda uma série de estruturas de deformação internas dos DPC, assim como importantes variações em termos granulométricos, com um material essencialmente areno-conglomerático mais avermelhado no centro até um depósito progressivamente mais fino em direção dos bordos internos, ao contacto com a rocha calco-dolomítica, onde praticamente se torna constituído essencialmente por pelitos avermelhados/alaranjados e acinzentados (Fig. 115). De facto, entre os mecanismos/processos que atuaram durante e após a deposição dos DPC, claramente interligados com o tipo de carsificação dominante (no tempo) e com significações distintas, evidencia-se: (a) uma diferenciação granulométrica interna interpretada como sendo o resultado de mecanismos de lixiviação vertical de material mais fino desde a superfície até mais em profundidade no âmbito dum sedimento não totalmente impermeável, a que se associa uma alteração pedogenética em que se inclui a ação exercida pelas raízes das plantas e, nalgum casos, evidentes afeiçoamentos antrópicos; (b) processos de **cripto-corrosão** que se manifestam através de **dobramentos** e/ou **diaclasses de sucção** (*sensu* CUNHA & SOARES, 1987 e DINIS *et al.*, 2007), por vezes ligadas também a possíveis fenómenos de subsidência cársica (não diretamente observáveis), juntamente com **auréolas de contacto pelíticas** nos bordos internos das formas preenchidas; neste último caso trata-se duma alteração confinada *in situ* reconduzível, mais uma vez, aos “**fantômes de roche**” de QUINIF (1999, 2010).

Em contrapartida, outros poços de dissolução (ou mesmo antigas cavidades complexas com o teto abatido) apresentam um preenchimento detrítico muito mais homogéneo, constituído essencialmente duma areia quartzosa fina a grosseira amarelada, muito bem calibrada, com seixos bem rolados foscos no seu conjunto mas revelando um caráter brilhante e com a presença constante de estruturas sedimentares de tração (estratificação desde paralela planar a entrecruzada de baixo ângulo) (Fig. 115). A triagem, bem como o relativo índice de arredondamento, ambos elevados, apontam para um transporte hídrico endocársico através de galerias (por vezes com clara afeição antrópica, quando comunicantes com o exterior) de areias saídas (remexidas) presumivelmente das coberturas pliocénicas.



**Fig. 114** – Exemplos de tipologia de formas cársticas observáveis à superfície na região Coimbra-Penela (**Colinas Dolomíticas**). (A) - Fendas pouco profundas e alargadas pela dissolução (lapiás estreitos); (B) e (C) – Lapiás, por vezes ligeiramente mais profundos que os anteriores e com os bordos internos mais arredondadas e com as aureolas de contacto pelíticas, na Guarda Inglesa em Coimbra; nota-se os DPC constituídos por um depósito areno-conglomeráticos e pelíticos onde os elementos maiores parecem reconduzíveis aos calhaus de quartzo e quartzitos normalmente boleados e raramente bem rolados dos Conglomerados de Espírito Santo (ver Fig. 111) e organizados a formar um preenchimento de canal; (D) - Fratura subvertical relativamente profunda e abertas pela dissolução; (E) - Secção longitudinal de tipo meandriforme dos lapiás das imagem (B) e (C) libertas dos DPC aquando da construção dum prédio no Alto de Santa Clara, em Coimbra; (F) - Dolina em funil, no fundo da imagem. Todas estas formas resultam preenchidas e enterradas por depósitos de preenchimento cárstico reconduzíveis essencialmente as coberturas pliocénicas (*i.e.* Conglomerados de Espírito Santo, Peixeiro e Areias Vermelhas do Ingote).



**Fig. 115** – Exemplos de poços de dissolução (ou mesmo cavidades com o teto abatido) observados na zona setentrional da área de estudo. Evidencia-se um preenchimento cársico distinto entre (A) e (C) apesar das formas estarem praticamente uma ao lado da outra. (A) - Na imagem é possível identificar dois grandes poços de dissolução que se desenvolvem conforme uma fraturação com direção NNE-SSW. O preenchimento cársico mostra evidências de uma seleção granulométrica interna a que se associam também auréolas de contacto pelíticas nas bordas internas das formas e claramente relacionadas com processos de cripto-corrosão. (B) – Esquemática de um dos poços de dissolução da imagem anterior onde se identificam fraturas superficiais (essencialmente diaclases) visíveis no talude calco-dolomítico e por vezes com indícios de carsificação (em azul) e as típicas diaclases de sucção relacionada com lentos e contínuos fenómenos localizados de subsidência cársica (em vermelho); (C) – Poço de dissolução onde se evidencia um preenchimento arenoso muito mais homogéneo e calibrado com estruturas sedimentares hidrodinâmicas de tração.



No caso das dolinas, como já se referiu, de um ponto de vista morfológico apresentam-se com típica secção em funil com o tubo inferior nunca completamente visível. Numa prospetiva genética, trata-se das típicas dolinas de sucção (*sensu* NICOD, 1967, 1972) com evacuação dos materiais de preenchimento em profundidade através de uma importante fratura alargada pela dissolução e/ou mesmo uma cavidade subjacente. Naturalmente, quando a alimentação detrítica da forma se faz a um ritmo superior ao do esvaziamento, ou este esvaziamento em profundidade por qualquer razão fica interrompido (abatimento da cavidade e entupimento das condutas, movimentações tectónicas e/ou variações climáticas, etc.), a forma fica completamente preenchida. Nos casos mais comuns, esta tipologia de dolina, numa fase mais avançada de desenvolvimento pode evoluir para uma dolina de abatimento (CUNHA, 1990b).

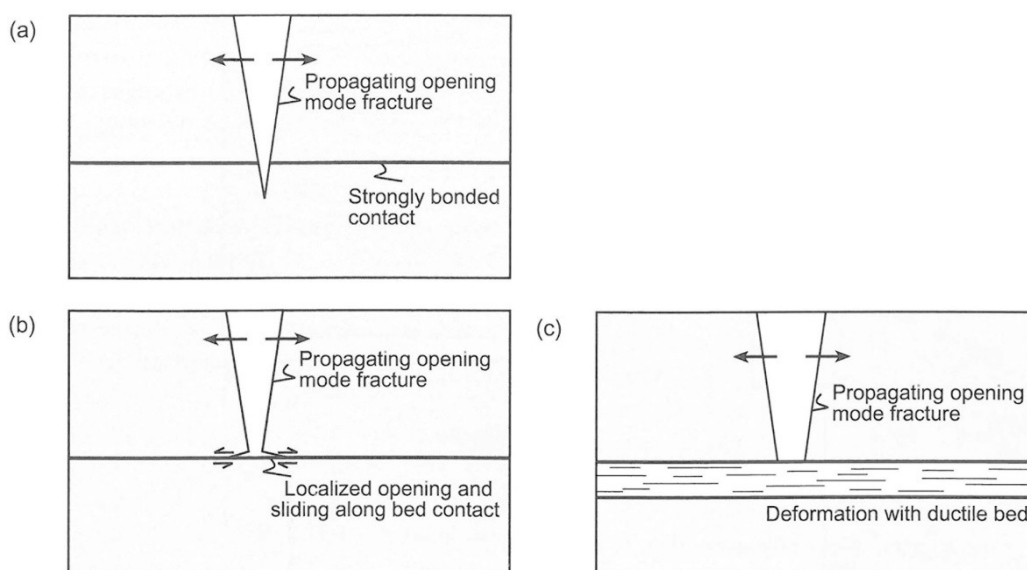
Para além disso, um carater importante das dolinas observadas nas **Colinas Dolomíticas**, caráter este comum à maioria das outras formas cársicas superficiais entupidas atrás referidas, é a visível inadaptação à topografia atual, nomeadamente ao facto de estarem localizadas sempre em altos morfo-estruturais (e.g. Santa Clara em Coimbra) e, por vezes, mesmo a meio das vertentes calco-dolomíticas, assim como uma tendência de desenvolvimento principal de acordo com as direções (estruturais) NE-SW a NNE-SSW e N-S, subordinadamente NNW-SSE. Estas considerações podem justificar o baixo número de dolinas encontrado como o resultado de uma evolução longa e complexa deste tempos pré-cretácicos e/ou pré-Plistocénicos (tendo em atenção os tipos de DPC que as caracterizam), após as fases tectónicas (a partir do Cretácico superior) que têm proporcionado o progressivo soerguimento da área de estudo e a aberturas das estruturas suscetíveis de ser carsificadas. No entanto, a falta de evidências de importantes processos de exumação destas formas (assim como comprovado no caso do Maciço de Sicó-Alvaiázere – CUNHA, 1990b) pode ser interpretado como sendo um indício que aponta para um relevo morfo-estrutural local com baixo gradiente topográfico (energia do relevo) durante essencialmente todo o Cenozoico.

Uma das características fundamentais do epicarso é a presença de uma densa rede de fissuras, abertas e/ou fechadas, com extensão vertical limitada<sup>189</sup>. Os processos de meteorização à superfície (*i.e.* físicos, químicos e biológicos) afetam fortemente este sistema de fissuras com o resultado principal, e mais comum, de um alargamento das mesmas, um

---

<sup>189</sup> Praticamente, quando uma rocha fica exposta a condições subaéreas depois de mais ou menos longos períodos de enterramento, a carga litostática dos sedimentos removidos diminui e, por isso, a rocha liberta *stress* com conseqüente reativação das fissuras eventualmente já existentes e/ou com a formação de novas. Quando os processos de levantamento/denudação são de baixa intensidade, os efeitos do *stress* de relaxamento começam a grandes profundidades, apesar destes efeitos serem inclinados mais para o aumento da extensão das fissuras do que para a formação de novas. Pelo contrário, a um alto grau de denudação, ou com uma mudança favorável de soerguimento, os efeitos do *stress* de relaxamento verificam-se a baixas profundidades e são caracterizados pela produção de novas fissuras. A extensão, assim como a variação em extensão destas fissuras, aumenta exponencialmente com a proximidade da superfície; a frequência aumenta geometricamente (CHERNYSHEV, 1983). As tensões causadas pela carga e descarga glacial ter um efeito semelhante, assim como as tensões internas causadas pelos processos tectónicos e das marés.

aumento do seu número e uma distribuição das orientações mais de tipo casual. Estas mudanças são mais sentidas de acordo com as descontinuidades já existentes na rocha, através das quais os processos de alteração podem entrar mais em profundidade. Assim sendo, muitas destas novas fissuras abertas no epicarso apresentam uma característica geometria em “v” (Figs. 114 e 116), ou seja apertam em profundidade e portanto as águas de infiltração são incapazes de seguir um caminho totalmente vertical, dependendo, sobretudo, do grau de fraqueza dos limites litológicos associados (COOKE *et al.*, 2006). Em vez disso, as águas de infiltração são forçadas a escorrer lateralmente através de algumas largas e mais extensas fissuras que penetram profundamente na rocha subjacente (*e.g.* superfície de estratificação bem marcadas e com distintas expressões – *e.g.* erosivas, *hardgrounds* - níveis de pelitos/argilitos e margas interpostas, juntas de estratificação margosas peliculares, etc.). Estes drenos principais de desenvolvimento lateral representam os horizontes que irão possivelmente proporcionar o desenvolvimento de verdadeiras condutas subterrâneas, ou irão alimentar ativamente o desenvolvimento de outras condutas mais em profundidade (*i.e.* no **endocarso**).



**Fig. 116** – Esquematização do desenvolvimento das fraturas (superficiais, pouco profundas) no epicarso, numa sucessão sedimentar (COOKE *et al.*, 2006). Em (a) a fratura se propaga através duma rija interface, enquanto em (b) e (c) o termo da fratura se relaciona com uma superfície de estratificação (limite de camada) deslizante e com uma deformação dúctil, respetivamente.

De forma geral, no caso das formas cársicas superficiais da área de estudo o facto de estarem preenchidas por uma cobertura detrítica não completamente impermeável proporciona uma certa retenção hídrica durante os períodos relativamente mais húmidos com sucessivo lento e progressivo escoamento em profundidade. São mesmo estas águas armazenadas no epicarso que, na maioria dos casos, ajudam a manter os fluxos hídricos ativos nas cavidades

subjacentes, mesmo durante os períodos secos, e que, na interface sedimento-rocha, proporcionam cripto-carsificação.

### 5.4.3 Formas subterrâneas

Num maciço lítico carbonatado os elementos subterrâneos que definem o comportamento hidrológico característico e peculiar de um sistema cárstico são representadas por **cavidades** e **proto-cavidades** interligadas. No caso específico das cavidades trata-se de condutas subterrâneas que atuam como uma ligação para o fluxo de fluidos entre pontos de entrada e pontos de saída de um sistema mais geral (WHITE, 1984)<sup>190</sup>. **Cavidades de solução** (= de dissolução = **cársicas**) serão exclusivamente aquelas em que o mecanismo genético dominante é a dissolução da rocha (uma classificação genética de todas as possíveis tipologias de cavidades pode ser consultada em PALMER, 2007). FORD & WILLIAMS (2007) definem “[...] a karst cave as an opening enlarged by dissolution to a diameter sufficient for 'breakthrough' kinetic rates to apply if the hydrodynamic setting will permit them”. Normalmente apresentam-se com um diâmetro ou largura maiores que 5-15 mm, que representa a abertura mínima eficaz necessária para ultrapassar o limiar entre um fluxo hídrico da laminar a turbulento. **Proto-cavidades** são condutas que se estendem desde um ponto de entrada ou de saída do sistema e podem conectar-se a eles, mas não são ainda suficientemente amplas para ser consideradas cavidades. **Cavidades isoladas** são vazios de dissolução de várias dimensões, no maciço lítico, que não são, e nunca foram, conectados a qualquer entrada de água ou pontos de saída do sistema hidrológico por condutas com as dimensões mínimas referidas. Quando um grupo de condutas é interconectado entre si, ou quando uma conduta apresenta um diâmetro suficientemente grande para a circulação de fluidos de forma continuada entre pontos de entrada e de saída do maciço lítico, este representa um **sistema integrado de cavidades** (FORD & WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007).

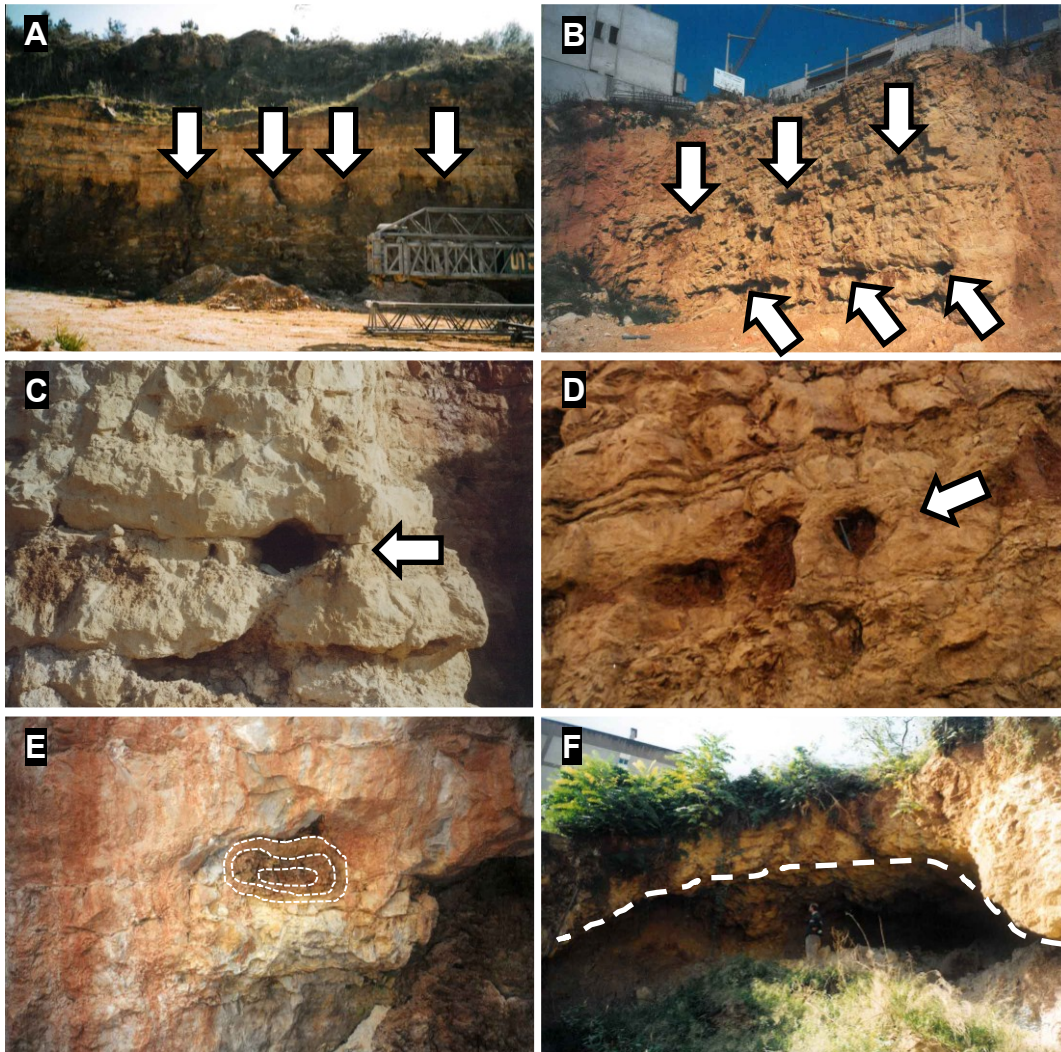
Nas **Colinas Dolomíticas**, no que diz respeito ao carso subterrâneo (**endocarso**), aparentemente este é muito pouco desenvolvido, apesar de se terem encontrado algumas cavidades de dimensões variáveis. Aliás, mesmo os topónimos locais (e.g. Algar - perto dos Carvalhais de Baixo) por vezes presumem a presença de grutas já inacessíveis ou completamente desmanteladas, geralmente por causa da atividade extrativa que no passado caracterizou a região de Coimbra e, atualmente a de Zambujal (perto de Penela).

---

<sup>190</sup> No campo essencialmente espeleológico, com o termo cavidade (= **gruta**) entende-se, de um ponto de vista essencialmente prático e não genético, uma conduta de dimensão tal que pode ser explorada pelo homem (SAURO, 1979; GILLIESON, 1996; IUS – *International Union of Speleology - dictionary*). **Caverna** implica “grandeza”, sendo assim um termo apropriado exclusivamente no caso de cavidades com grandes salas ou espaçosos corredores. De acordo com CUNHA (1990b) no “[...] conjunto de galerias com abertura à superfície, distinguem-se, habitualmente, as **lapas** e os **algares**, conforme o seu desenvolvimento é essencialmente horizontal ou vertical”.

#### 5.4.3.1 Pequenas cavidades de inter/intraestrato

Duma forma geral como já se teve a possibilidade de referir na caracterização litostratigráfica do **Grupo de Coimbra**, assim como na discussão do seu modelo de desdolomitização, nas **Colinas Dolomíticas** é comum a presença de cavidades de muito reduzidas dimensões (5-70 cm de diâmetro) com secção subcircular a elíptica que integram uma rede tipo anastomosado (**Fig. 117**).



**Fig. 117** – Exemplos de cavidades geralmente preenchidas que caracterizam as **Colinas Dolomíticas** na região Coimbra-Penela. (A) – Cavidades com pequenas dimensões (da ordem dos centímetros e decímetros) com secção subcircular a elíptica que seguem um horizonte específico e, por vezes, ampliam-se conforme diaclases estrato-limitadas e geralmente perpendiculares a estratificação; (B) – Cavidades com reduzidas dimensões que seguem juntas de estratificação margosas ou estratos margosos pouco espessos; (C) – Cavidade de intraestrato a secção subcircular liberta de depósitos e que se desenvolve ao longo duma junta de estratificação margosa pelicular; (D) – Cavidades de interstrato que aproveitam uma camada dolomítica mais porosa e permeável na intersecção com diaclases estrato-limitadas e perpendiculares a estratificação; (E) – Cavidade de intraestrato completamente preenchida por margas com estruturação concêntrica a indicar um regime freático; (F) – Raro exemplo de uma cavidade de grandes dimensões observada em Santa Clara (Coimbra) e completamente preenchida pelas unidades pelíticas variadas da base do **Grupo de Coimbra** (neste caso não se tratará de uma verdadeira cavidade cársica mas sim de uma forma de contacto entre os corpos dolomíticos e os pelíticos subjacentes relacionada com movimentos de materiais em vertente ligados, por sua vez, a um escoamento subterrâneo ao longo da descontinuidade sedimentar que separa as duas unidades).

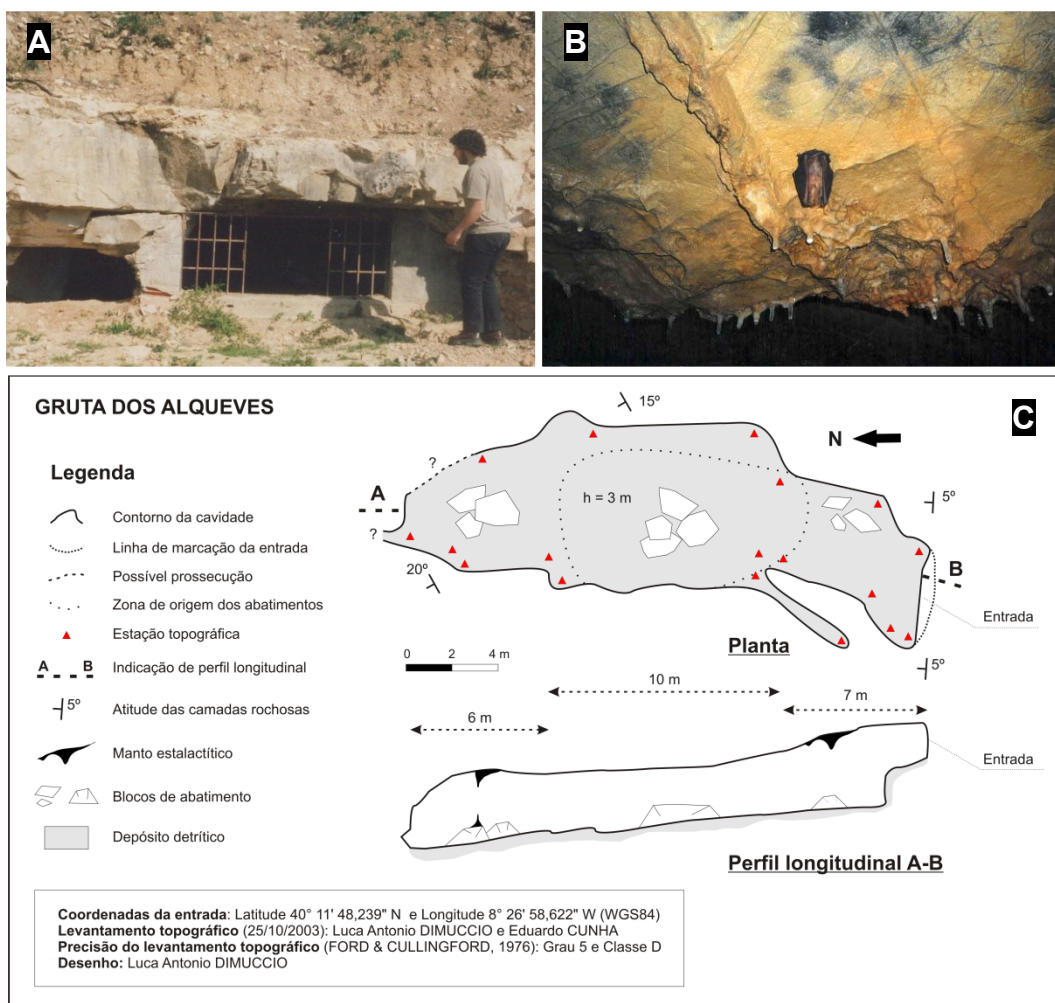
Trata-se de uma tipologia de cavidades muito característica e numerosa nas unidades carbonatadas que compõem o **Grupo de Coimbra** mas com uma distribuição estratigráfica confinada essencialmente às fácies dolomíticas que interstratificam com corpos margosos mais ou menos espessos, por vezes peliculares. De facto, estas pequenas cavidades de inter/intraestrato geralmente relacionam-se com juntas de estratificação margosas ou com estratos margosos pouco espessos, com horizontes estratigráficos específicos mais porosos e predispostos à carsificação (horizontes embrionários) ou, por vezes, mesmo com diaclases estrato-limitadas perpendiculares a estratificação que intersectam um horizonte embrionário (**Fig. 117**). Todas, ou quase todas estas pequenas cavidades apresentam-se preenchidas por margas (com estruturação concêntrica – deposição em condições freáticas) claramente relacionadas com os corpos margosos que interstratificam com as fácies dolomíticas. De facto, análises pontuais em DRX para a determinação do cortejo argiloso confirmam esta hipótese, pois a associação é dominada pela ilite com alguma caulinite e subordinados interstratificados – situação absolutamente inversa da verificada nos depósitos que se sobrepõem às unidades calco-dolomíticas locais. Por vezes o material de preenchimento é constituído por areno-conglomerados e pelitos avermelhados com as mesmas características das coberturas cretácicas.

As cavidades de inter/intraestrato desenvolvem-se horizontalmente aproveitando os planos de estratificação que mergulham ligeiramente para N a NW conforme a estrutura monoclinial que caracteriza as **Colinas Dolomíticas**. Quando relacionadas com diaclases estrato-limitadas as direcções dominantes parecem ser as NNW-SSE e NE-SW, essencialmente verticais ou muito pouco inclinadas para NE ou NW, subordinadamente, outras com direcção N-S, verticais. Todas estas diaclases podem aparecer carsificadas ou não.

#### **5.4.3.2 Cavidades bem desenvolvidas**

Outra grande tipologia de cavidades cársicas que caracterizam as **Colinas Dolomíticas** são as estruturalmente controladas, pouco numerosas em comparação com as de inter/intraestrato, mas bastante desenvolvidas, caracterizadas por condutas horizontais que aproveitam superfícies de estratificação e outras que se desenvolvem essencialmente na vertical aproveitando falhas e/ou diaclases importantes. No caso deste segundo grupo de cavidades evidencia-se a falta generalizada de depósitos alóctones no seu interior e a presença quase constante de blocos e fragmentos carbonatados resultantes do abatimento do teto/paredes e de algumas concreções calcíficas (espeleotemas) que genericamente recobrem as paredes mais internas e o teto (quando não abatido).

As observações de campo e numerosas conversas com a população local ajudaram a encontrar os acessos das cavidades mais desenvolvidas da área de estudo permitindo assim a realização de alguns levantamentos topográficos e morfológicos de detalhe. Na zona setentrional da área de estudo, pouco mais a norte dos Carvalhais de Baixo, na Mesura (Santa Clara – Coimbra), encontra-se a **Gruta dos Alqueves**, uma cavidade hidrologicamente ainda ativa por ocasião de eventos de chuva muito intensos, assim como comprovam os depósitos detríticos frescos e quase sempre húmidos que recobrem a maioria do pavimento logo depois um período de chuvas intensas (Fig. 118). Esta cavidade tem vindo a ser objeto de estudo deste 1898 (CARRISSO, 1909), devido a presença de um importante e variado espólio arqueológico de idade neolítica (3480-2975 cal BC – VILAÇA & RIBEIRO, 1987)<sup>191</sup>.



**Fig. 118 – Gruta dos Alqueves**, na Mesura (Santa Clara – Coimbra) - corresponde ao afloramento n.º 38 na zona setentrional da área de estudo (para a localização ver Fig. 26). (A) - Imagem da entrada em 2003 (atualmente o acesso a gruta é interdito); (B) – Espeleotemas e quiróptero observado no interior da cavidade; (C) - Resultados do levantamento topográfico realizado em Outubro 2003 (planta e perfil).

<sup>191</sup> Trata-se dum sítio arqueológico classificado mas, também assim, a sua preservação é constantemente ameaçada pelas obras de construção civil.

A **Gruta dos Alqueves** desenvolve-se horizontalmente aproveitando os planos de estratificação que mergulham ligeiramente para N a NW, conforme a estrutura monoclinial que caracteriza as **Colinas Dolomíticas**. O trabalho de campo tem evidenciado muito poucas fraturas nas paredes internas e no teto da cavidade, no entanto as observadas apresentam uma orientação das diaclases sempre NNW-SSE (ou mesmo N-S), sem evidências de falhas. O levantamento estrutural nos arredores da cavidade tem mostrado as mesmas direções de fraturação a que se associam as outras, subordinadas, NW-SE inclinadas para SW (com movimentação direita) e NE-SW a ENE-WSW inclinadas para N a NW e, por vezes, apresentando alguma movimentação esquerda. Para além disto, de um ponto de vista da litostratigrafia local a cavidade desenvolve-se inteiramente na **formação de S. Miguel** e, mais especificadamente, entre os complexos líticos M5 e M6 (para a características estratonómicas e faciológica destes complexos, ver o capítulo da litostratigrafia). Morfológicamente corresponde portanto a uma lapa com uma sala de dimensões apreciáveis e com algumas formações litoquímicas no teto e paredes, assim como por cima de alguns blocos de abatimento caídos nos locais onde é bem evidente a interseção entre diaclases e superfície de estratificação (no teto). No interior da cavidade não se observam importantes formas parietais (*i.e. Cave Rocky Features - sensu* SLABE, 1995), a não ser algumas estruturas do tipo nichos de dissolução nas paredes, estruturas gravadas de tipo *boxworks* apenas no teto e algumas relíquias de cúpulas (ou mesmo marmitas) no teto. Trata-se duma cavidade muito pouco profunda em relação à superfície topográfica e aqui interpretada como tendo uma origem essencialmente epigénica (*sensu* FORD & WILLIAMS, 2007).

De facto, em acordo com PALMER (2007) e FORD & WILLIAMS (2007), num maciço lítico bem estratificado e com camadas pouco espessas, a maioria das diaclases geralmente são pouco abertas, estrato-limitadas e perpendiculares a estratificação, com uma limitada influência no desenvolvimento inicial de uma cavidade, promovendo assim um desenvolvimento essencialmente ao longo de planos de estratificação mostrando formas sinuosas e fortemente concordantes com os estratos (ou condutas tubulares com típica seção transversal elíptica ou lenticular alongada na direção dos planos de estratificação). Em contraposição, quando os estratos rochosos são mais espessos as diaclases tendem a ser mais abertas e mais compridas ao longo da sucessão estratigráfica e desta forma a maioria das cavidades epigénicas apresentam-se com padrões altamente angulares, mas continuam com a típica seção transversal elíptica ou lenticular, agora alongada na direção da falha ou diaclase que lhe deu origem. Se consideráramos dois estratos de rocha, suavemente inclinados, com um plano de estratificação penetrável entre eles, mas com apenas poucas e limitadas diaclases, a maioria das águas meteóricas de infiltração na zona vadosa tendem a infiltrar-se sob a influência exclusiva da gravidade de acordo com a direção de inclinação do plano de estratificação, com possíveis desvios segundo caminho menos íngremes apenas no caso em que se verificar um estreitamento local do plano ou uma interseção com falhas ou diaclases.

Camadas pouco inclinadas tipicamente contêm longas e sinuosas condutas com perfis longitudinais pouco inclinados (quanto menor for o ângulo de inclinação das camadas, mais compridas estas passagens tendem a ser); em contraste, as condutas vadosas ao longo de camadas muito inclinadas são curtas e íngremes. Na zona epifreática e freática pouco profunda, pelo contrário, a maioria das condutas (sempre no caso dum maciço lítico bem estratificado) bruscamente se orientam paralelamente à direção local das camadas (e não segundo a direção de inclinação). Este modelo não se aplica muito bem no caso duma recarga hipogénica, assim como aos maciços pouco estratificados e muito fraturados onde as condutas podem estender-se em todas as direções, até mesmo em sentido oposto ao de inclinação das camadas<sup>192</sup>.

No que concerne à espeleogénese<sup>193</sup>, as interpretações morfo-estruturais realizadas na **Gruta dos Alqueves** (e em outras cavidades locais, mais reduzidas, mas que apresentam as mesmas características), juntamente com os conhecimentos adquiridos sobre a geologia/geomorfolgia das **Colinas Dolomíticas**, levam a considerar esta cavidade como sendo uma típica **cavidade vadosa de rebaixamento** (*sensu* FORD & WILLIAMS, 2007) que se desenvolve quando o nível freático se encontra inicialmente muito perto da superfície (e.g. em baixos planaltos e regiões de colinas carbonatadas, ou onde as rochas carsificáveis são progressivamente expostas pela remoção duma cobertura insolúvel pré-existente). Nestas condições as cavidades desenvolvem-se, numa primeira fase, de acordo com a rede inicial de condutas freáticas, com o nível freático a rebaixar-se progressivamente até finalmente estabilizar com um mínimo gradiente à cota das exurgências. Embora a maioria dos volumes destas cavidades possa ter sido criado pela erosão em condições vadosas numa fase sucessiva à freática, a geometria das passagens e o seu esqueleto geral é largamente de tipo freático (as morfologias freáticas normalmente são visíveis no teto destas cavidades, geralmente de difícil inspeção). No caso específico da **Gruta dos Alqueves**, a falta de verdadeiras evidências freáticas liga-se, essencialmente, aos mecanismos que operaram, e operam ainda atualmente, em condições vadosas que praticamente ficaram em sobreimpressões às morfologias anteriores: fluxos hídricos laminares e turbulentos ocasionais com a entrada de sedimentos detríticos e subsequente corrosão no contacto com as paredes, abatimentos de teto e paredes, fenómenos de corrosão por condensação, formação de espeleotemas.

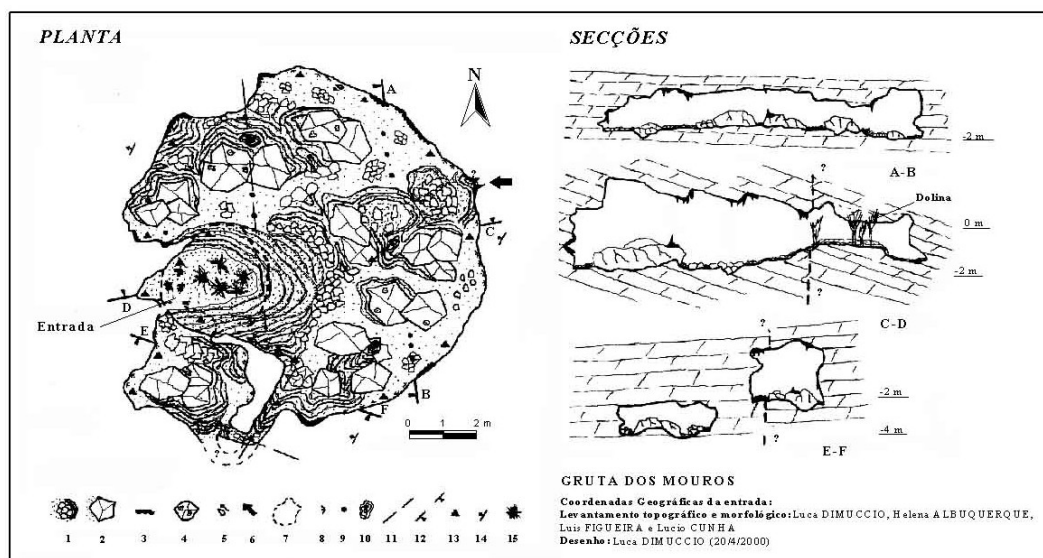
---

<sup>192</sup> No entanto, quase todas as rochas sedimentares contêm ambos, planos de estratificação e fraturas, e os seus efeitos sobre as diferentes geometrias das cavidades epigénicas varia num espectro contínuo entre um forte controlo dos planos de estratificação e um forte controlo de falhas ou diaclases. Geralmente, a elevação e a inclinação das condutas são controlados pelos planos de estratificação, enquanto a sua tendência linear é controlada pela falhas e/ou diaclases (PALMER, 2007).

<sup>193</sup> A evolução dos sistemas de cavidades desde a sua origem ao completo desenvolvimento define-se com o termo **espeleogénese**. Observações geomorfológicas no interior das cavidades (desde a micro até à meso-escala), juntamente com investigações de carácter hidrogeológico e hidroquímico (até a macro-escala), permitem reconstituir a história espeleogénica dum sistema subterrâneo onde a circulação de fluidos (*i.e.* água e/ou ar) permitem a corrosão e a desagregação da rocha e consequente alargamento das condutas (KLIMCHOUK *et al.*, 2000; LAURITZEN & LUNDBERG, 2000; PALMER, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007).



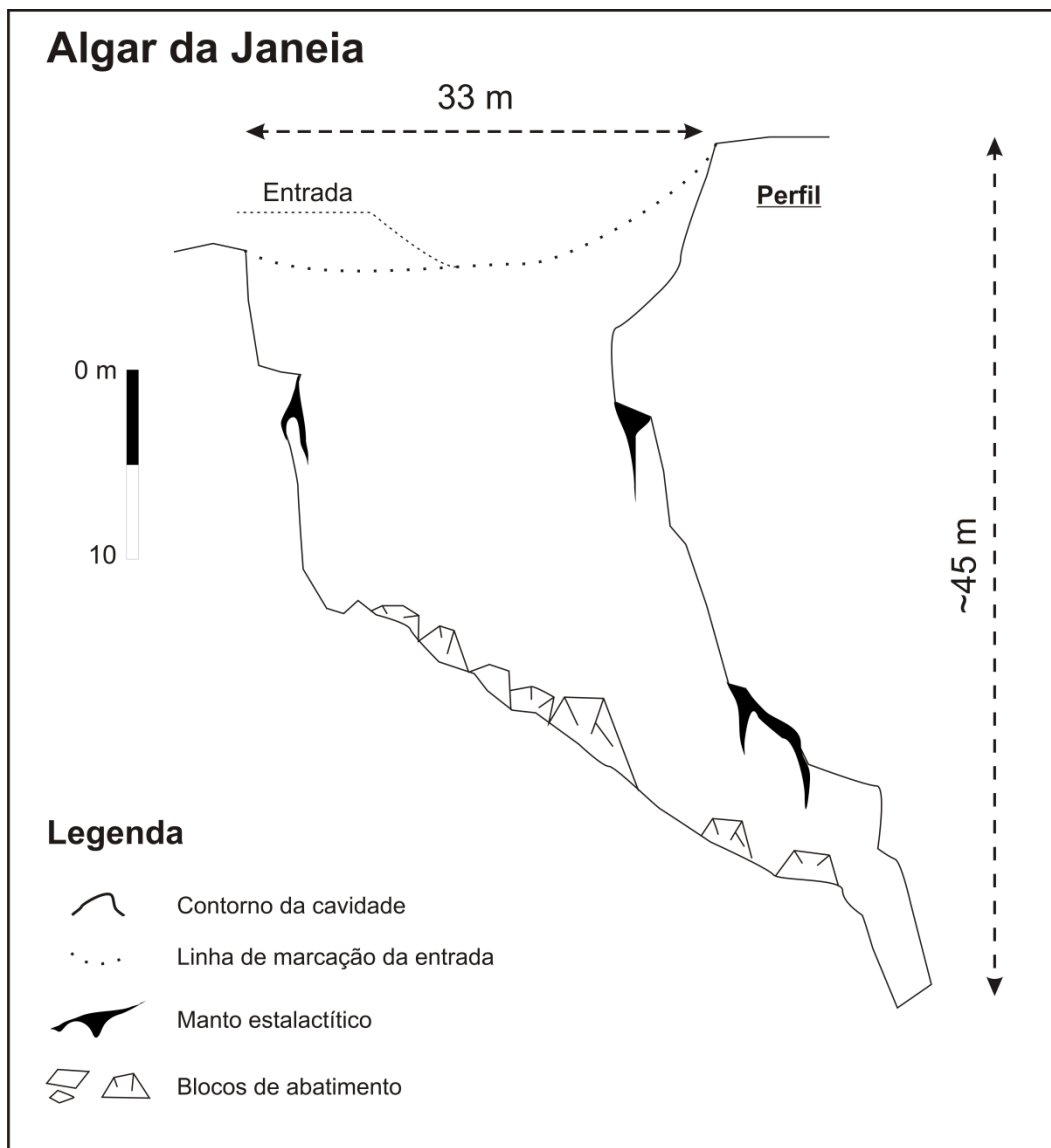
A mesma história espeleogenética pode ser inferida para a **Gruta dos Mouros** (Fig. 119), uma outra cavidade localizada na zona central da área de estudo (no Monte de Bera), também com um desenvolvimento horizontal, encontrada e cartografada em ocasião de um trabalho de seminário realizado no Departamento de Geografia da Universidade de Coimbra em 2001. De facto, como para a cavidade anterior, também no caso da **Gruta dos Mouros** trata-se de uma lapa, visível à superfície através de um algar de abatimento relacionado com o cruzamento de várias descontinuidades mecânicas (fraturas e planos de estratificação). As características morfo-estruturais e de posição estratigráfica são praticamente idênticas as evidenciadas para a **Gruta dos Alqueves** mais a norte, com a única diferença que nesta são ainda visíveis os marcos dum desenvolvimento freático. Salienta-se sobretudo a correspondência entre as direções principais na fraturação observada na gruta e fora dela com, mais uma vez, uma predominância das direções meridianas (NNW-SSE a NNE-SSW, ou mesmo N-S) sobre as outras WNW-ESE e NW-SE.



**Fig. 119** - Resultado do levantamento topográfico realizado em Abril 2000 (planta e perfis) para a **Gruta dos Mouros**, no Monte de Bera - corresponde ao afloramento n.º 160 na zona central da área de estudo (para a localização ver Fig. 49). 1 – Detritos carbonatados - fragmentos angulosos; 2 – Grandes blocos de abatimento; 3 – Manto estalactítico; 4 – Blocos de abatimento com evidências de corrosão; 5 – Possíveis marcas de corrente (com indicação do sentido da corrente); 6 – Pontos de entradas de fluxos hídricos temporários; 7 – Linha de marcação da entrada (algar de abatimento); 8 – Marcas de corrosão nas paredes (nichos de dissolução); 9 – Estalactite; 10 – Estalagmite; 11 – Fratura; 12 – Indicação de perfil transversal/longitudinal; 13 – Estação topográfica; 14 – Atitude das camadas rochosas; 15 – Vegetação.

Para além das lapas, alguns algares de dimensões muito variáveis podem ser observados nas **Colinas Dolomíticas**. Trata-se, a exemplo, do bem conhecido **Algar da Janeia** (publicado em THOMAS, 1985; referido em CUNHA, 1990b) perto de Pega na zona central e mais ocidental da área de estudo, com um desenvolvimento vertical anómalo em comparação com todas as outras cavidades observadas, pois apresenta-se com uma

profundidade de ~45 m e um diâmetro máximo a rondar os 33 m (Fig. 120). Estratigraficamente integra quase toda a **formação de S. Miguel**, particularmente os conjuntos líticos M5 e M6.



**Fig. 120** – Perfil do **Algar da Janeia**, perto de Pega (modificado de THOMAS, 1985). Corresponde ao afloramento n.º 162 da zona central da área de estudo (para a localização ver Fig. 49).

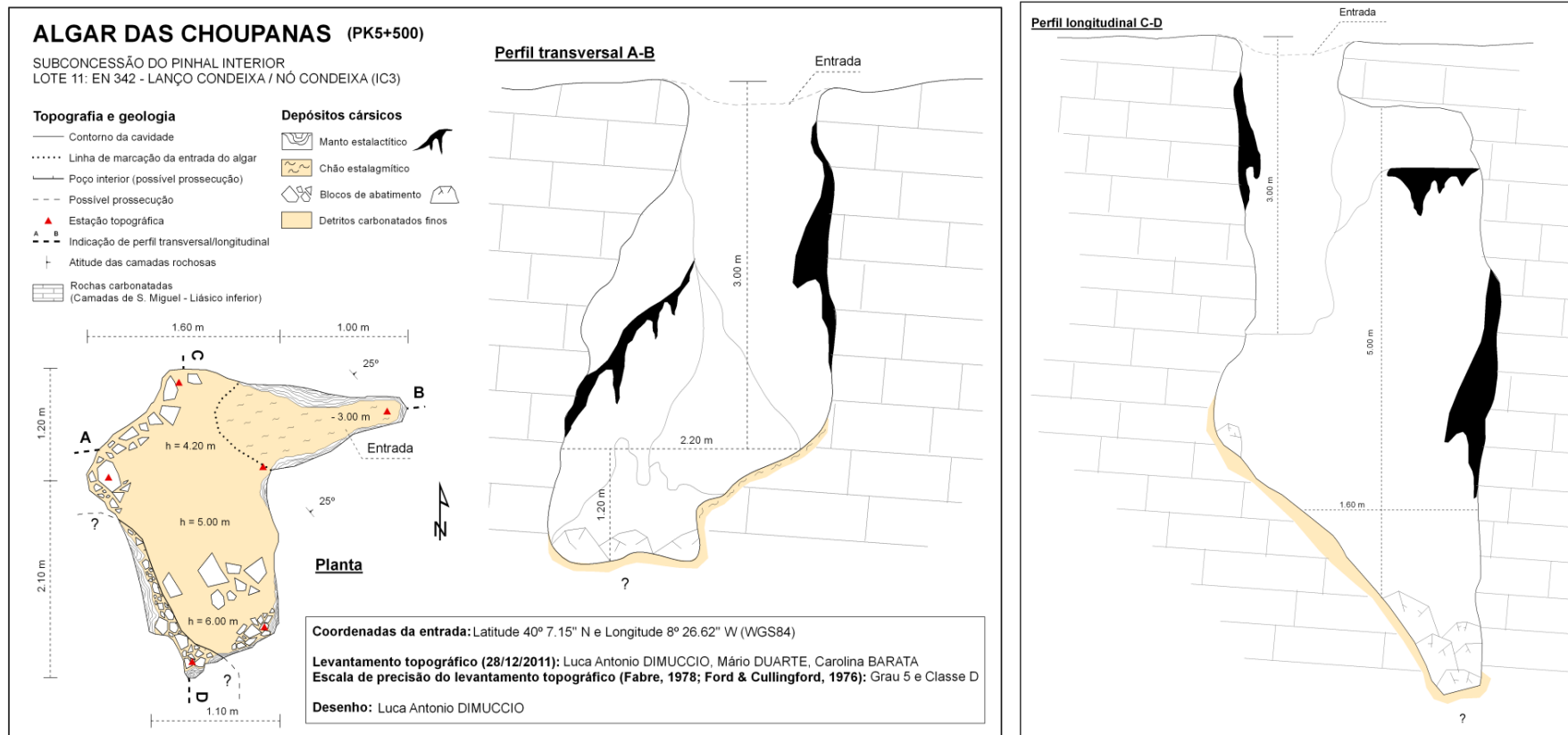
Ao Algar da Janeia acrescentam-se um pequeno algar (~3-4 m de profundidade) observado no Alto de Santa Clara (em Coimbra) onde um Bar foi construído por cima da sua entrada (batizado **Café Gruta** ou **Gruta Café** pela população local) (Fig. 121), assim como o **Algar da Choupana** - uma cavidade descoberta durante os trabalhos para a realização da Nova Estrada IC3 – Lanço Condeixa/nó Condeixa (Lote 11) - e onde se realizou um trabalho de levantamento topográfico e morfológico de detalhe (Fig. 122). Estratigraficamente ambos os algares se desenvolvem no conjunto lítico M6 da **formação de S. Miguel**.

Como já se teve a oportunidade de referir, durante a realização da dita estrada foram encontradas outras tipologias de cavidades, agora bastante mais profundas e com uma morfologia caraterística onde se evidencia a presença de uma única sala isolada sem nenhum tipo de comunicação aparente com a superfície e sem blocos abatidos e/ou espeleotemas no seu interior; no entanto, apesar da importância em termos espeleogenéticos destas cavidades nunca se teve a ocasião de as cartografar porque prontamente preenchidas pelos materiais resultante do desmonte da estrada<sup>194</sup>.



**Fig. 121** - Imagens das entradas de alguns algares (citados no texto) que se desenvolvem nas **Colinas Dolomíticas**. (A) – Entrada vista do céu do **Algar da Janeia** (afloramento n.º 162); (B), (C) e (D) – Entrada do **Café Gruta** onde é possível visitar um pequeno algar ao seu interno (afloramento n.º 168 – **Fig. 26**); (E) e (F) – Entradas das duas cavidades isoladas e bastante profundas encontradas durante os trabalhos de construção da Nova Estrada IC3 – Lanço Condeixa/nó Condeixa (Lote 11) (afloramentos n.º 146 e 150 – ver **Fig. 49**).

<sup>194</sup> Como se referiu quando se tratou da desdolomitização, em primeira aproximação estas últimas cavidades parecem evidenciar algum contributo, nas **Colinas Dolomíticas**, de uma espeleogénese *per ascensum* (hipogénica).











**Fig. 122** - Resultados do levantamento topográfico realizado em Dezembro 2011 (Planta e Perfis) para o Algar da Choupana. Corresponde ao afloramento n.º 166 na zona central da área de estudo (para a localização ver Fig. 49).






Com exclusão das cavidades mais profundas descobertas durante os trabalhos do novo IC3, todos os outros algares se desenvolvem no cruzamento entre importantes falhas de direção N-S (por vezes NNW-SSE) e NE-SW a ENE-WSW e são aqui interpretados como algares mistos dissolução/abatimento – *i.e.* condutas verticais geradas pelo encaixe em condições vadosas dum tubo freático inicial aproveitando falhas e/ou diaclases principais que intersectam com horizontes embrionários (e.g. planos de estratificação específicos) e com sucessivo afeiçoamento, de baixo para cima, através do abatimento do teto durante uma fase espeleogenética relativamente mais recente e acompanhada pela formação de alguns espeleotemas. Podem ser comparadas com as **cavidades vadosas primárias** de FORD & WILLIAMS (2007) que se desenvolvem quando o nível freático é relativamente mais profundo, permitindo assim às águas meteóricas invadir a zona seca do maciço lítico; isto acontece quando a porosidade do maciço lítico é muito elevada ou quando a resistência ao fluxo hídrico nas fissuras é baixa devido à existência de muitos vazios iniciais com dimensões >1 mm, ou mesmo a um clima árido. Estas condições em geral são esperadas quando o maciço lítico carsificável é sujeito a um rápido levantamento tectónico acompanhado por deformações. Em geral são cavidades com desenvolvimento essencialmente vertical, ou quase isso, com uma série de poços (*i.e.* **algares**) ao longo de fraturas bem desenvolvidas.

#### 5.4.4 Relação genética entre formas, cobertura e fraturação

Na tentativa de entender a origem dos depósitos de preenchimento cársico nas **Colinas Dolomíticas**, assim como os seus mecanismos de acumulação e a respetiva evolução pós-jurássica da carsificação que afeta as unidades calco-dolomíticas locais, propõe-se um quadro geral correlativo e interpretativo baseado nos resultados obtidos através do trabalho de campo e laboratorial. Todas as afinidades encontradas em termos composicionais e texturais ajudam a confirmar as observações realizadas à meso-escala que apontam para uma origem dos DPC, que caracterizam as formas cársicas mais superficiais, ligada essencialmente a remobilizações progressivas das coberturas sedimentares siliciclásticas do Cretácico inferior, do Pliocénico e do Plistocénico, com misturas ocasionais (Tab. 2). De facto, os DPC mais parecidos com as coberturas cretácicas parecem compreender dois subgrupos: (a) os sedimentados diretamente em lapiás, dolinas e poços de dissolução, que comprovam uma carsificação pré-cretácica; e (b) os que sofreram um transporte superficial e/ou endocársico, sobretudo em fendas alargadas pela dissolução e que comprovam momentos de remeximentos sem, no entanto, ter alguma certeza no que respeita a cronologia. No caso dos DPC mais ligados às coberturas plio-pleistocénicas, os resultados obtidos apontam para uma remobilização muito próxima da fonte de alimentação ou mesmo uma deposição fluvio-torrencial *in situ* que aproveita os sulcos cársicos superficiais meandriformes (lapiás) e/ou um transporte e sedimentação endocársica com carácter fluvial, em cavidades pré-existentes.

FORMAS CÁRSICAS (Tipologia e tendência de desenvolvimento principal)			DEPÓSITOS DE PREENCHIMENTO CÁRSICO (DPC)			COBERTURAS SEDIMENTARES (Unidade litostratigráficas de origem dos DPC)
			Litofácies	Estruturas internas	Mecanismo deposicional dominante	
Superficial	 Lapiás estreito	NE-SW	<b>A</b> <b>C</b>	Alinhamento subvertical de calhaus e estruturas típicas de canal	Remeximentos progressivos e antropização dos depósitos/formas	Gravítico com sucessiva crivagem em profundidade
	 Lapiás arredondado	NE-SW NNE-SSW	<b>A</b> <b>B</b> <b>C</b> <b>E</b>			
	 Dolina em funil	NE-SW N-S	<b>A</b> <b>B</b> <b>C</b>	Dobras e falhas de sucção com estratificação conforme		
	 Fratura aberta pela dissolução	NE-SW N-S	<b>B</b> <b>C</b>	&		
	 Poço de dissolução	NE-SW NNE-SSW NS	<b>B</b> <b>C</b> <b>D</b>	Auréolas de contacto pelíticas		
Subterrânea	 Cavidade ao longo de fratura	NNW-SSE NW-SE E-W	<b>D</b> <b>E</b>	Laminação concêntrica	Transporte/deposição endocársica de tipo freático	
	 Cavidades ao longo de junta de estrat.	N NW	<b>E</b>			
	 Cavidade complexa	N-S NNW-SSE NE-SW	<b>D</b> <b>E</b>	Laminação paralela e entrecruzada (polarização N330°E)	Transporte/deposição endocársica de tipo laminar (fluvial) e abatimentos de teto/paredes	

 Litofácies de tipo A	 Litofácies de tipo B	 Litofácies de tipo C	 Litofácies de tipo D	 Litofácies de tipo E
<b>Q</b> Pleistocénico inferior: - Areias Vermelhas do Ingote - Conglomerados de Peixeiros - Conglomerados de Espírito Santo	<b>P</b> Pliocénico: - Fm. de Antanho	<b>C</b> Cretácico Inferior: - Fm. de Figueira da Foz	<b>J</b> Jurássico Inferior: - Corpos margosos da Fm. de Vale das Fontes - Corpos margosos do Grupo de Coimbra	<b>*</b> Não podem ser consideradas coberturas

**Tab. 2** – Quadro interpretativo da relação de dependência entre formas cársicas (superficiais e subterrâneas), depósitos de preenchimento cársicos e presumíveis coberturas sedimentares de origem para as **Colinas Dolomíticas**, na região Coimbra-Penela. Para além disto indica-se a principal tendência de desenvolvimento das formas conforme a estrutura geológica local. Para a descrição das litofácies siliciclásticas A-B-C-D-E, de preenchimento cársico, ver o texto.

Seja como for, apesar das incertezas cronológicas não é difícil aceitar que as principais fases de remeximento das coberturas cretácicas possam ter ocorrido num período de tempo compreendido entre a deposição inicial destes materiais (Cretácico inferior) e a chegada dos outros do Plio-Plistocénico e provenientes de leste a preenche formas cársicas entretanto exumadas (ou outras de nova formação). Tendo em atenção as características paleoclimáticas (clima quentes de feição tropical ou subtropical com importantes variações nos totais pluviométricos) e tectónicas (extensão radial E-W durante o Cretácico inferior seguida por um regime compressivo NE-SW rodando progressivamente para NNW-SSE a NW-SE) inferidas por outros autores na região (Fig. 112C), para este intervalo temporal, parece presumível apontar para momentos mais propícios às remobilizações durante o Miocénico superior-Pliocénico inferior, ou mesmo no Plistocénico inferior, ligados a impulso tectónicos que geram as energias do relevo mínimas necessárias (ver também CUNHA, 1990b).

A análise estrutural realizadas no interior das grutas, e fora destas, assim como a observação das tendências de desenvolvimento principal de todas as formas cársicas que caracterizam as **Colinas Dolomíticas** (Tab. 2), tem, mais uma vez, mostrado uma íntima relação entre as fraturas carsificadas e as detetadas à superfície (Fig. 112A). No caso específico das formas cársicas mais superficiais que se apresentam com uma tendência de desenvolvimento principal de acordo com as direções NE-SW e NNE-SSW a N-S, mais raramente NNW-SSE (*i.e.* alguns dos lapiás arredondados e das dolinas mais desenvolvidas, os poços de dissolução e as fendas alargadas pela dissolução), admite-se uma carsificação que aproveita descontinuidades mecânicas na rocha encaixante com orientações compatíveis com as direções de fraturação atribuídas à fase tectónica distensiva radial E-W mesozoica. Esta concordância de cariz estrutural, como já nos deu conta CUNHA (1990b) ao tratar do carso do Maciço de Sicó-Alvaiázere, por si só não é suficiente para demonstrar uma carsificação pré-**Formação de Figueira da Foz**, no entanto, tendo em conta quanto já se disse em relação aos preenchimentos siliciclásticos parece legítimo assumi-la.

No diz respeito à espeleogénese a situação estrutural parece ligeiramente distinta em relação ao carso mais superficial. De facto, em termos interpretativos e tendo em conta as direções de fraturação preferenciais no desenvolvimento dos algares (NNW-SSE a N-S, normais ou com movimentações direitas, e que intersectam com as outras NE-SW a ENE-WSW, com movimentações essencialmente esquerdas), admite-se um início da carsificação subterrânea, na área de estudo, a partir, pelo menos, desde o Cretácico superior – Miocénico segundo descontinuidades mecânicas na rocha compatíveis com o regime transpressivo pirenaico NE-SW e progressivamente abertas pelo *stress* compressivo bético onde se reconhece uma tensão horizontal compressiva máxima essencialmente NNW-SSE (paroxismo durante o Miocénico superior). A abertura das fendas proporciona a possibilidade destas serem atravessadas pelos fluidos agressivos (ascendentes e/ou descendentes) que, desta forma,

podem carsificar a rocha carbonata encaixante, sobretudo na interseção com horizontes embrionários<sup>195</sup>.

Finalmente, aceitando as relações genéticas da **Tab. 2**, onde formas cársicas superficiais atualmente observáveis a cotas da ordem dos  $330\pm 20$  m são preenchidas por depósitos essencialmente areno-conglomeráticos e argilosos (com esta última fração ligada a processos de cripto-corrosão e descalcificação) que relembram, pela sua natureza composicional e textural, os depósitos *in situ* que afloram a cotas mais baixas (cerca -150 m), tidos como do Plistocénico inferior (**Conglomerados de Espírito Santo, Conglomerados de Peixeiro e Areias Vermelhas de Ingote**), é possível inferir uma taxa média local de movimentação tectónica vertical linear, durante o Plio-Quaternário, de aproximadamente 0,07-0,08 mm/yr e em sintonia com as taxas calculadas em SOARES (2006b) na frente ocidental do Maciço de Sicó-Alvaiázere.

## 5.5 CONTROLOS ESTRATIGRÁFICOS DA (PALEO)CARSIFICAÇÃO

Em alguns dos perfis geológicos representativos da área de estudo em termos de evidências cársicas, fraturação e variabilidade de fácies, à meso-escala, e onde foram previamente elaboradas colunas estratigráficas, além da identificação no campo das falhas e diaclases de maior dimensão (quando acessíveis), definiram-se as características da fraturação e sua correlação com a estratigrafia (**estratigrafia das fraturas**). Teve-se o cuidado de escolher, para esta análise, taludes de estradas, paredes artificiais e frentes de pedreiras tanto quanto possível verticais de modo a reduzir ao máximo os efeitos decorrentes de uma perspetiva visual diferenciada. Para poder realizar esta específica análise considerou-se o conceito geral de **estratigrafia mecânica** (COOKE *et al.*, 2006; WENBERG *et al.* 2006; LAUBACH *et al.*, 2009; entre outros), o qual descreve a ligação entre o comportamento mecânico das rochas sedimentares (em rochas frágeis essencialmente expresso pela fraturação, como é o caso da maioria do corpo calco-dolomítico investigado) e os seus parâmetros litológicos, onde o elemento de caracterização no terreno é a chamada **unidade mecânica** - porção da sucessão sedimentar composta por um ou mais estratos em que é possível observar um único padrão de fraturação homogéneo (estratigrafia das fraturas), presumivelmente refletindo variações nas propriedades mecânicas subjacentes (estratigrafia mecânica - aqui não avaliada) e das **interfaces** (horizontes estratigráficos em correspondência

---

<sup>195</sup> Esta diferenciação estrutural e, por consequência temporal, entre formas cársicas superficiais e formas subterrâneas demonstra, mais uma vez, que no caso das **Colinas Dolomíticas** o desenvolvimento de um paleocarso superficial (enterrado, recoberto), coadjuvado com uma baixa energia do relevo local, faz-se à custa do carso subterrânea que portanto nos períodos de enterro do sistema fica inibido.



dos quais muitas das fraturas terminam) (GROSS, 1993; GROSS *et al.*, 1995; UNDERWOOD *et al.*, 2003).

### 5.5.1 Ensaio de estratigrafia mecânica

Sobre **painéis fotográficos** realizados no campo (ver **Figs. 29C e 33C**) e gravados em formato digital, foram digitalizados, nas duas dimensões, todos os **traços de fratura**, juntamente com os limites das camadas sedimentares e das formas cársticas, em ambiente SIG, diretamente no ecrã do computador. As fraturas assim detetadas (quando não mineralizadas) foram, deste logo, agrupadas em duas grandes categorias: (A) **diaclases estrato-limitadas**, ou seja fraturas que na dimensão vertical terminam em correspondência com interfaces mecânicas (juntas de estratificação margosas, interfaces entre camadas com diferente litologia ou espessura, etc.); (B) **falhas e diaclases contínuas** (*i.e.* não estrato-limitadas) (*throughgoing fracture in* GROSS & EYAL, 2007) que abrangem várias camadas sedimentares<sup>196</sup>.

A utilização do método das linhas de amostragem paralelas à estratificação (*scan-lines* ou *sample lines* – ver LA POINTE & HUDSON, 1985; DAVIS & REYNOLDS, 1996; ORTEGA *et al.*, 2006)<sup>197</sup> permitiu avaliar alguns parâmetros importantes como: o **espaçamento** (aparente) **entre fraturas** e a **intensidade de fraturação** (*i.e.* o número de fraturas por unidade de comprimento - correspondente ao inverso do espaçamento médio). A abertura das fraturas não foi tida em conta, pois a maior parte destas, além de apresentar dimensões extremamente reduzidas e, portanto, não detetáveis em fotografia (da ordem dos centímetros e milímetros), na maioria dos casos são afetadas por mecanismos de dissolução, pelo que, as medições da abertura tendem a ser diferentes daquelas que existiriam caso o espaçamento resultasse apenas da geração da fratura.

A individualização de **unidades mecânicas** fez-se de acordo com a distribuição da intensidade da fraturação e do seu espaçamento, juntamente com o número de fraturas estrato-limitadas entre elas - com base na metodologia utilizada em BERTOTTI *et al.* (2007). O grau de conexão física entre conjuntos de fraturas e entre fraturas e planos de estratificação foi avaliado (*i.e.* a **conetividade hidráulica**). Outro parâmetro calculado para cada unidade mecânica foi a **percentagem de carsificação aparente**, ou seja a proporção entre a área da

---

<sup>196</sup> No caso dos painéis fotográficos realizados em correspondência das paredes verticais de pedreiras, se teve o cuidado de excluir da análise as fraturas com padrão elíptico em torno de furos de explosivos, muitas vezes não contínuas ao longo de toda a espessura da unidade decapada.

<sup>197</sup> Este método consiste em contar o número de fraturas que intersejam uma linha imaginária orientada, possivelmente, de forma ortogonal a cada conjunto de fraturas visíveis.

superfície das formas cársticas visíveis em fotografia na parede analisada e a área da unidade mecânica considerada.

#### **5.5.1.1 Alguns resultados**

Em termos interpretativos, nos dois perfis analisados observa-se uma estreita correlação entre o diaclasamento e a distribuição das fácies, com uma redução sistemática na densidade de fraturação quando se passa das fácies submareais para as inter/supramareais. De facto, em cada ciclo deposicional identificado nestes perfis, o valor máximo da densidade de fraturação regista-se sempre nos intervalos submareais, assim como se observa um alto contraste de densidade entre os dois intervalos (submareais e inter/supramareais); os valores mínimos da densidade de fraturação observam-se nas fácies puramente supramareais (não sendo este o caso para as fraturas contínuas – *i.e.* não estrato-limitadas). Menos frequentes são os casos em que se observa uma terminação brusca no diaclasamento na interface entre fácies submareais e as inter/supramareais, apesar de ter observado, de forma sistemática, uma diminuição na densidade média da fraturação entre eles.

A densidade de fraturação é altamente dependente da distribuição das fácies; em particular, as variações da densidade de diaclasamento, assim como as suas terminações no sentido vertical (que ajudam a definir as **unidades mecânicas**), parecem controladas pela heterogeneidade do corpo lítico entre diferentes fácies e dentro de cada fácies (isotropia vs. anisotropia), em que o fator dominante parece ser a sobreimpressão diagenética (*e.g.* dissolução e cimentação).

Em termos de ligação entre **percentagem de carsificação aparente** e densidade de fraturação, as observações feitas apontam para uma relação de tipo linear, com as unidades mecânicas (geralmente mais espessas) caracterizadas por uma densidade de fraturação mais baixa a deter o maior grau de carsificação aparente.

Possivelmente, esta última análise confirma algumas observações de campo em que nos casos em que camadas mais finas (e mais diaclasadas) se sobrepõem a camadas mais espessas e menos fraturadas, as cavidades de inter/intraestrato se desenvolvem nas camadas mais espessas e não nas mais finas (apesar destas ser mais permeáveis). De facto, é provável que nas unidades mecânicas mais densamente fraturadas a circulação dos fluidos agressivos seja mais dispersa e relativamente mais lenta. Na unidade subjacente (mais espessa e menos fraturada) o mesmo volume de fluidos detém uma circulação mais concentrada (relativamente mais rápida) e tende a desviar-se horizontalmente, conforme a interseção com planos de

estratificação e/ou com horizontes embrionários com atuação de uma intensa carsificação (em condições freáticas).

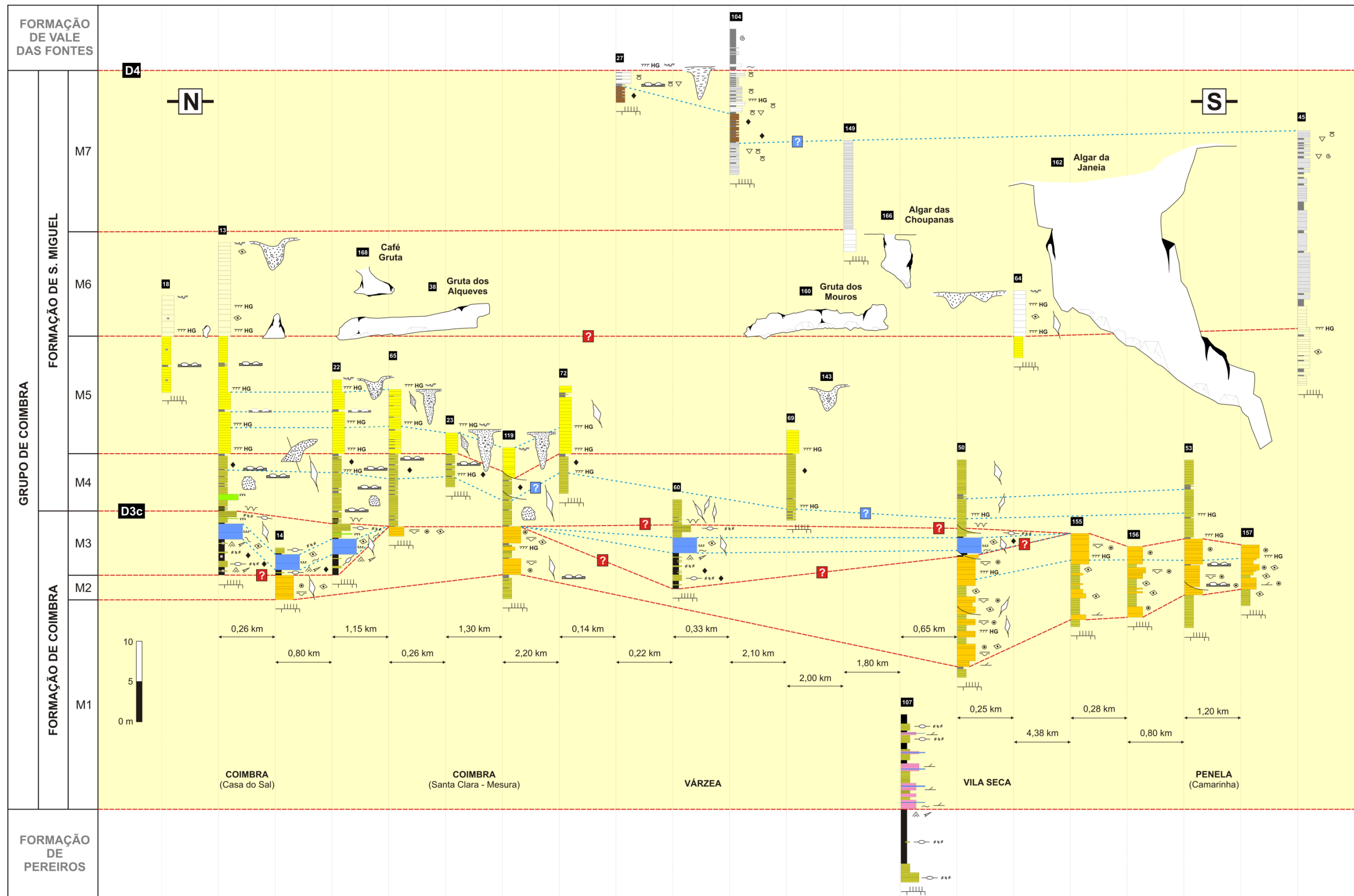
### 5.5.2 Distribuição das formas cársicas

No corpo calco-dolomítico investigado evidencia-se como o grau de carsificação é diversificado e influenciado por diversos parâmetros, entre os quais se destacam a textura das fácies deposicionais, uma diagénese diferencial (dolomitização/desdolomitização e cimentação) face à textura original dominante, o tipo de porosidade/permeabilidade deposicional e suas modificações diagenéticas, a posição estratigráfica. De facto, através um olhar atento da distribuição vertical e espacial das formas cársicas (sobretudo as subterrâneas), reconhecidas durante o trabalho de campo e inseridas no quadro correlativo litostratigráfico local (**Fig. 123**), é possível sistematizar o que se segue:

- 1) A carsificação no seu todo (superficial e subterrânea) apresenta-se com um padrão espacial e estratigráfico bem definido;
- 2) Espacialmente observa-se um carso superficial coberto ou parcialmente enterrado (paleocarso) concentrado/confinado à zona setentrional da área de estudo;
- 3) As fácies relativamente mais carsificadas parecem ser as dolomitizadas com textura matriz-suportada com origem em ambientes essencialmente lagunares, onde é possível evidenciar um tipo de porosidade aberta prevalente de tipo micro-intercristalina e vacuolar, mais raramente moldada; nestas fácies parece ser a dolomitização singenética a condicionar a criação de porosidade, a que no entanto se associa uma baixa permeabilidade;
- 4) As fácies grão-suportadas e dolomitizadas mostram carsificação muito variável conforme o grau dos eventos diagenéticos a que foram sujeitos (desdolomitização vs. cimentação);
- 5) A carsificação tende a aumentar na **formação de S. Miguel**, sobretudo na sua metade inferior, onde a abundância da componente fina (matriz) e a sua dolomitização parecem ambos fundamentais para o seu desenvolvimento;
- 6) A porosidade e a carsificação parecem reduzir-se progressivamente nas fácies mais calco-margosas e, por vezes mesmo calcárias, de transição rampa interna/intermédia da metade superior da **formação de S. Miguel**;

- 7) As frequentes intercalações margosas que caracterizam a sucessão lagunar também parecem deter um importante papel na localização das formas cársicas subterrâneas; de facto, as cavidades cársicas de inter/intraestrato, de muito reduzidas dimensões e secção subcircular a elíptica, desenvolvem-se sempre ao longo de juntas de estratificação margosas, de horizontes estratigráficos específicos ou, por vezes, de estruturas tectónicas (essencialmente diaclases perpendiculares a estratificação e estrato-limitadas, com orientação preferencial NNW-SSE e NE-SW, mais raramente N-S; possivelmente compatíveis com a distensão mesozoica);
  
- 8) As cavidades cársicas estruturalmente controladas, horizontais e muito bem desenvolvidas (e.g. Gruta dos Alqueves e Gruta dos Mouros) aproveitam uma superfície de descontinuidade principal específica, entre as unidades M5 e M6 (*hardground*) da **formação de S. Miguel**; as verticais (e.g. Café Gruta, Algar das Choupanas, Algar da Janeia) desenvolvem-se ao longo de estruturas tectónicas compatíveis com o regime tectónico pós-Cretácico Superior;

**Fig. 123** – Organização litostratigráfica (de norte para sul) da sucessão calco-dolomítica local (**Grupo de Coimbra**, região Coimbra-Penela) onde se inclui a posição estratigráfica das formas cársicas (superficiais e subterrâneas) reconhecidas durante o trabalho de campo em toda a área de estudo. Espacialmente observa-se um carso superficial coberto ou parcialmente enterrado (paleocarso) concentrado/confinado a zona setentrional da área de estudo e um carso subterrâneos mais desenvolvido nas fácies dolomíticas da **formação de Coimbra** e da metade inferior da **formação de S. Miguel**. A carsificação parece reduzir-se progressivamente nas fácies mais calcário-margosas de transição rampa interna/intermédia da metade superior da **formação de S. Miguel**. Identificaram-se oito superfícies de descontinuidade principais (a vermelho) e numerosas superfícies com carácter restrito (a azul), por vezes só com significado probabilístico. A codificação dos símbolos contidos neste esquema é apresentada na **Fig. 23**.





### 5.5.2.1 Hipóteses interpretativas

A posição estratigráfica muito específica das formas cársicas reconhecidas à meso-escala é aqui entendida como sendo a direta consequência de uma alta heterogeneidade de fácies/microfácies e contrastes de porosidade (deposicional e suas modificações diagenéticas), com o contributo de uma circulação hidráulica eficaz através do desenvolvimento de uma macro/meso permeabilidade (secundária) no corpo lítico carbonatado; esta última controlada pelas discontinuidades sin e pós-deposicionais - planos de estratificação, falhas e diaclases. Estas conexões hidráulicas influenciam e controlam significativamente os processos iniciais de formação do carso subterrâneo (*i.e. inception*), bem como o grau de carsificação, durante as fases meso/telogenéticas do **Grupo de Coimbra**. As estruturas tectónicas que conectam com a superfície permitem a transferência das águas meteóricas para o subsolo; ao longo das linhas de interseção entre as fraturas e os horizontes embrionários mais fragilizados e predispostos à carsificação pelos eventos deposicionais e diagenéticos anteriores (*e.g.* condensações em ambiente submareal pouco profundo com formação de *hardgrounds*, decantação de sedimentos finos em ambiente lagunar e formação de juntas de estratificação, deposição de fácies mais porosas, fraturação e exposição sin-deposicional, dolomitização/desdolomitização, etc.), a permeabilidade aumenta em várias ordens de magnitude. Por outras palavras, tanto a porosidade/permeabilidade primária como alguns dos processos deposicionais e diagenéticos observados (micro-paleocarsificação incipiente durante a sedimentação, dolomitização, fraturação e desdolomitização tardias), a que se acrescenta o modo como os fluidos circulam no corpo lítico, controlam e orientam a carsificação. Além disso, a resposta diferenciada em termos geotécnicos (dolomias vs. calcários), face à aplicação de *stress* tectónico, mais frágil, quebradiça e relativamente mais dúctil, respetivamente, pode ser um ulterior parâmetro que, juntamente com os outros já referidos, explica a carsificação nas fácies dolomíticas da área de estudo. Acrescenta-se, ainda, o papel dos níveis margosos e pelíticos, por vezes negros, carbonosos e com pirite, outras vezes variegados e com gesso, que interstratificam na sucessão calco-dolomítica, pois estes, além de funcionarem como barreira à circulação vertical das águas meteóricas e facilitando, desta forma, uma circulação mais horizontal aproveitando os planos de estratificação, podem proporcionar uma aceleração no aumento da porosidade através de reações químicas entre os minerais constituintes e as camadas dolomíticas adjacentes (PEZDIČ *et al.*, 1998). Nomeadamente, a geração de quantidades pequenas, mas contextualmente potentes, de ácidos fortes (*e.g.* ácido sulfúrico), que ajudam na criação inicial dos vazios de dissolução e abrem os caminhos para o atuar de mecanismos mais convencionais de carsificação (DODDS *et al.*, 1994). Todas estas considerações comprovam a inter-relação, postulada no início deste trabalho, entre as fácies deposicionais, a diagénese, as discontinuidades sin e pós-deposicionais e a carsificação e permitem constatar como a distribuição atual da carsificação, num corpo lítico carbonatado e dolomitizado, é essencialmente pré-determinada pelos processos/mecanismos deposicionais e diagenéticos precoces.

## 5.6 EVOLUÇÃO REGIONAL DO RELEVO

Em termos gerais, o relevo atual da área de estudo parece ser o resultado duma evolução geomorfológica complexa, poligénica, onde se pode considerar como ponto de partida, em parte ainda visível na morfologia atual, uma **superfície inicial** elaborada durante o Jurássico e Cretácico (ante-Aptiano final). No caso do soco Varisco a causa invocada para explicar este aplanamento generalizado é uma prolongada meteorização sob condições climáticas tropicais húmidas de que resultou num espesso manto de alteração essencialmente caulínítico (CUNHA & PENA DOS REIS, 1995; MARTÍN-SERRANO, 2000). A este período de intensa peneplanação em substratos de litologia essencialmente xistenta, corresponde, no contexto da **Bacia Lusitânica**, uma generalizada sedimentação carbonatada marinha jurássica, seguida por uma sedimentação essencialmente siliciclástica, com episódicas incursões marinhas, durante o Cretácico, alternadas com fases de erosão. É durante algumas (ou todas?) destas fases erosivas que as rochas carbonatadas sofreram intensa carsificação (CUNHA, 1990b, SOARES, 1998/2001; entre outros).

### 5.6.1 Principais etapas cenozoicas

#### 5.6.1.1 Paleogénico e Neogénico

No Paleogénico, e mais especificadamente na transição entre o Eocénico inferior e médio, o rejogo das estruturas tectónicas com direção NNE-SSW e NE-SW no contexto compressivo Pirenaico proporciona a individualização da **Bacia do Mondego** segundo a direção NE-SW (CUNHA, 1992) (Fig. 124). Estas movimentações tectónicas foram coadjuvadas por uma lenta e progressiva erosão do soco Varisco, sob condições climáticas de tipo semiárido a subtropical com longas estações secas (formação de silcreto)<sup>198</sup> que determinam um aplanamento no soco e o transporte para a Bacia de areias feldspáticas (arcósicas) em contexto de leques aluviais (**Formação de Coja**) no rebordo oriental e que, lateralmente, passa a planície aluvial na dependência de cursos de água entrançados com regimes contrastados a drenar em direção SW e SSW com rumo ao Atlântico (**Formação de Bom Sucesso**) (Fig. 125).

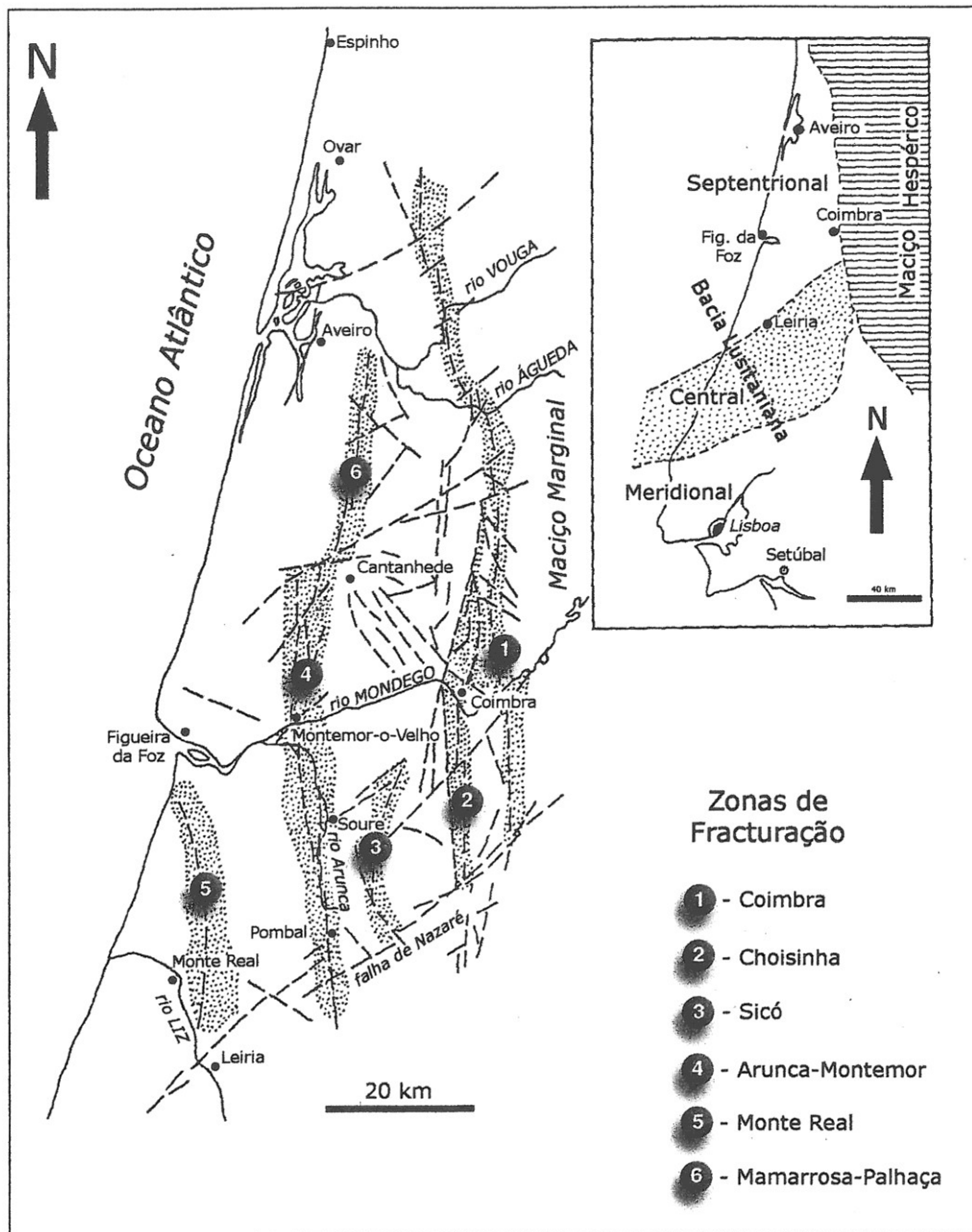
Durante o Miocénico médio no soco há esmectização das rochas metamórficas e importante arenização dos granitoides. A **Bacia do Mondego** recebe sedimentos

---

<sup>198</sup> Esta tendência para a aridez poderá levado também à formação de couraças ferralíticas descontínuas que posteriormente foram desmanteladas e integradas nos depósitos Miocénicos (e.g. nos **Depósitos Poligénicos Vermelhos**) (CUNHA, 1990b).



principalmente das regiões graníticas situadas a NE produzindo assim um aperfeiçoamento do aplanamento desta área que dará expressão à porção montante da **Plataforma do Mondego**. Assim sendo, na bacia instalam-se sistemas fluviais entrançados e arenosos (a NE da área de estudo esta fase materializa-se através da **Formação de Lobão**) que drenam para sistemas estuarinos (ambiente pantanoso atravessado por cursos de água - **Formação de Amor**) em direção SW (PAIS *et al.*, 2012).



**Fig. 124** – Esboço estrutural do sector setentrional da **Bacia Lusitânica** correspondente grosso modo a **Bacia Cenozoica do Mondego**. Com o ponteados encontram-se indicadas as zonas de fraturação principais (SOARES *et al.*, 1993a).

Era/Erat.	Peri./Sist.	Epoch/Series	Age/Stage	Faunal units	Ma	Tectonic events	Douro Basin (Trás-os-Montes to Nave de Haver)	Mondego Basin		Unconformity bounded sequences (Cunha, 1992)				
							NE sector	SW sector						
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Versillian		0,01	Iberomanchega	Alluvium	Alluvium	Dunes	14				
		Pleistocene	Tirrenian				Terraces	Terraces						
			Ionian		Aveleda Formation		Serra da Vila level							
			Calabrian		Mirandela Formation		Barracão Fm.	Roussa Fm.						
			Gelasian					Carnide Fm.						
	Neogene	Pliocene	U. Piacenzian	Villaniian	2,6	3,6	Betic		Santa Quitéria Fm.		13			
			L. Zanclean	Rusciniian	5,3			Telhada Fm.	Redinha Fm.					
		Miocene	Messinian	Turolian	7,3	Bragança Fm.		Atalaia Mb.	Castro Mb.	Campelo Fm.	Pombal Fm.	11		
			U. Tortonian	Vallesian	11,6									
			M. Serravallian	Astaracian	13,7								10	
				L. Langhian										
				L. Burdigalian	Agenian	16								
		Paleogene	Oligocene	U. Chattian		20,4		23	"Arrábida" Neocastilian	Vilarica Formation			9	
				L. Rupelian										
			Eocene	U. Priabonian		34								8
				M. Bartonian										
				L. Ypresian										
			Paleocene	U. Tanetian		56								7
	M. Selandian													
	L. Danian													
					66		Paleolaramide				6			

Fig. 125 - Quadro das unidades litostratigráficas do Paleogénico e Neogénico da **Bacia do Mondego** (PAIS *et al.*, 2012).

Há cerca de 9,5 Ma (*i.e.* Serravaliano superior – Tortoniano médio) atinge-se o auge da compressão Alpina (CUNHA *et al.*, 2000) e inicia-se o levantamento progressivo das **Serras da Lousã e Espinhal** (correspondente à porção mais ocidental do **Sistema Central de Montanhas**), do **Maciço Marginal de Coimbra**, assim como da **Serra da Boa Viagem**<sup>199</sup> e do **Maciço de Sicó-Alvaiázere** a oeste com a exumação quase completa da(s) superfície(s) carsificada(s) anteriore(s) (CUNHA & SOARES, 1987; CUNHA, 1990b). A resposta sedimentar às movimentações tectónicas entre o Miocénico e o Pliocénico/Plistocénico inferior, fundamentais na definição das diferenciações do relevo atual, foi a deposição do **Grupo de Sacões** (= **Fomação de Campelo + Formação de Telhada + Formação de Santa Quitéria**) na **Bacia da Lousã** (CUNHA, 1992). Durante o Tortoniano superior – Messiniano inferior infere-se um clima temperado quente com estações contrastadas que, no Messiniano superior-Zancliano, passa a árido com pedogénese acentuada e uma sedimentação endorreica de leques aluviais (**Formações de Campelo e de Telhada**) no sopé das escarpas das falhas ativas que proporcionaram os levantamentos anteriores (falhas inversas N55°E, e de desligamento N5°÷25°E e N80°E) (CUNHA *et al.*, 2009). A um possível Messiniano (crise no espaço do mediterrâneo), e duma forma gradual, corresponde a deposição de volumes siliciclásticos vermelhos a acastanhados no interior do Maciço de Sicó-Alvaiázere a preencher formas cársicas superficiais (*i.e.* os **Depósitos Poligénicos Vermelhos**; CUNHA, 1990b)<sup>200</sup> correlativos dos **Grés e Argilas de Redinha-Pombal** mais para ocidente (SOARES & PENA DOS REIS, 1984).

No longo período de tempo que vai do final do Cretácico até ao Pliocénico inferior o clima, tendencialmente de tipo tropical a subtropical, mas com importantes flutuações nos totais pluviométricos, nos períodos relativamente mais húmidos terá favorecido condições propícias ao desenvolvimento do coberto vegetal com conseqüente pedogénese acentuada e uma importante carsificação sob cobertura (*i.e.* cripto-carsificação). Naturalmente não se podem excluir uma carsificação subaérea nos locais entretanto libertos da cobertura siliciclástica (CUNHA, 1990b), assim como um desenvolvimento espeleogenético de acordo com as principais direções de fractura (*i.e.*, N-S, NNE-SSW e NW-SE a NNW-SSE) das unidades carbonatadas Jurássicas.

---

<sup>199</sup> Estudos recentes consideram o relevo monoclinal da **Serra da Boa Viagem** como parte de um anticlinal de travagem (*i.e.* cavalgamento com rampa frontal para norte) que se desenvolveu num contexto compressivo com formação dum sistema transpressivo *Riedel* E-W e desenvolvimento de blocos estruturais *en échelon* separados por falhas normais NE-SW, no Cretácico superior. A tectónica alpina mais recente, com vetor compressivo máximo orientado NNW-SSE, mais não fez que reativar as estruturas anteriores (*e.g.* N25°-35°E) (MACHADINHO *et al.*, 2010). Segundo outros autores, a presença da **formação de Dagorda** terá favorecido o desenvolvimento desta estrutura no quadro dum estilo tectónico de tipo *thin-skinned* (RIBEIRO *et al.*, 1990; DINIS, 2004).

<sup>200</sup> Trata-se de depósitos gresosos com "*Terra Rossa*" que preenchem as fendas dos lapiás e o fundo das depressões cársicas ou fluviocársicas do Maciço de Sicó-Alvaiázere, podendo, por vezes, sobrepor-se aos depósitos tidos do final do Cretácico inferior (CUNHA, 1990b). Este mesmo autor os considera como sendo "[...] o resultado de remeximentos sucessivos da cobertura cretácica, entretanto sujeita a uma forte alteração pedogenética, a que se teriam juntado argilas de descalcificação e pisólitos de ferro".

### 5.6.1.2 *Transição Pliocénico/Plistocénico*

Entre o Placenciano ao Gelasiano a sedimentação ocorreu através de fanconglomerados de sopé e de planalto (*fan-delta* em PAIS *et al.*, 2012) (compreendendo depósitos continentais designados, por alguns autores, como *rañas*)<sup>201</sup> (e.g. DAVEAU, 1985; FERREIRA, 1993; CABRAL, 1995) com uma drenagem em direção a WNW na costa atlântica (**Formação de Santa Quitéria**, a leste, e **Formação de Antanho**, na área de estudo, correspondendo à unidade alostratigráfica SLD13 de CUNHA *et al.*, 2000)<sup>202</sup> (SOARES, 1990; SOARES *et al.*, 2007; entre outros) (Fig. 125). Intensos processos de alteração associam-se à importante lixiviação dos depósitos e frequentes movimentos de vertente ao longo das escarpas de falha nas zonas proximais, com a persistência de condições climáticas quentes e húmidas (CUNHA, 1999; SOARES *et al.*, 2007; VIEIRA, 2009) (temperatura das águas marinhas mais quente da atual, provavelmente tropical – VIEIRA, 2009). Como regra geral, o Pliocénico da Orla Ocidental Portuguesa está materializado por um conjunto detrítico com maiores influências marinhas na base e mais a ocidente, e maiores influências continentais para o topo e para oriente, registando um ciclo de tendência geral progradativo (PENA DOS REIS & CUNHA, 1989; CUNHA *et al.*, 1993; BARBOSA, 1995; entre outros) (Fig. 126).

Na transição Zanciano-Placenciano (~3.6 Ma) (CACHÃO, 1989; SILVA, 2001; SILVA *et al.*, 2010) uma transgressão marinha<sup>203</sup> muito penetrativa que atinge Soure, Pombal e Leiria, proporciona inicialmente uma vasta abrasão marinha por progressiva erosão do substrato arenoso e carbonatado. Uma vez atingida a máxima ingressão marinha, identifica-se uma extensa e baixa zona litoral arenosa com abundante abastecimento siliciclástico proveniente dos terrenos soerguidos a leste pelos leques aluviais (PAIS *et al.*, 2012). A esta deposição corresponde uma superfície aplanada generalizada, ainda muito bem conservada nas áreas da atual **Plataforma Litoral**, com cotas pouco acima dos 100 m e inclinada suavemente para oeste (a ocidente do Maciço de Sicó-Alvaiázere) que, mais para oriente se relaciona com os

---

<sup>201</sup> Alguns autores consideram que a transição Pliocénico-Plistocénico em toda a Península Ibérica foi acompanhada pela deposição de mantos cascalhentos em fácies de tipo *raña* (AGUIRRE, 1995). A estes depósitos correspondem condições climáticas de alguma aridez e forte contraste sazonal, em conformidade com as propostas paleoclimáticas para o final do Pliocénico feita por outros autores com base nas alterações florísticas, na substituição da fauna de mamíferos, na alteração das faunas marinhas e nas relações isotópicas (PAIS, 1989; AGUSTÍ *et al.*, 2001a; BONIFAY, 1992; entre outros). Diversos indicadores climáticos apontam para um sensível arrefecimento por volta dos 3.0-3.5 Ma, com mudança mais drástica há aproximadamente 2.4 Ma (BERTOLDI *et al.*, 1989; BONIFAY, 1992; AGUSTÍ *et al.*, 2001b). Pelos mesmos autores, a deposição dos materiais de tipo *rañas* também registariam uma fase de atividade tectónica.

<sup>202</sup> A SW de Coimbra, na região de Pombal-Leiria, o Placenciano-Gelasiano (**Grupo de Barracão = Arenito de Carnide + Areias e Conglomerados de Ilha + Areias de Roussa + Argilas de Barracão**) (CARVALHO, 1998, 1999) mostra variações de fácies distintas respeito a **Formação de Santa Quitéria** (no sopé da **Serra da Lousã**). Entre o litoral atual e o rebordo ocidental do Maciço de Sicó-Alvaiázere, o **Grupo de Barracão** apresenta características francamente marinhas na base que sucessivamente passam a deltaicas, palustres e fluviais (CUNHA *et al.*, 1992). O limite superior do **Grupo de Barracão** identifica uma vasta superfície sedimentar deformada pela tectónica plio-pleistocénica e com cota atual entre os 60-100 m (FERREIRA, 2005). Esta superfície torna-se abandonada uma vez que os cursos de água que drenam a planície litoral começam a própria incisão.

<sup>203</sup> Admite-se que o controle principal desta importante incursão marinha deve-se ao máximo eustático Pliocénico estimado entre os 40-60 m sobre o atual nível médio do mar (DOWSSET *et al.*, 1996).

retalhos aplanados por volta dos 300 m no Planalto de Degracias-Alvorge, nas **Colinas Dolomíticas** e no Anticlinal de Torre de Vale de Todos (*i.e.* **Superfície de Serra da Vila**)<sup>204</sup> posteriormente movimentada pela tectónica e incisa pela rede fluvial. De acordo com SOARES (2007/2008), a planície litoral essencialmente pliocénica possivelmente chegou a estender-se até ao rebordo ocidental do Maciço de Sicó-Alvaiázere assim como testemunhado pelos enchimentos sedimentares de algumas grutas/buracas da escarpa da Nossa Senhora da Estrela (atualmente a ~300 m de quota) onde o material, essencialmente siliciclástico, parece ser correlativo das **Areias e conglomerados de Ilha** (do Grupo de Barracão) da Região de Redinha-Pombal, tidas como marinhas e do Pliocénico superior (CARVALHO 1998)<sup>205</sup>. Este último depósito, considerado equivalente lateral das **Areias de Roussa** mais a ocidente (CARVALHO, 1998), se sobrepõe ao **Arenito de Carnide** de idade Zanciano-Placenciano (SILVA *et al.*, 2010). Assim sendo, o Maciço de Sicó-Alvaiázere, parcialmente já levantado no Pliocénico superior, pelo menos na sua frente sul ocidental (*i.e.* a Serra de Sicó), terá funcionado, em parte, como barreira à incursão marinha<sup>206</sup>.

À semelhança do que aconteceu em impulsos tectónico anteriores, também durante os últimos ~2-3 Ma a deformação litosférica tem sido condicionada pela herança estrutural com reativação de estruturas tectónicas pré-existentes num regime predominantemente compressivo. Admitem-se que os sistemas de falhas essencialmente meridianas e submeridianas (*i.e.* sistemas de fraturas principais Coimbra, Choinha, Sicó, Arunca-Montemor, Monte Real e Mamarrósa-Palhaça) (**Fig. 124**) que atualmente delimitam as unidades morfo-estruturais da área de estudo (*i.e.* Maciço Marginal de Coimbra, **Depressão Marginal, Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra, **Depressões Calcomargosas Ocidentais e Meridionais**, Maciço de Sicó-Alvaiázere, etc.) tenham rejogado de forma significativa após a transgressão marinha Zanciano-Piacenziano em relação com um vetor compressivo máximo

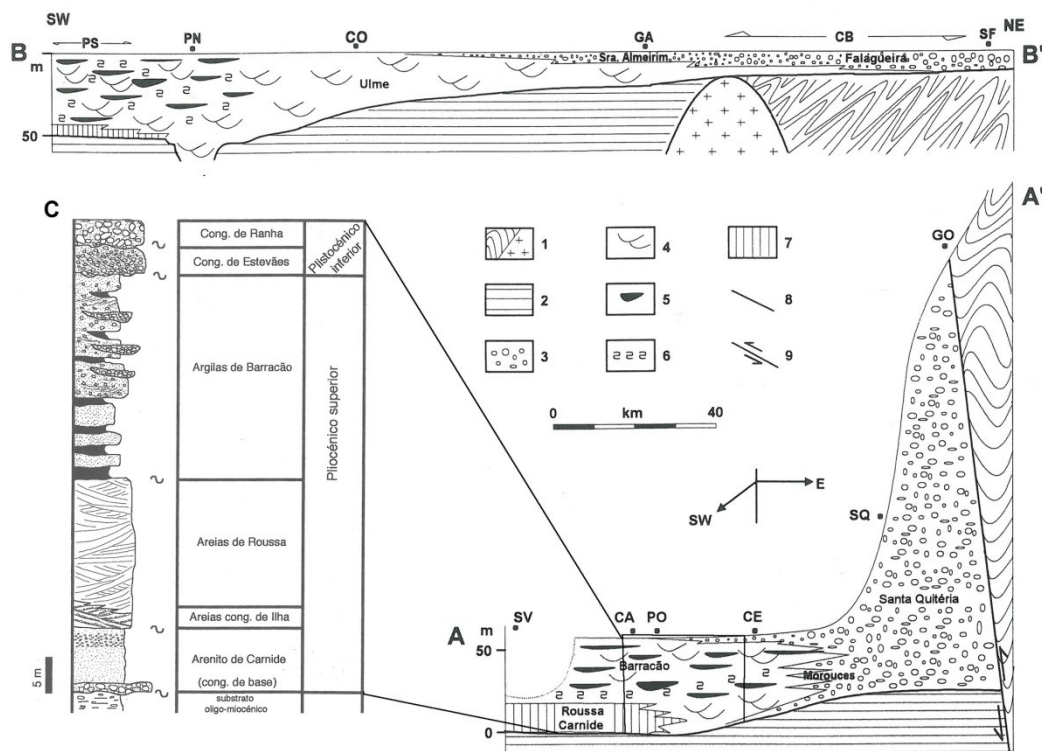
---

<sup>204</sup> Este nível, elaborado no Plistocénico inicial ou mesmo durante o Pliocénico superior, parece relacionar-se com uma importante fase de estabilidade da drenagem da área que se faria então para a Bacia da Lousã, a funcionar quase de forma endorreica através o Vale do Ceira. Neste quadro paleogeográfico, toda a faixa meridiana da área de estudo teria uma drenagem orientada para NE existindo uma vasta superfície desenvolvida por volta dos 300 m a cortar as unidades calco-dolomíticas do Liásico inferior, assim como as outras essencialmente calco-margosas do Liásico médio-superior e, possivelmente os calcários do Jurássico médio do Planalto de Degracias-Alvorge já no Maciço de Sicó-Alvaiázere. Parte das unidades metasedimentares do atual Maciço Marginal de Coimbra também estariam cortadas por esta superfície (DAVEAU, 1985). Alguns relevos residuais de dureza pouco salientes emergiriam desta superfície generalizada (*e.g.* Senhor da Serra, Monte de Vez e Santiago Velho).

<sup>205</sup> Esta unidade foi observada e descrita em Pelariga (a norte de Pombal na margem direita do Rio Arunca).

<sup>206</sup> Depósitos detríticos siliciclásticos tidos como possíveis equivalentes dos sedimentos marinhos do Pliocénico foram descritos por CUNHA (1990b) também em áreas do interior do Maciço (*e.g.* porção SW do Planalto de Degracias-Alvorge e nas Depressões de Torre de Vale de Todos). Para explicar esta localização o autor invoca duas hipóteses possíveis: (a) o Maciço de Sicó-Alvaiázere durante o Pliocénico superior não se encontrava parcialmente soerguidos em toda a sua extensão, havendo áreas mais rebaixadas que permitissem o estabelecimento de um pequeno golfo no seu interior e assim a deposição em meio marinho dos materiais encontrados; (b) em caso contrario, ou seja se toda a frente ocidental do maciço estiver parcialmente soerguida em todos os seus pontos durante o Pliocénico superior, deve-se admitir uma incursão marinha também de sul para norte contornando o maciço pela região de Anciã e chegando à Zona de Torre de Vale de Todos onde os depósitos apresentam características mais de tipo fluvio-marinhas (a linha de água que atualmente se identifica nas duas Depressões de Vale de Todos pode ter-se instalada já nesta altura).

orientado entre NW-SE a WNW-ESE, até mesmo chegando a W-E<sup>207</sup>. A estes movimentos das falhas com direção entre NNW-SSE a NNE-SSW devem acrescentar-se também outros (*i.e.* falhas com orientação NE-SW e mesmo E-W), relativamente menos significativos, mas importantes na definição do derradeiro soerguimento do Maciço de Sicó-Alvaiázere, assim como do Maciço Marginal de Coimbra<sup>208</sup>. O que se seguiu foi o desenvolvimento duma rede hidrográfica exorreica (precursora da atual), com largos vales fluviais nas áreas mais soergidas, capturas fluviais e esvaziamento sedimentar progressivo da **Bacia do Mondego**. Estes levantamentos tectónicos afetaram também, de modo diferenciado, o Maciço de Sicó-Alvaiázere e associam-se a uma tendência para reativação (ou mesmo novo desenvolvimento) do carso subterrâneo a partir do Pliocénico superior.



**Fig. 126** – Cortes geológicos esquemáticos relativos ao registo sedimentar do Pliocénico superior-Pleistocénico inferior da Bacia do Mondego (AA') e da Bacia do Baixo Tejo (BB') (*in* CUNHA *et al.*, 1993). 1 = Substrato metamórfico/ígneo; 2 = Substrato Meso-Cenozoico; 3 = Conglomerados aluviais; 4 = Arenitos aluviais; 5 = Lutitos aluviais; 6 = Sedimentos de pântano; 7 = Sedimentos marinhos; 8 = Descontinuidade sedimentar; 9 = Falha (Cavalgamento Seja-Lousã); SV = Senhora da Vitória (S. Pedro de Moel); CA = Carnide; PO = Pombal; CE = Cernache (Coimbra); SQ = Santa Quitéria; GO = Góis; PS = Península de Setúbal; PN = Pinhal Novo; CO = Coruche; GA = Gavião; CB = Castelo Branco; SF = Fronteira Espanhola. A coluna litostratigráfica de esquerda (C) indica as unidades definidas para a região de Pombal e o seu contexto na Bacia do Mondego (*in* CARVALHO, 2002); as unidades superiores tidas do Pleistocénico inferior em CARVALHO (2002) se confundem com os Conglomerados de Santa Quitéria atribuídos ao Pliocénico superior em CUNHA *et al.* (1993).

<sup>207</sup> As taxas de atividade tectónica estimadas apontam para uma velocidade média linear de deslocamento compreendida entre 0.005 e 0.5 mm/ano, nos últimos 2-3 Ma, embora quase sempre inferiores a 0.2 mm/ano (*i.e.* baixo grau de atividade) (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 2010).

<sup>208</sup> A flexura do Mondego, dirigida de WSW-ESE, que funcionou durante o Quaternário, também deve ter sido criada, ou reativada, sob este campo de tensões. Esta estrutura seria responsável pelo desnível observado entre os depósitos essencialmente fluviais mais antigos nas duas margens do Mondego (40-50 m de cota na margem sul e 20-30 m de cota na margem norte).

### 5.6.1.3 Quaternário

Os levantamentos tectónicos regionais<sup>209</sup>, juntamente com os períodos de baixo nível do mar, num quadro de repentinas variações climáticas, determinaram, durante o Quaternário, um progressivo encaixe da rede hidrográfica, a continuação da exumação das formas cársicas herdadas, novas fases de carsificação e novas capturas fluviais com formação de terraços e destruição dos testemunhos das antigas aplanações por forte erosão remontante.

Nos domínios do **Baixo Mondego** e da **Bacia da Lousã**, os depósitos do Quaternário têm sido vistos num quadro morfogenético integrador de diferentes grupos de materiais: A – Depósitos essencialmente torrenciais; B – Depósitos essencialmente fluviais (ou fluviais *p.d.*); C – Depósitos essencialmente de praias; D – Depósitos eólicos; E – Depósitos essencialmente químicos (MARQUES, 1997; SOARES, 1999). Com particular ênfase para a área de estudo, SOARES *et al.* (2007) consideram dois grandes grupos de depósitos quaternários: os terrígenos (*i.e.* aluviões e coluviões) e os carbonatados (*i.e.* tufo calcário e travertino).

A **figura 127** proporciona um arranjo das unidades tidas como **plio-Plistocénicas e Holocénicas** no espaço da área de estudo (com correlações à escala do **Baixo Mondego** e da **Bacia da Lousã**). De acordo com SOARES (2000), esta síntese evolutiva pode articular-se através de **conjuntos estratigráficos fundamentais (Fases I, II e III** em que por vezes é possível identificar sub-conjuntos), que correspondem a limites de mudanças no estilo da sedimentação (= **fases de organização**). Estes conjuntos são delimitados por **descontinuidades sedimentares** de significado regional, com alguns destes limites a traduzir instabilidade tectónica.

Neste quadro evolutivo mais recente, admite-se um conjunto inicial (possivelmente do Plistocénico inferior) essencialmente conglomerático (**Conglomerados de Espírito Santo**) (SOARES *et al.*, 2007) que suportaria a **Superfície de Serra da Vila** de DAVEAU (1985). Com a deformação desta superfície reconhece-se uma paisagem ainda muito diferente da atual, sem Rio Mondego, com relevos íngremes e clima árido e conseqüente rejuvenescimento das vertentes num contexto com tendência rexistásica (**Areia Vermelhas de Ingote e Conglomerados de Peixeiro**) (SOARES *et al.*, 1989, 1997; SOARES & MARQUES, 2004a),

---

<sup>209</sup> Relativamente às taxas de levantamento Plio-Quaternária, admitem-se valores médio da ordem dos 0,2 mm/yr para as montanhas ocidentais (FERREIRA, 1978, 1991) e valores máximos para a faixa litoral portuguesa na **Falha de Quiaios** (na frente da **Serra da Boa Viagem**), da ordem dos 0,1-0,2 mm/yr para os últimos 0,5 Ma (CABRAL, 1995). SOARES (2006b) aponta para soerguimentos lineares simples rondando os 0,08 mm/yr e 0,2 mm/yr na frente ocidental do **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (*i.e.* na escarpa da Nossa Senhora da Estrela). Para os últimos 2-3 Ma trabalhos mais recentes apontam para uma média da taxa de levantamento a rondar os 0,1 mm/yr e os 0,3 mm/yr na plataforma litoral e no Maciço Marginal de Coimbra-Serras da Lousa e Espinhal, respetivamente (CABRAL & RIBEIRO, 2010); com uma taxa de incisão da ordem dos 0,05-0,13 mm/yr na Bacia do Baixo Tejo (CUNHA *et al.*, 2005, 2008; MARTINS *et al.*, 2009). RAMOS *et al.* (2012) apontam, para a plataforma litoral a altura de Figueira da Foz, um levantamento tectónico de logo termo da ordem dos 0,004-0,055 mm/yr para os últimos 3,6 Ma, e de 0,017-0,118 mm/yr para os últimos ~1,8 Ma.

correlativos dos **Conglomerados de Chã de Freixo e de Roçao** na Bacia da Lousã, a definir a **Fase I** em SOARES (2000)<sup>210</sup>.

Uma deformação tectónica através da movimentação da fracturação essencialmente meridiana (e.g. sistema de fraturas Arunca-Montemor), responsável pela deformação das **Areias Vermelhas do Ingote** (com deslocamentos locais de pouca dezenas de metros), parece justificar a descontinuidade que marca a passagem para a **Fase II** em SOARES (2000). Instala-se então uma rede hidrográfica a favor duma cobertura siliciclástica que ainda se mantinha e que terá sido responsável pela abertura de canhões fluviocársicos nas áreas essencialmente calcárias do **Maciço de Sicó-Alvaiázere** (e.g. Vale das Buracas, Canhões do Poio Velho e do Poio Novo) (CUNHA, 1990b). Ao mesmo tempo inicia-se, por erosão diferencial (essencialmente fluvial), a abertura das **Depressões Calcomargosas ocidentais e meridionais** e da **Depressão Marginal** (CUNHA, 1990b). O **Nível de Chã do Freixo da Bacia da Lousã**, materializado através da **Plataforma de Almalaguês** no setor oriental e setentrional da área de estudo (i.e na **Depressão Marginal**), a cota de ~200 m (DAVEAU, 1985), indica uma fase de estabilidade que terá culminado numa ulterior fase de carsificação intensa, sob condições climáticas quentes e relativamente húmidas responsáveis pelo afeiçoamento cársico ou fluviocársico (= desorganização cársica da rede de drenagem com aplanamento dos fundos e alargamento) das **Depressões Calcomargosas** no setor ocidental e meridional da área de estudo, e pela definição das pequenas depressões em anfiteatro que bordeiam as **Colinas Dolomíticas** a oriente (CUNHA, 1990b).

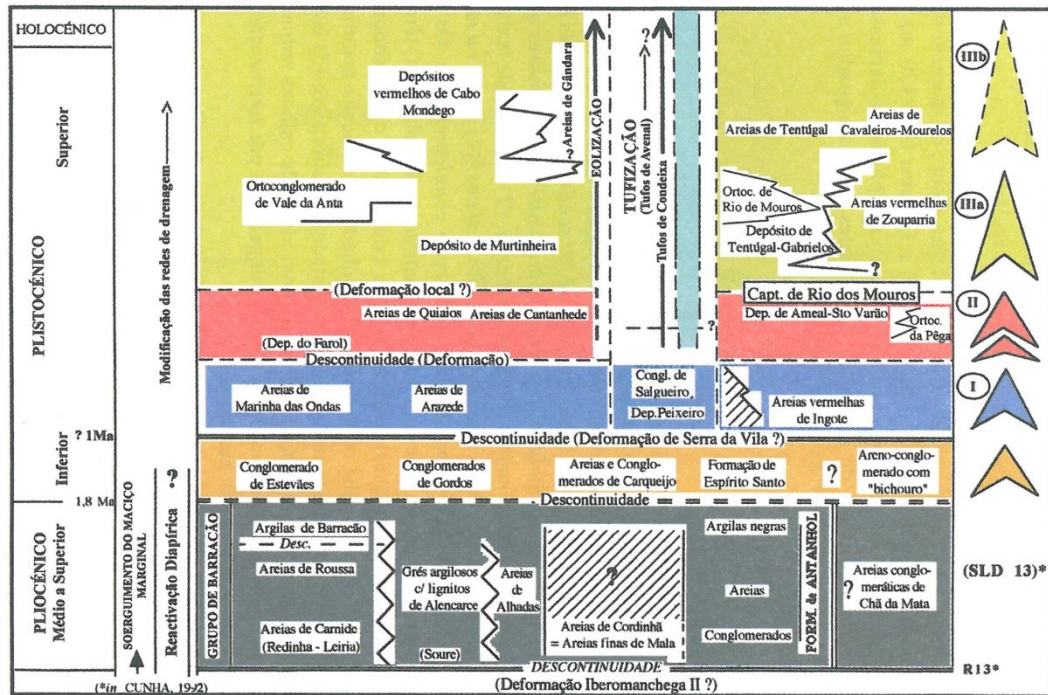
Estas formas em anfiteatro orientais correspondem a depressões marginais ao carso das **Colinas Dolomíticas** desenvolvidas na dependência duma rede hidrográfica relativamente importante que vinha do **Maciço Hespérico** a percorrer os materiais detríticos do Triásico-Hetângiano e ir perder-se ao encontro das unidades calco-dolomíticas fortemente fraturadas a oeste (DAVEAU, 1985; CUNHA, 1990b). No caso da **Depressão do Rabaçal** a água de escoamento superficial perder-se-á também ao encontro da bordadura calcária do Jurássico médio a ocidente. Admite-se uma evolução geomorfológica semelhante também para o conjunto das **Depressões Calcomargosas Meridionais**, com particular ênfase para as **Depressões da Várzea da Granja e da Póvoa**, assim como para as **Depressões do Campo e de Camporez**, onde o funcionamento cársico é comprovado pela existência de pequenos “*ponors*” (= sumidouros = perdas) (SOARES & CONDE, 1956; CRISPIM, 1986b) ainda hoje ativos nos períodos com maior concentração de chuva<sup>211</sup>.

---

<sup>210</sup> As **Areias Vermelhas do Ingote** correspondem a derrames a partir de depósitos pliocénicos (e.g. Conglomerado de Santa Quitéria), ou já plistocénicos antigos, durante fases climáticas de tendência rexísticas, associadas a deformações tectónicas que estruturaram o Maciço Marginal a leste, e conseqüente deposição fluvio-torrencial a jusante e de *glacis-terrasses* (colúvio-aluvial) a montante (SOARES *et al.*, 1990; SOARES & MARQUES, 2004a).

<sup>211</sup> No caso das **Depressões do Campo e de Camporez**, CUNHA (1983, 1990b) admite a hipótese destas terem funcionado inicialmente como um largo polje com o fundo a ~260 m de cota correspondente ao relevo pouco saliente e plano que atualmente faz a separação entre as duas. O mesmo autor admite uma evolução essencialmente fluvial separada para as duas depressões, embora, em ambos os casos, relacionada com as cabeceiras da rede hidrográfica do Rio Nabão, admitindo, assim, a captura sucessiva da Ribeira de Camporez pela rede hidrográfica do Rio Dueça.





**Fig. 127** - Quadro das unidades litostratigráficas quaternárias do Baixo Mondego. Desc = Descontinuidade; Dep. = Depósito; Ort = Ortoconglomerados; Capt = Captura fluvial (SOARES *et al.*, 1989; SOARES & MARQUES, 2004a).

Este novo e continuado desenvolvimento sobretudo endocársico atribui-se a um período temperado e quente durante um possível MIS9 (*Marine Isotope Stage* –  $\delta^{18}O$ ) (interglacial *Mindel-Riss* em CUNHA, 1990b)<sup>212</sup> – em concordância com a deposição do **Tufo de Condeixa** (e os de **Ançã**, e talvez os de **Torres Novas**), com provável equivalência com os **Tufos de Santiago do Cacém** (datado a 329±70 ka com o método U/Th e a 383±80 ka com o método *Electro Spin Resonance* – ESR; GAIDA & RADTKE, 1983). Com caráter de hipótese, aceita-se como mais provável que a figura fluvial singular do Meandro da Arregaça tenha sido construída nesta fase de organização do Baixo Mondego com um Rio Mondego diferente e com um largo mar a norte de Maiorca (SOARES, 1999, 2001, 2002/2004). A este tempo corresponderá um Rio Mondego que viria a desaguar a leste da Serra de Montemor, com a Serra da Boa Viagem a constituir-se como ilha ligada a sul, eventualmente, por cordão arenosos. Na área de estudo corresponderá a deposição dum depósito essencialmente fluvial (**Depósitos de Ceira – T2**) equivalente aos **Conglomerados de Ermio – T2** na Bacia da Lousã e ao **Depósito de Ameal-St. Varão** (30±5 m sobre o leito do rio Mondego atual) mais a

<sup>212</sup> No século XX, tendo-se assumido que o Quaternário se caracteriza por ciclos de glaciação/interglaciação, foi estabelecida uma subdivisão estratigráfica nos vários níveis de praias levantadas e de terraços fluviais com base nas glaciações alpinas: *Gunz*, *Mindel*, *Riss* e *Würm*. No entanto, mais recentemente, estas subdivisões acabaram por cair em desuso como consequência do facto que os períodos de oscilação climática que ocorrem no Quaternário não se coadunam com as fases glaciares referidas (ELKIBBI & RIAL, 2001) e com a consciência de que as variações paleoclimáticas devem ser entendidas não num quadro de verdadeiras glaciações e interglaciações, mas sim de simples oscilações de temperaturas e da humidade relativa; naturalmente sem excluir, no caso de Portugal, que nas elevadas altitudes e em posições mais setentrionais o gelo possa ter tido um papel erosivo e de transporte importante.

ocidente e considerados dum provável MIS7 a ~200 ka (SOARES *et al.*, 2010)<sup>213</sup>. Sobre este conjunto essencialmente fluvial ocorrem materiais essencialmente coluvionares ligados a instabilidade ao longo das vertentes (**Conglomerados de Salabardos** na área de estudo e **Conglomerados de Portela** na Bacia da Lousã).

Uma nova fase tectónica de carácter mais local, a marcar a passagem para a **Fase III** em SOARES (2000), com basculamento da Plataforma de Almalaguês para leste, coadjuvado com o rejogo tectónico do bordo ocidental do Maciço Marginal de Coimbra e consequente desenvolvimento estrutural do pequeno *graben* onde se instala o Rio Dueça, pode justificar uma reorganização geral da drenagem com adaptação às linhas de fraturas, inversões e capturas: (a) desencadeamento dos processos que levarão as capturas das linhas de águas ligadas as Depressões Calcomargosas e a Depressão de Avelar; (b) inversão da drenagem na área de Almalaguês e consequente captura do Rio Dueça na área de Miranda do Corvo (DAVEAU, 1985; CUNHA, 1990b); (c) abertura do Rio dos Mouros em Conímbriga no MIS6, ou mesmo no início do último período glacial (MIS4), como resposta a um abaixamento do nível do mar que favorece o encaixe fluvial assim como o abatimento progressivo dos tetos de galerias subterrâneas já suficientemente desenvolvidas (CUNHA, 1990b). Sucessivamente ao basculamento tectónico para leste da Plataforma de Almalaguês, o rebordo oriental das **Colinas Dolomíticas** caracteriza-se pela localização de pequenas exurgências permitindo assim que os pequenos anfiteatros de bordadura cársica tenham funcionado como autênticas *reculées* (CUNHA, 1990b).

Ao MIS5 (essencialmente quente), a ~100 ka, corresponde uma ulterior deposição essencialmente fluvial na área de estudo (**Conglomerado de Taveiro – T1**), equivalente aos **Conglomerados de Papanata – T1** na Bacia da Lousã, e mais a ocidente do **Depósito de Tentúgal-Gabrielos**<sup>214</sup> (SOARES *et al.*, 2010). Sobre este conjunto essencialmente fluvial ocorrem materiais coluvionares (**Conglomerados de Moinhos** e as **Areias Vermelhas do Estádio** na área de estudo, e os **Conglomerados de Lousã-Serpins** na Bacia da Lousã) a testemunhar uma degradação climática durante o último pleniglacial e/ou pós-glacial (DAVEAU, 1980; SOARES, 1993) acompanhada de uma fase de eolização com o nível do mar que terá descido abaixo da isóbata de 100 m.

---

<sup>213</sup> Em SOARES *et al.* (2010), uma datação por termoluminescência do corpo siltoso no topo de um depósito a jusante de Tentúgal, aos 30 m de cota, aponta para uma idade mais antiga de 138 ka (amostra COM2 – *Risø National Laboratory*, Dinamarca). Em RAMOS *et al.* (2012) as datas OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) sobre quartzo e k-feldspatos apontam para um intervalo de ~200 ka a 410 ka (correspondente aos estádios isotópicos entre o MIS7 e o MIS11).

<sup>214</sup> Em SOARES *et al.* (2010), uma datação por termoluminescência sobre quartzo de um arenito marinho colhido na Figueira da Foz, no topo do nível de terraço imediatamente inferior ao anterior mais antigo, a 8 m de cota, aponta para os 99±7 ka (amostra ARMAZ1 – *Risø National Laboratory*, Dinamarca). A mesma amostra (ARMAZ1) em RAMOS *et al.* (2012) apresenta uma datação OSL sobre quartzo de 126±9 ka, e sobre k-feldspato de 117±7 ka.

Evidências de um modelado glacial Plistocénico são possíveis de ser encontrados nas maiores altitudes do **Maciço Hespérico** (e.g. na **Serra da Estrela**) correlativas, as mais baixas altitudes, de acumulações essencialmente gravíticas de materiais de vertente mais ou menos complexos em que se reconhecem mecanismos de desagregação por ação do gelo das unidades carbonatadas do Maciço de Sicó-Alvaiázere. Diferentes gerações destes materiais de vertente foram reconhecidas e atribuídas geneticamente às fases mais frias dos últimos dois períodos glaciares (DAVEAU, 1973; REBELO, 1986; CUNHA, 1990b). Reconhece-se um mais fraco desenvolvimento exocársico com concomitantes processos de organização e regularização das vertentes que proporcionam o desenvolvimento das “**Buracas**”; uma reorganização das redes hidrográficas com acentuação endocársica e continuada abertura dos canhões fluvio-cársicos.

No Holocénico, além dum rápido assoreamento nos sectores vestibulares dos vales fluviais (e.g. **Rio Mondego**)<sup>215</sup>, nas áreas mais litorâneas continua a desenvolver-se um sistema de dunas eólicas (já ativas durante o último máximo glacial), como consequência duma provável escassez da vegetação e por extensas praias com grandes disponibilidades de areia.

---

<sup>215</sup> O documentado abandono do Convento de Santa Clara-a-Velha em Coimbra no 1677, durante a chamada **Pequena Idade do Gelo** (i.e. ~1450 a 1890), pode efetivamente ser o resultado dum aumento progressivo das cheias fluviais e consequente aceleração do assoreamento, com este último provavelmente ligado também ao uso incoerente dos territórios mais a montante (SOARES, 1999).



## 6 DINÂMICA HIDROGEOLÓGICA ATUAL NA ZONA SETENTRIONAL DAS COLINAS DOLOMÍTICAS E VULNERABILIDADE INTRÍNSECA

---

A análise hidrogeológica da zona setentrional da região Coimbra-Penela foi objeto de um estudo encomendado pela Câmara Municipal de Coimbra em 2005 (não publicado) e relacionado com a localização inadequada, face as características hidrológicas locais, do seu Departamento de Ambiente e Qualidade de Vida (DAQV). Parte deste relatório, nomeadamente no que diz respeito ao modelo de vulnerabilidade intrínseca, foi posteriormente objeto de uma publicação científica apresentada ao Simpósio Ibero-Americano sobre Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas, na Batalha em 2007 (DIMUCCIO & CUNHA, 2008).

No entanto, apesar disto, não se quis deixar de incluir, adaptando, este ensaio metodológico no trabalho de tese, tendo em conta a importância que se reveste no entendimento da dinâmica cársica atual que caracteriza as unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**.

### 6.1 GENERALIDADES

#### 6.1.1 Estruturas hidrogeológicas de um sistema cársico

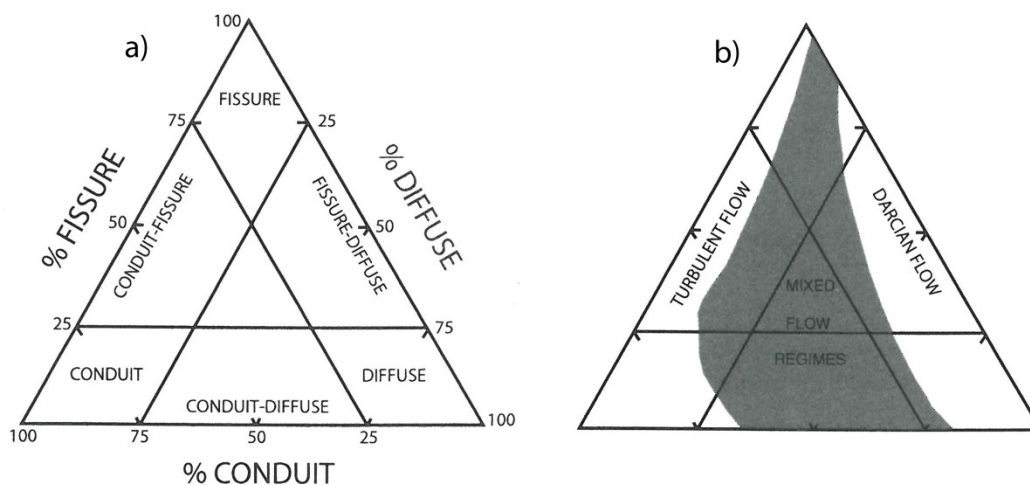
Em termos de circulação hídrica subterrânea esta ocorre quando se estabelece uma conexão (subterrânea) entre pontos ou áreas de infiltração à superfície nas áreas mais altas e as mais baixas, nomeadamente o fundo dos vales; caso contrário o escoamento irá acontecer exclusivamente à superfície. No caso em que um corpo lítico seja capaz de armazenar, transmitir e produzir quantidades economicamente significativas de águas subterrâneas identifica-se um **aquífero**. Em contraste, define-se como **aquifugo** um corpo lítico impermeável incapaz de absorver ou transmitir quantidades significativas de água; **aquiclude**, o que absorve grande quantidade de água mas quando saturado é incapaz de a transmitir em quantidade significativa (e.g. argilas); **aquitardo**, um horizonte relativamente menos permeável numa sucessão lítica altamente permeável (e.g. arenitos numa sucessão de calcários carsificados) (FORD & WILLIAMS, 2007; entre outros). A água no interior da rocha, quando existe, acumula-se em espaços vazios de diferentes forma, tamanho e origem (*i.e.* porosidade de uma rocha)<sup>216</sup>. Distingue-se uma **porosidade primária** (poros na matriz – que representa o sistema

---

<sup>216</sup> A **porosidade** de uma rocha é definida como sendo a relação entre o volume total dos poros e o volume total da rocha. Refere-se como **porosidade eficaz** apenas os espaços vazios que são hidrologicamente interconectados.

de espaços vazios presentes no sedimento no final dos processos deposicionais) de uma **secundária** (fissuras – desenvolvidas em qualquer momento após a deposição final do sedimento) e **terciária** (por alargamento de fissuras; condutas). De acordo com a natureza e importância relativa destes espaços vazios, nos quais a água é armazenada e através dos quais é transmitida, distinguem-se diferentes tipologias de aquíferos, juntamente aos seus termos intermédios: e.g. poroso (= difuso), fissurado e de condutas (= cársico) (PALMER, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007) (Fig. 128).

Nos **aquíferos** essencialmente **porosos**, como é o caso de muitos arenitos, a água vai-se infiltrar e circular em profundidade através de poros interconectados, para mais tarde fluir à superfície através de fontes. Nestas rochas, o movimento da água é essencialmente de tipo laminar (*i.e.* águas movem-se lentamente em estreitas ou pequenas aberturas com trajetórias de fluxo individuais relativamente estáveis, sem remoinhos) e o mecanismo de dissolução não tem efeitos significativos na capacidade de armazenamento e transmissão. Além disso, a circulação de longo prazo não tem nenhum efeito sobre a transmissividade final ou a capacidade de armazenamento do sistema hídrico subterrâneo. Pelo contrário, no caso de um **aquífero cársico**, em que a dissolução da rocha desempenha um papel fundamental, isso não é verdade, apesar do facto de as rochas cársicas (*i.e.* essencialmente carbonatos e evaporitos) serem afetadas pelas mesmas forças que impulsionam a circulação hídrica subterrânea em outras litologias.



**Fig. 128** – Classificação conceptual dos aquíferos cársicos (a) e sua suposta relação com os regimes hídricos dominantes (b) (*in* FORD & WILLIAMS, 2007). Por definição, num aquífero cársico, a maioria do fluxo hídrico transmite-se através de condutas.

Num **aquífero cársico**, o próprio ato de circulação da água em profundidade causa um aumento progressivo (e.g. por dissolução) dos espaços vazios (*i.e.* **porosidade eficaz**) e um aumento proporcional na **permeabilidade** (*i.e.* a condutividade hidráulica – ou seja a medida da capacidade de um material para transmitir fluidos); embora o fluxo subterrâneo inicial da

água seja de tipo laminar, com o tempo torna-se cada vez mais turbulento (*i.e.* águas a mover-se com trajetórias de fluxo individuais muito instáveis, com remoinhos que mudam no tempo). Num sistema hidrogeológico deste tipo, ao contrário dos outros (essencialmente porosos), a evolução progressiva da rede hídrica subterrânea e o desenvolvimento de condições hidrodinâmicas de tipo turbulento parecem estar intimamente relacionadas com a evolução das formas cársicas. Portanto, num maciço lítico carbonatado e carsificado, embora as unidades geológicas possam apresentar uma porosidade primária e secundária, a maioria do fluxo hídrico transmite-se através de condutas (*i.e.* porosidade terciária) desenvolvidas pela dissolução; assim sendo, a maioria dos aquíferos cársicos apresentam uma **tripla porosidade** com distintos regimes hídricos (Fig. 128), ambos a diferenciar-se no espaço e no tempo (WORTHINGTON, 1999; WHITE, 2002). Como consequência desta porosidade diferencial, a permeabilidade num maciço lítico carbonatado e carsificado pode ser maior em algumas direções do que noutras, bem como em certos horizontes estratigráficos preferenciais (*i.e.* a natureza anisotrópica e heterogénea de um aquífero cársico, que pode ser tratado como sendo um sistema interligado de condutas e fissuras, incorporado num sistema poroso mais ou menos desenvolvido).

Num **aquífero cársico não confinado a recarga** (*i.e. input*) das águas meteóricas no interior do maciço pode ser: (1) de tipo **autogénica** (= autóctone), ou seja quando o maciço é constituído unicamente de rochas carsificáveis e as águas se infiltram diretamente de modo difuso (a grande escala) através das fissuras da rocha conectadas à superfície, e/ou de forma concentrada em correspondência com as depressões fechadas; (2) de tipo **alógenica** (= alóctone), no caso em que as águas, antes de se infiltrarem no maciço lítico, apresentam um escoamento superficial sobre uma cobertura geralmente detrítica não carsificável. Neste último caso as águas fazem parte de uma bacia superficial mais ampla e normalmente infiltram-se através de poucos e bem determinados pontos (*i.e.* perdas ou sumidouros)<sup>217</sup>, localizados em zonas mais deprimidas; muitas vezes reconhece-se uma recarga (3) de tipo **misto**, que é uma combinação das duas anteriores (FORD & WILLIAMS, 2007). Num sistema deste tipo, qualquer excesso de água no solo (se existir), para além da que pode ser mantida por capilaridade, é arrastada para baixo por ação da gravidade até encontrar o seu próprio nível de equilíbrio, conhecido como **nível freático**. Trata-se da superfície definida pelo nível das águas livres em fissuras, poros e condutas que delimita a parte superior da zona subterrânea saturada (= freática). É uma superfície de equilíbrio onde a pressão dos fluidos nos vazios iguala a pressão atmosférica (*i.e.* **superfície potenciométrica**). Acima do nível freático os vazios na rocha estão só parcialmente ocupados pelas águas (zona não saturada – *i.e.* vadosa), exceto após eventos de chuva intensa, quando alguns encherem completamente.

---

<sup>217</sup> Distinguem-se **perdas** (1) **verticais**, através de camadas sobrepostas e perfuradas, das (2) **laterais**, com rochas adjacentes impermeáveis. As primeiras favorecem o desenvolvimento de condutas verticais (*i.e.* algares, poços de dissolução, chaminé ou *shafts*) e as segundas geralmente estão associadas com os maiores rios subterrâneos.

Na **zona vadosa** a água percola e escoar-se para baixo por gravidade, ou por capilaridade, através de um processo multifásico, com ar e água a coexistir nos vazios. As bolhas de ar podem ainda dificultar a percolação através do bloqueio dos canais capilares. Impedimentos mais significativos para o fluxo descendente são por vezes fornecidos por camadas impermeáveis (e.g. argilitos ou sílex numa sucessão de calcário), acima das quais se pode desenvolver uma zona saturada localizada, suspensa acima do nível freático principal (*i.e.* **aquífero suspenso**). A superfície que identifica o nível freático é sujeita a períodos de oscilação em função do regime hídrico (*i.e.* variabilidade das precipitações); a zona compreendida entre o nível máximo e mínimo é chamada sector de oscilação ou **zona epifreática** (*i.e.* na interface entre águas freática e vadosas). Na **zona freática** os vazios estão completamente cheios de água, com a pressão das águas a aumentar com a profundidade. Nesta zona, as águas movimentam-se sob a influência combinada da gravidade e da pressão com a componente de movimento horizontal dominante; estas eventualmente reaparecem à superfície a altitudes mais baixas (e.g. nos vales fluviais). São estas as águas que alimentam a maioria das exurgências (*i.e.* a descarga do sistema) e que mantêm algum fluxo hídrico superficial durante os períodos secos.

Uma subdivisão mais pormenorizada das zonas não saturada e saturada, num aquífero cársico não confinado, em sentido vertical, permite distinguir distintas porções (ou setores) com comportamento hidrodinâmico distinto, embora nem todas estas categorias possam estar presentes em todos os carsos<sup>218</sup>:

- 1) Zona não saturada (*i.e.* **vadosa**):
  - 1a. Solo (= zona cutânea);
  - 1b. Epicarso (= zona subcutânea);
  - 1c. Setor de drenagem livre por percolação;
- 2) Zona saturada intermitente - setor de flutuação do nível freático (*i.e.* **epifreática**);
- 3) Zona saturada (*i.e.* **freática**):
  - 3a. Setor freático pouco profundo;
  - 3b. Setor freático profundo (*i.e.* batifreático);
  - 3c. Setor freático estagnante.

---

<sup>218</sup> Em cada uma destas zonas podem desenvolver-se cavidades subterrâneas, permanentemente inundadas na zona saturada. Segundo alguns autores (VIGNA, 2001), a zona epifreática corresponde ao setor em que se dá o máximo desenvolvimento do processo cársico de profundidade, pois é aqui que se regista a máxima velocidade da água subterrânea, a mistura de diferentes águas (e.g. água doce/marinha) e mesmo mudanças repentinas da pressão hidrostática (*i.e.* mudanças na geometria hidráulica) que determinam, assim, grandes e contínuas variações de tensão nas rochas.



Geralmente localizadas nas bordaduras dos maciços carbonatados, as **exsurgências cársicas** representam a terminação do sistema hidrológico subterrâneo e marcam o ponto em que os processos fluviais de superfície se tornam dominantes. A posição vertical das exsurgências controla a elevação do nível freático no ponto de descarga do aquífero (*i.e. output*), ao passo que a condutividade hidráulica e a descarga nas áreas de transferência determinam a inclinação do nível freático para montante, assim como a sua variação em função de diferentes condições de descarga. Geralmente as águas da zona freática movimentam-se na direção em que o nível freático se inclina. Estas **exsurgências** podem ser classificadas de vários modos (*i.e.* em função do regime hídrico ou da suposta origem das águas que as alimentam), mas quando se considera a sua função de controlo hidrológico importa salientar a seguinte perspetiva: (a) **drenagem livre** (*i.e.* suspensas e de contato) que se estabelecem no caso de um sistema cársico predominantemente de tipo vadoso em que as águas escoam livremente por gravidade (*i.e.* não confinadas); (b) **represadas** (não confinadas), que são as exsurgências cársicas mais comuns e que surgem a partir do local em que se estabelece um obstáculo importante ao fluxo hídrico subterrâneo; (c) **confinadas** (*i.e.* artesianas e guiadas por falhas) quando as rochas carsificadas são incluídas entre unidades geológicas impermeáveis (FORD & WILLIAMS, 2007). A quantidade de água que alimenta os rios subterrâneos é descarregada para fora do sistema, essencialmente através das exsurgências e mais frequentemente controlada (1) pela extensão da área de recarga (*i.e. extensão da bacia hidrográfica e hidrogeológica*) e da taxa de precipitação dentro dela *vs.* a relativa evapotranspiração potencial. No caso houver águas suficientes para manter as condutas subterrâneas completamente preenchidas, a quantidade do fluxo hídrico de saída depende (2) exclusivamente das características físicas das próprias cavidades (*i.e.* comprimento, diâmetro, rugosidade e sinuosidade), que definem a capacidade hidráulica das passagens (*i.e. controle hidráulico*). Em última análise, a descarga através de qualquer cavidade é controlada (3) pela combinação dos dois mecanismos anteriores (PALMER, 1991, 2007).

Em termos de **classificação** de um **aquífero cársico** as características que em geral se podem ter em conta são o estilo da recarga, meios de fluxo (= transmissão), tipologia de fluxo, topologia da rede de condutas, armazenamento e capacidade de armazenamento, assim como a resposta das exsurgências. Dependendo da finalidade da classificação, uma ou mais destas características podem ser enfatizadas ou negligenciadas. Uma das classificações possíveis e de fácil aplicação no campo, considera exclusivamente a recarga, o armazenamento e a transmissão do sistema como fatores na definição de um modelo conceptual tridimensional dos aquíferos em rochas carsificáveis (**Fig. 129**) (HOBBS & SMART, 1986), permitindo assim discriminar entre cinco categorias: aquíferos cársicos muito bem desenvolvidos (*i.e.* hipersensíveis) em que domina uma recarga essencialmente concentrada, um fluxo hídrico subterrâneo (*i.e.* transmissão) rápido através de condutas e um muito baixo grau de armazenamento (*i.e.* categoria 1); a inexistência dum verdadeiro aquífero (*i.e.*

categoria 5); entre estes reconhecem-se reservatórios hídricos essencialmente matriz-fissurados (não cársicos) e com um alto grau de armazenamento (*i.e.* categoria 4), assim como outras categorias intermédias de aquíferos cársicos bem e moderadamente desenvolvidos (*i.e.* categorias 2 e 3).

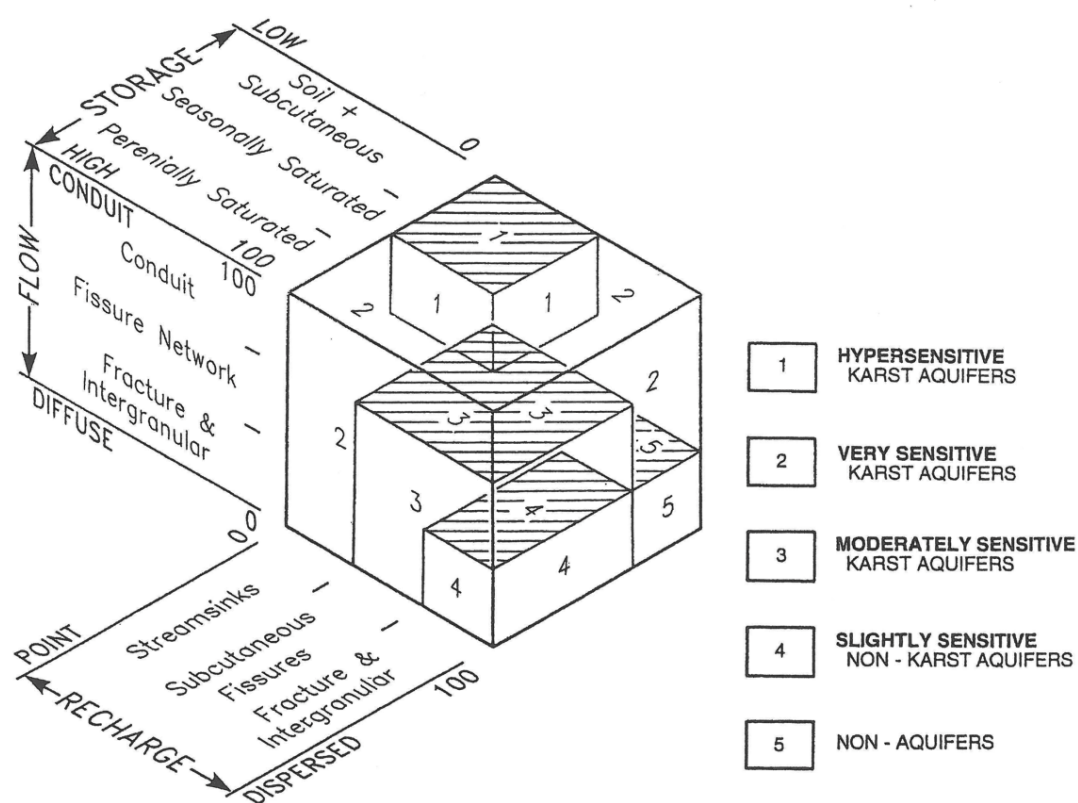


Fig. 129 – Modelo de campo conceptual tridimensional da recarga, armazenamento e transmissão dos aquíferos em rochas carsificáveis (HOBBS & SMART, 1986).

## 6.2 CARATERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO

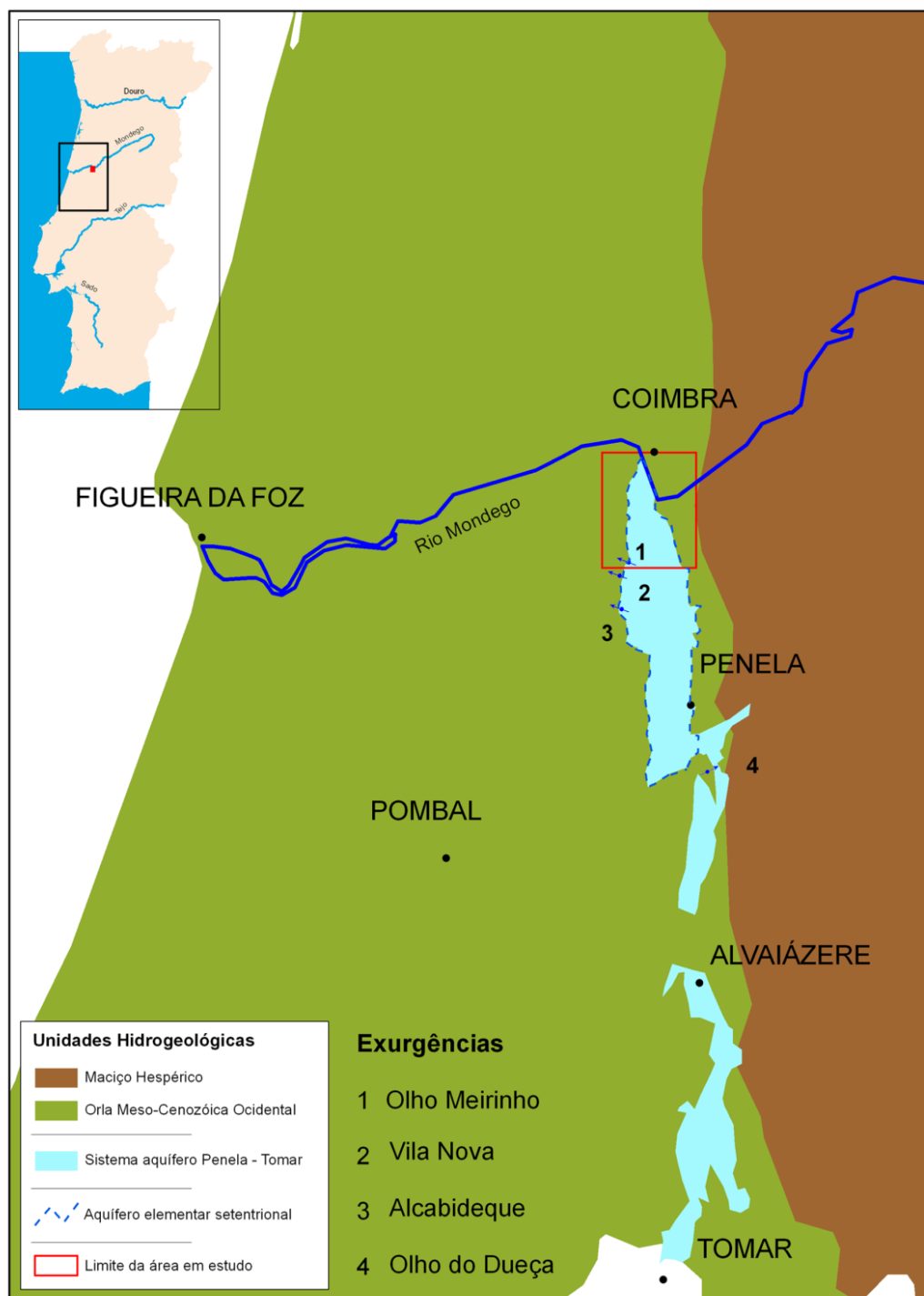
As rochas que afloram na área em estudo podem ser distinguidas, do ponto de vista da permeabilidade, em permeáveis por fissuração, permeáveis por fissuração e carsificação, permeáveis por porosidade, impermeáveis/semipermeáveis. As primeiras correspondem às rochas predominantemente xistosas, as segundas às rochas calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**, as terceiras correspondem às coberturas detríticas essencialmente siliciclásticas pós-jurássicas e aos arenitos triásicos que compõem parte do **Grupo de Silves**. Ao último conjunto correspondem essencialmente as margas e os calcários margosos do Pliensbaquiano e Toarciano, bem como as porções pelíticas da **formação de Pereiros**. Os terrenos permeáveis por porosidade apresentam aquíferos muito pouco desenvolvidos e bastante superficiais, com exclusão dos aluviões do Rio Mondego que apresentam um aquífero poroso,

dos mais produtivos de todo o **Baixo Mondego**, e que têm na Boavista (junto a Coimbra) as captações mais importantes.

O aquífero elementar local que iremos tratar insere-se no sistema aquífero fissurado e cársico mais amplo de Penela-Tomar (Unidade Hidrogeológica da Orla Meso-Cenozoica Ocidental - LOBO FERREIRA, 1994; ALMEIDA *et al.*, 2000), constituído por rochas calcodolomíticas e margas da base do Jurássico Inferior (**Grupo de Coimbra**). A área em estudo compreende a porção mais a norte do subsistema setentrional (Fig. 130). O **muro hidrogeológico** é constituído por rochas essencialmente pelíticas e areníticas (termos intermédios da **formação de Pereiros**), que o marginam a nascente. O **teto hidrogeológico** (a poente) é formado por sequências margosas e margo-calcárias (**Formação de Vale das Fontes + Formação de Lemedo + Formação de S. Gião**), que formam uma barreira impermeável e o separam do subsistema aquífero do **Maciço de Sicó**, que ocorre mais a ocidente. O limite Norte está materializado pelo contato com importantes estruturas tectónicas e pelo aquífero poroso aluvial do Mondego. Também o limite sul (fora da área em estudo), está materializado através de uma importante estrutura tetónica de significado regional (o anticlinal e as falhas que atravessam o **Vale de Todos** a sul de Penela – ROSSET *et al.*, 1975; CRISPIM, 1986b). A presença de algumas grutas totalmente secas nas unidades do **Grupo de Coimbra**, juntamente com algumas exurgências basais (e.g. **Quinta das Lágrimas e Alcabideque**), provam o desenvolvimento, ainda que a uma escala muito localizada, das três zonas hidrogeológicas cársicas clássicas, contudo, neste caso particular, a zona vadosa parece apresentar uma espessura muito reduzida, o que confere um grau de vulnerabilidade potencial muito alto ao aquífero elementar local.

A ausência de um escoamento superficial bem desenvolvido e permanente é uma das características principais dos maciços carbonatados fissurados e carsificados. A maior parte das águas que caem no maciço infiltra-se em profundidade através dos algares, dos lapiás e, de um modo geral, através das fissuras superficiais (fraturas e planos de estratificação), para percorrer a rede subterrânea e sair, normalmente na bordadura dos maciços, através das exurgências. É isto que acontece na área em estudo, onde praticamente não existem verdadeiros cursos de água superficiais dentro da área de afloramento das rochas carbonatadas (exceção feita para o Rio Mondego).

A área de recarga do todo o aquífero elementar setentrional (Fig. 130) é de cerca de 100 Km<sup>2</sup> e a recarga média anual, que é devida à infiltração direta das precipitações, é de 40 Hm<sup>3</sup>. Trata-se de uma recarga direta que ocorre nas áreas de afloramento das formações permeáveis por fissuração e carsificação (rochas calco-dolomíticas) e, possivelmente, por drenância a partir das formações sobrejacentes menos permeáveis mas que, localmente, tem uma expressão cartográfica extremamente limitada (unidades essencialmente arenoconglomeráticas cenozoicas pouco consolidadas ou móveis).



**Fig. 130** - Sistema aquífero carbonatado Penela-Tomar e indicação do subaquífero (ou aquífero elementar) setentrional. O retângulo vermelho indica a área objeto deste estudo hidrogeológico.

A descarga do subsistema faz-se essencialmente por duas zonas (**Fig. 130**): no bordo ocidental, pela exurgência cársica de **Alcabideque** (juntamente com a Nascente do Ramo) e pelas exurgências de **Vila Nova** e **Olho Meirinho**; no bordo oriental pela exurgência cársica dos **Olhos de Água do Dueça** (esta última, embora situada nas rochas calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior, está relacionada também com um importante sistema de drenagem

subterrânea que inclui os calcários mais recentes do Jurássico Médio; CUNHA, 1990b). A exurgência de Alcabideque, a uma cota de 120 metros sobre o nível do mar, tem uma descarga média anual de 16 Hm<sup>3</sup>, aproximadamente com caudais instantâneos entre 10 e os 1000 l/s; a do Olhos de Água do Dueça (200 metros de cota) anualmente descarrega cerca de 20 Hm<sup>3</sup>. A exurgência de Vila Nova, a uma cota de 110 metros, tem uma descarga média anual de 0.5 Hm<sup>3</sup>, aproximadamente com caudais instantâneos entre 10 e os 40 l/s, e a do Olho Meirinho (120 metros de quota), anualmente descarrega cerca de 4 Hm<sup>3</sup>. O caudal médio anual do conjunto das restantes exurgências existentes no aquífero elementar, muitas delas temporárias, é de cerca de 4 Hm<sup>3</sup> e cerca de 10 Hm<sup>3</sup> são as saídas para abastecimento e agricultura<sup>219</sup> (THOMAS, 1985; CRISPIM, 1986b; CUNHA, 1990b; PEIXINHO DE CRISTO, 1997; fonte INAG).

No que diz respeito à piezometria, na bibliografia não se dispõe de dados que permitam efetuar uma caracterização rigorosa do sentido de escoamento subterrâneo das águas de infiltração e da profundidade da toalha freática. Mas, ainda assim, os condicionamentos geológico-estruturais locais permitem estabelecer que os movimentos subterrâneos das águas que se infiltram, através das descontinuidades das rochas carbonatadas do **Grupo de Coimbra** e das formas cársticas superficiais conectadas com as de profundidade, tem um escoamento geral de direção NW, rodando para N.

Quimicamente, as águas que interessam este subsistema e analisadas na exurgência do Alcabideque são de tipo bicarbonatado (310 a 330 ppm) cálcico (96 a 106 ppm) magnesianas (11 a 17 ppm) e sulfatadas (11 a 17 ppm), muito duras (40 a 60 °F) e com valores de pH variáveis entre 7,5 e 8,5 (PEIXINHO DE CRISTO, 1997). No entanto, existe uma grande variabilidade na distribuição espacial das fácies hidroquímicas, dependendo da composição das camadas captadas e da maior ou menor influência de massas de gesso próximas (típicos do topo da **formação de Pereiros**, mas também com ocorrência nas intercalações margosas da **formação de Coimbra**). Em geral são águas de fraca qualidade, com elevada mineralização, em que os parâmetros que apresentam valores muito elevados são sempre os sulfatos, cálcio e dureza total.

### 6.2.1 Hidrogeologia das unidades calco-dolomíticas à escala local

As rochas calco-dolomíticas, a uma meso-escala, apresentam uma permeabilidade muito heterogénea, desde muito permeáveis por fissuração e carsificação a, por vezes, uma

---

<sup>219</sup> Em função das descargas médias anuais é possível estimar a infiltração eficaz média anual do aquífero elementar setentrional, partindo do pressuposto que, como na maioria das áreas cársticas, o escoamento superficial a esta escala é nulo. Nestas condições, a infiltração eficaz resulta da relação entre a descarga média anual total (54,5 Hm<sup>3</sup>) e a área total de recarga do aquífero elementar (100 Km<sup>2</sup>):  $I_e = 0,55 \text{ Hm}^3/\text{Km}^2$ .

permeabilidade baixa ou nula. Através de uma análise pormenorizada dos afloramentos rochosos foi possível determinar que, seja em sentido horizontal, seja no vertical, a profundidades diferentes e para espessuras variáveis, o grau de fissuração da rocha, juntamente com o tipo de litofácies carbonatadas, é bastante heterogéneo (ver capítulos 3, 4 e 5). Neste contexto, em toda a área em estudo, é possível encontrar horizontes de rochas calco-dolomíticas muito fissuradas e com diferentes **graus de suscetibilidade à carsificação**. Tais horizontes permitem uma modesta circulação das águas de infiltração e determinam o fracionamento do corpo hídrico principal, seja em sentido vertical seja em sentido horizontal. Aumentar a heterogeneidade hidrogeológica das porções do **Grupo de Coimbra** que afloram na área em análise, concorre também a intercalação de níveis margosos bastante espessos, às vezes deslocados tectonicamente, que funcionam como níveis impermeáveis que impedem as águas de infiltração de atingir maior profundidade até ao muro hidrogeológico, representado, à escala do aquífero elementar setentrional, pelas unidades líticas superiores da **formação de Pereiros (Fig. 131)**.

Na prática, a carsificação produz modificações graduais e substanciais na permeabilidade das rochas, na capacidade de armazenamento e no sistema de recarga e de drenagem. Os depósitos cársicos detríticos autóctones e alóctones que preenchem a maioria das formas cársicas superficiais e muitas das subterrâneas e as fissuras (paleocarso), sendo pouco permeáveis, entopem as vias de circulação das águas, reduzem a infiltração das águas da chuva, favorecem as perdas por evapotranspiração e reduzem a permeabilidade e a capacidade de armazenamento do aquífero elementar. Todas estas características locais favorecem o fracionamento do corpo hídrico principal, determinando assim a presença de veias hídricas a cotas diferentes e de extensão limitada, bem como com uma baixa profundidade em relação ao nível topográfico.

#### **6.2.1.1 A recarga do sistema**

A recarga do aquífero elementar das rochas calco-dolomíticas locais faz-se exclusivamente através das águas meteóricas que caem diretamente na área de afloramento das mesmas que progressivamente se infiltram no subsolo devido ao facto de, em correspondência destas rochas, faltar uma verdadeira hidrografia superficial bem desenvolvida e permanente<sup>220</sup>.

---

<sup>220</sup> Naturalmente, uma parte destas águas que chega à superfície antes de se infiltrar no subsolo pode ser restituída à atmosfera através do processo de evapotranspiração.

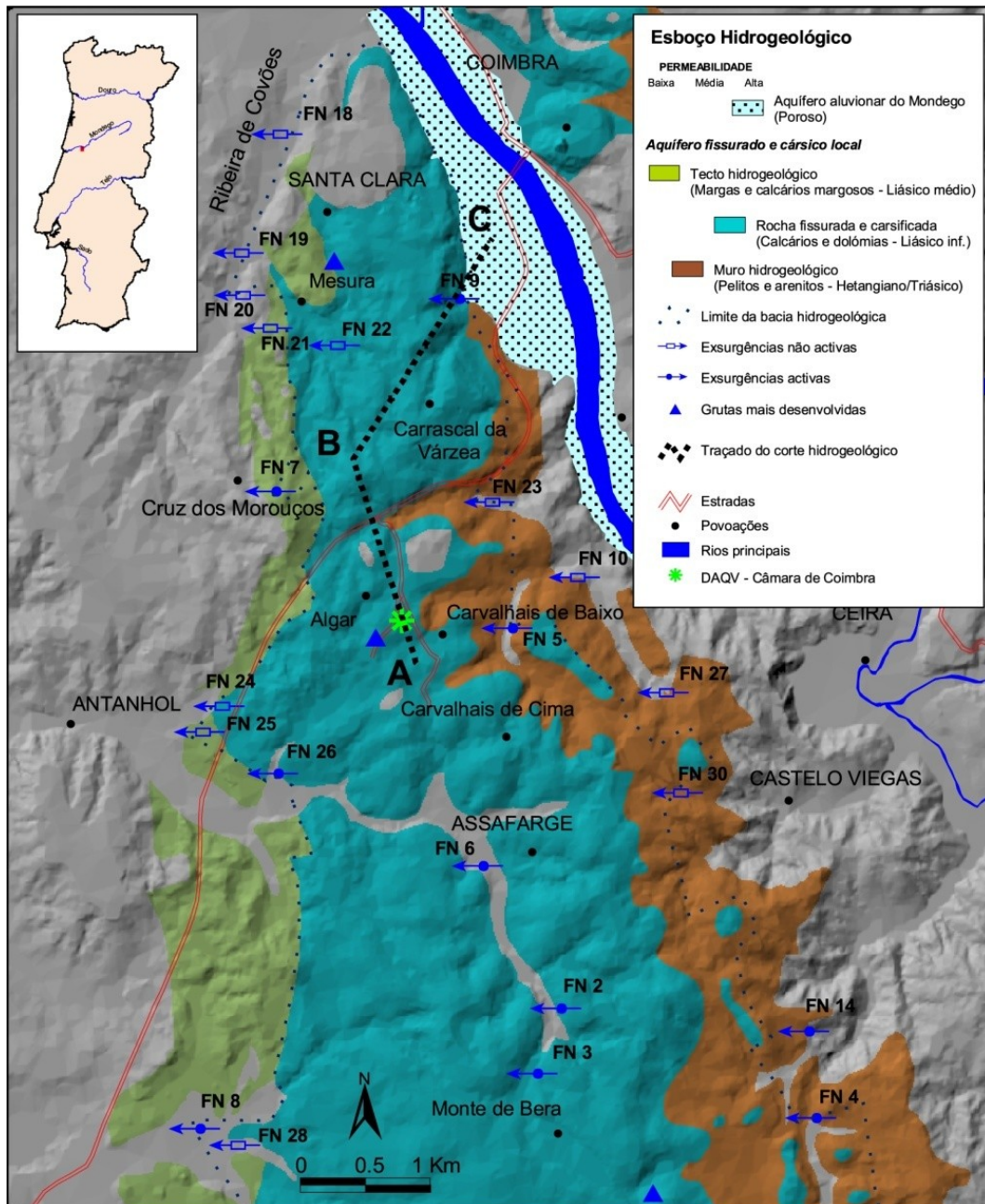


Fig. 131 - Esboço hidrogeológico da área em análise.

Tendo em conta o regime termo-pluviométrico de tipo mediterrâneo da região (ver CUNHA & DIMUCCIO, 2002), a recarga, extremamente variável no tempo, faz-se essencialmente no período outono-inverno. No entanto, a distribuição não homogénea do fenómeno cársico e o diferente estado de fissuração das rochas calco-dolomíticas determinam que a infiltração das águas meteóricas seja substancialmente variável também no espaço, quer em quantidade, quer nas modalidades através das quais se faz. Reconhece-se uma infiltração de tipo difuso em correspondência com as áreas em que as formas cársicas superficiais e a fissuração das rochas se distribuem de modo bastante uniforme e onde, devido à presença dos

depósitos de preenchimento cársico e de algumas, poucas, coberturas sedimentares dispersas, as águas podem distribuir-se de maneira homogênea. Temos uma infiltração mais concentrada onde a fissuração, a distribuição das formas cársicas superficiais, o cruzamento de linhas de implúvio, os sistemas de fraturas e a presença descontínua dos depósitos detríticos superficiais permitem, em determinados pontos, desenvolver uma atividade absorvente.

#### **6.2.1.2 A descarga do sistema - as exsurgências**

A descarga do aquífero carbonatado elementar à escala local faz-se através de algumas exsurgências, tanto do lado oriental, como do lado ocidental do afloramento calcodolomítico, que, com exclusão do Olho Meirinho e das Quintas das Lágrimas (FN 8 e FN 9 – [Fig. 131](#)), são atualmente captadas através de fontes de abastecimento público, muitas das quais inativas. No entanto, embora não esteja demonstrada a existência de verdadeiros rios subterrâneos, e dadas as características particulares do carso da área em estudo (fortemente entupido - paleocarso) existem, no momento atual, indicações importantes acerca de alguns fluxos subterrâneos com caudal relativamente modesto, provados pela presença daquelas exsurgências e fontes praticamente ativas durante todo o ano.

#### **6.2.1.3 Características hidroquímicas das águas**

Em linhas gerais as águas subterrâneas de um sistema cársico podem ser distinguidas entre si em função de quatro dos elementos químicos principais: os bicarbonatos ( $\text{HCO}_3$ ), o cálcio (Ca) e o magnésio (Mg) (em proporções que dependem da natureza calcária ou dolomítica do aquífero) e o anidrido carbónico dissolvido ( $\text{CO}_2$ ). Os valores destas substâncias, medidos nas exsurgências, estão ligados a múltiplos fatores condicionados pelas precipitações, pelos aspetos morfológicos e pedológicos do território (em particular da área de recarga do sistema), pelas características litológicas e hidroestruturais das rochas e, enfim, pelo grau e tipologia da carsificação e fraturação do maciço (HAMILL & BELL, 1986). O estudo dos parâmetros químicos das águas subterrâneas que saem de uma exsurgência pode ser muito útil para determinar a qualidade do recurso e também para compreender melhor a estrutura e a extensão do sistema cársico que alimenta a referida exsurgência<sup>221</sup>. A [Tabela 3](#) sistematiza os resultados das análises físico-químicos e bacteriológicos das águas recolhidas nas exsurgências e fontes-exsurgências da área em análise.

---

<sup>221</sup> As informações mais interessantes derivam das variações no tempo de alguns elementos significativos, chamados traçadores naturais, como os iões em solução, os isótopos ambientais, os parâmetros físicos, etc. No entanto, neste caso foram feitas numerosas análises mas exclusivamente de tipo espacial e não temporal.



Sigla	Localidade	Folha topografica 1:25000 (IGM)	Posição no aquífero	Quota n.m.m (metros)	Data recolha e medição	pH	(*) Temperatura (°C)	Condutividade (µs/cm a 20°C)	(*) Caudal (L/s)	(°) Caudal Médio Mm3/ano	Notas
FN1	Vila Nova	241	Ocidental	110	27-9-2004	7,2	15,6	801,0	1,0	0,5	Exsurgência - Vila Nova
FN2	Abrunheira		Interior	195		8,1	15,0	552,0	0,2	....	Fonte - Exsurgência
FN3	Estrecada		195	7,5		15,2	711,0	0,7	....		
FN4	Outero de Bera		Ocidental	135		7,1	16,3	843,0	0,1	....	
FN5	Carvalhais de Baixo		Interior	90		7,2	16,8	1056,0	0,1	....	
FN6	Casa Nova		Interior	155		7,9	15,7	607,0	0,2	....	
FN7	Cruz dos Morouços		Ocidental	190		7,2	14,9	396,0	0,1	....	
FN8	Vendas da Pousada		120	Ocidental		120	7,4	15,4	656,0	5,0	4
FN9	Santa Clara	251	Oriental	20	18-10-2004	7,2	17,3	714,0	0,5	0,5	Exsurgência - Quinta das Lágrimas
FN14	Bera			135		7,2	16,7	685,0	0,7	....	Fonte - Exsurgência
FN31	Rio de Galinhas			190		7,5	16,7	1023,0	0,3	....	
FN32	Vendas de Podentes	180	Oriental	180	18-10-2004	7,2	14,6	300,0	0,2	....	Exsurgência - Olho do Dueça
FN33	Dueça	263		200		7,9	15,8	629,0	1,0	20	
FN34	Alcabideque	251		Ocidental		120	7,3	16,5	679,0	100,0	16
FN35	Bruscos		Interior	220	7,7	15,0	737,0	0,2	....	Fonte - Exsurgência	

Sigla	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	HCO <sub>3</sub> (mg/L)	SO <sub>4</sub> (mg/L)	Cl (mg/L)	NO <sub>3</sub> (mg/L)	Balanço Ionico	CO <sub>2</sub> (mg/L)	F (mg/L)	NO <sub>2</sub> (mg/L)	NH <sub>4</sub> (mg/L)	Hg (mg/L)	Fe (µg/L)	Al (µg/L)	Pb (µg/L)	Cd (µg/L)	Cr (µg/L)	Mn (µg/L)	Zn (µg/L)	Cu (µg/L)	Hidrocarbonetos totais (mg/L)
FN1	132,8	53,4	8,3	1,2	400,0	175,3	14,1	3,4	-3,7	....	0,2	<0,0030	<0,050	....	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<0,2	....
FN2	40,4	44,5	9,0	<0,5	320,0	25,8	16,1	7,4	1,9	3,6	0,1	<0,0030	<0,050	0,0	<20	<0,5	<1,0	<0,1	<0,5	<0,2	<25	<0,2	0,0
FN3	84,2	55,3	9,0	<0,5	502,7	12,7	14,8	1,6	-1,5	....	0,2	0,0	<0,050	....	<20	6,2	<1,0	<1,0	<0,5	<0,2	<25	<0,2	....
FN4	138,7	49,1	9,3	1,1	413,9	163,7	17,4	8,0	-2,9	....	0,2	0,0	<0,050	....	<20	6,2	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<0,2	....
FN5	188,4	53,3	11,4	1,5	381,2	327,1	20,2	9,0	-2,2	45,1	0,2	<0,0030	<0,050	0,0	<20	<5,0	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<2,0	0,0
FN6	58,5	53,2	13,5	1,0	372,4	29,0	22,8	8,3	-3,1	....	<0,10	<0,0030	<0,050	....	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<2,0	....
FN7	34,4	15,1	24,7	3,9	77,7	37,1	35,4	69,2	0,3	....	0,1	<0,0030	<0,050	....	<20	12,8	<1,0	<1,0	<0,5	2,8	<25	<2,0	....
FN8	102,0	34,9	8,5	1,4	380,3	68,9	14,9	5,3	-1,5	....	0,2	0,0	<0,050	....	276,0	613,0	<1,0	<1,0	<0,5	53,0	<25	<2,0	....
FN9	104,4	35,9	14,2	1,6	367,9	71,0	16,1	15,4	-3,9	57,3	0,2	<0,0030	<0,050	0,0	<20	9,1	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<0,2	0,0
FN14	102,4	39,7	13,6	6,2	420,9	36,6	18,0	11,2	-4,7	....	0,3	<0,0030	<0,050	....	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	133,0	2,0	....
FN31	219,4	58,1	7,5	1,2	370,0	320,6	20,0	1,9	-9,6	....	0,3	<0,0030	<0,050	....	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<2,0	....
FN32	37,0	18,7	8,8	2,6	175,1	<2,5	20,2	<1,0	-4,9	....	<0,10	<0,0030	<0,050	....	45,0	<5,0	<1,0	<1,0	<0,5	24,0	44,0	5,3	....
FN33	106,4	21,1	8,1	1,5	281,6	129,1	22,8	4,8	3,5	....	0,2	<0,0030	<0,050	....	<20	7,8	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<2,0	....
FN34	123,3	26,1	8,2	1,7	320,6	131,9	35,4	6,5	2,0	45,5	0,2	0,0	<0,050	0,0	32,0	14,7	<1,0	<1,0	0,7	2,0	<25	<2,0	....
FN35	99,5	54,1	10,5	<0,5	493,2	31,7	14,9	3,7	-3,8	....	0,2	<0,0030	<0,050	....	<20	5,5	<1,0	<1,0	0,6	<2,0	<25	<2,0	....

Sigla	Coliformes ufc/100 mL	E.coli ufc/100 mL	Microrganismos a 22 °C ufc/mL	Microrganismos a 37 °C ufc/mL	Oxidabilidade (O2) (mg/L)	Enterococos Fecais ufc/100 mL	Notas
FN1	20,0	9,0	91,0	57,0	<0,5	8,0	Inadequadas para consumo humano
FN2	> 100	26,0	206,0	132,0	<0,5	1,0	
FN3	48,0	0,0	76,0	22,0	<0,5	0,0	
FN4	> 100	87,0	> 300	219,0	<0,5	39,0	
FN5	> 100	0,0	95,0	29,0	0,6	0,0	
FN6	> 100	> 100	232,0	42,0	<0,5	64,0	
FN7	18,0	0,0	69,0	4,0	1,0	0,0	
FN8	> 100	> 100	> 300	> 300	1,5	18,0	
FN9	79,0	74,0	85,0	37,0	<0,5	85,0	
FN14	61,0	50,0	198,0	93,0	0,7	> 100	
FN31	22,0	0,0	13,0	4,0	<0,5	0,0	
FN32	6,0	0,0	17,0	1,0	0,6	0,0	
FN33	44,0	18,0	160,0	84,0	0,7	65,0	
FN34	> 100	> 100	> 300	> 300	0,8	> 100	
FN35	42,0	0,0	85,0	36,0	0,6	0,0	

(\*) Análises e medições feitas pelo autor.

(°) Dados retirados da bibliografia.

(°°) Análises feitas nos laboratórios da AEMITEQ (Coimbra).

Todas as análises não especificadamente indicadas foram feitas nos laboratórios de Controlo de Qualidade - Águas de Coimbra (Coimbra).

**Tab. 3-** Dados físico-químicos e bacteriológicos das águas recolhidas nas exsurgências e fontes-exsurgências da área em análise.



Antes de proceder à interpretação dos dados, e portanto à classificação das águas recolhidas, é importante verificar a qualidade analítica dos resultados obtidos. Tal verificação parece ser sempre necessária mesmo que na fase analítica tenham sido utilizados todos os meios adequados para eliminar as incertezas devidas às interferências recíprocas entre os vários compostos que estão em solução. Uma das metodologias mais utilizadas para esta verificação baseia-se no princípio da electroneutralidade das soluções químicas (HAMILL & BELL, 1986). No entanto, é útil lembrar que o balanço entre os aniões e os catiões, é uma condição necessária mas não suficiente para provar a qualidade de uma análise química. Em teoria a soma dos aniões em meq/L tem de coincidir exatamente com a soma dos catiões em meq/L. Na prática, devido aos inevitáveis erros dos procedimentos analíticos, tal coisa não acontece. O desvio em % da coincidência pode ser determinado através de uma das fórmulas que o definem:  $\text{Desvio}(\%) = 100 * [(\sum \text{aniões} - \sum \text{catiões}) / (\sum \text{aniões} + \sum \text{catiões})]$  (HAMILL & BELL, 1986). Em linhas gerais consideram-se “aceitáveis” aquelas análises que apresentam um valor de desvio compreendido entre  $\pm 5\%$ <sup>222</sup>.

Com os dados obtidos em laboratório, através do diagrama quadrado de Langelier-Ludwig (Fig. 132), foi possível fazer uma primeira classificação química das águas recolhidas nas margens ocidental e oriental, e também algumas no interior, do aquífero elementar da área em análise. Tal diagrama foi escolhido porque permite uma interpretação gráfica mais imediata comparado com os outros conhecidos na bibliografia (Piper, Schoeller, etc.), pois utiliza as concentrações das espécies iónicas principais  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . No diagrama Langelier-Ludwig, em função da posição relativa no interior do diagrama das amostras analisadas, as águas classificam-se em: sulfatadas-clorato-alcálino-terrosas (quadrante - 1), sulfatadas-clorato-alcálinas (quadrante - 2), bicarbonatadas-alcálinas (quadrante - 3), bicarbonatadas-alcálino-terrosas (quadrante - 4).

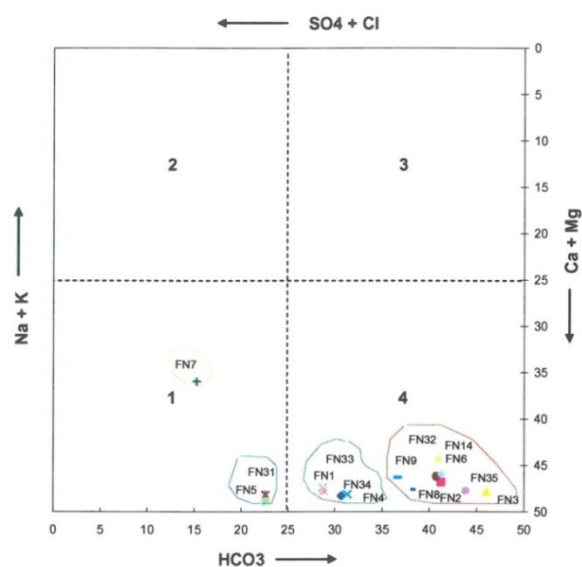
No caso das águas analisadas podem distinguir-se duas famílias principais (ou fácies hidroquímicas<sup>223</sup> – Fig. 132): as FN5, FN7 e FN31 como águas sulfatadas clorato alcalino terrosas e todas as outras como bicarbonatadas alcalino terrosas (FN1, FN2, FN3, FN4, FN6, FN8, FN9, FN14, FN32, FN33, FN34, FN35). Entre estas, já neste diagrama é

---

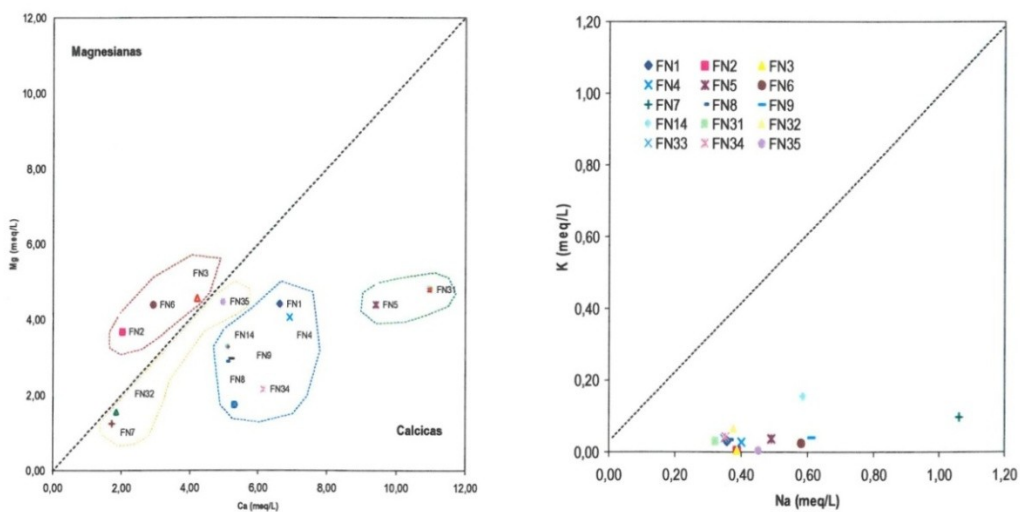
<sup>222</sup> Neste sentido as análises da amostra FN31 (Tab. 3) não podem ser consideradas de boa qualidade e portanto, em todas as interpretações não são utilizadas.

<sup>223</sup> Este tipo de classificação química das águas permite distinguir famílias de águas significativas do ponto de vista da interação água-rocha. No entanto, uma classificação das águas, que tem a presunção de ser significativa, tem de ter em conta os processos que determinam a sua composição. Cada classe tem de se referir a um qualquer tipo de associação entre os seus membros, por exemplo com a mesma composição química (que em geral quer dizer que tem a mesma história – a mesma formação geológica de proveniência). É importante sublinhar que os corpos hídricos naturais são, de facto, uma abstração da realidade a que se chega através de uma classificação, e que a natureza do resultado depende da estrutura global dos dados utilizados e não do objeto natural. E também, as estruturas dos dados dependem dos critérios com que foram recolhidas as amostras para as análises laboratoriais (HAMILL & BELL, 1986).

possível notar quatro agrupamentos bastantes diferenciados que podem ser ainda mais evidenciados através da utilização de outros diagramas de tipo binário como os da **Figura 133**. Estes últimos diagramas permitem afinar a classificação das águas em estudo distinguindo, no interior das águas alcalinas, aquelas com Na e K dominantes e, no interior das alcalino terrosas, aquelas com Ca ou Mg dominante. Todas as águas clorado alcalino analisadas apresentam o Na como catião dominante e em geral uma muito baixa variabilidade da relação Na/K. Em todas as águas analisadas observa-se um predomínio do íão Ca por relação ao Mg, com exceção feita para as amostras FN2, FN6 e FN3 mas, neste caso, com uma variabilidade da relação Ca/Mg bastante ampla.



**Fig. 132** – Classificação das águas analisadas no diagrama de LANGELIER-LUDWIG (1942).



**Fig. 133** – Classificação das águas analisadas utilizando diagramas binários.

A forte variabilidade da relação Ca/Mg e o predomínio do Na, por respeito ao K, permitem formular a hipótese de uma interação água-rocha bastante diversificada em termos de litologias com que as águas entram em contacto durante o caminho subterrâneo até à superfície. Para poder evidenciar ainda mais o tipo de litologia com que entram em contacto, as águas recolhidas foram sistematizadas em classes homogéneas em diagramas retangulares (Fig. 134), segundo a metodologia de D'AMORE *et al.*, (1983) que, para este efeito, definiram os 6 parâmetros hidroquímicos seguintes:

$$\begin{aligned}
 \mathbf{A} &= (100/\sum\text{aniões})\cdot(\text{HCO}_3 - \text{SO}_4) \\
 \mathbf{B} &= 100\cdot((\text{SO}_4/\sum\text{aniões}) - (\text{Na}/\sum\text{catiões})) \\
 \mathbf{C} &= 100\cdot((\text{Na}/\sum\text{catiões}) - (\text{Cl}/\sum\text{aniões})) \\
 \mathbf{D} &= 100\cdot(((\text{Na} - \text{Mg})/\sum\text{catiões})) \\
 \mathbf{E} &= 100\cdot(((\text{Ca} + \text{Mg})/\sum\text{catiões}) - (\text{HCO}_3/\sum\text{aniões})) \\
 \mathbf{F} &= 100\cdot(((\text{Ca} - \text{Na} - \text{K})/\sum\text{catiões}))
 \end{aligned}$$

Através da comparação dos diagramas retangulares obtidos para as águas analisadas com os diagramas retangulares publicados para cada água que atravessa uma determinada litologia (D'AMORE *et al.*, 1983), e as informações retiradas dos diagramas anteriores (Figs. 132 e 133), foi possível definir as seguintes associações hidroquímicas para as amostras recolhidas na área em estudo:

- FN1, FN4, FN33 e FN34 atravessam predominantemente rochas de calcários dolomíticos e margas com sulfatos;
- FN2, FN3 e FN6 atravessam predominantemente rochas dolomíticas;
- FN5 e FN31 atravessam predominantemente margas com sulfatos e subordinadamente calcários;
- FN7 atravessam predominantemente calcários margosos e margas com sulfatos;
- FN8, FN9, FN14, FN32 e FN35 atravessam predominantemente calcários e calcários dolomíticos com intercalações margosas.

Portanto, em função da interpretação dos parâmetros hidroquímicos das águas analisadas, juntamente com os dados morfo-estruturais e litológicos, foi possível definir o limite da bacia hidrogeológica subterrânea local do **Grupo de Coimbra**, evidenciado na **Figura 131**.

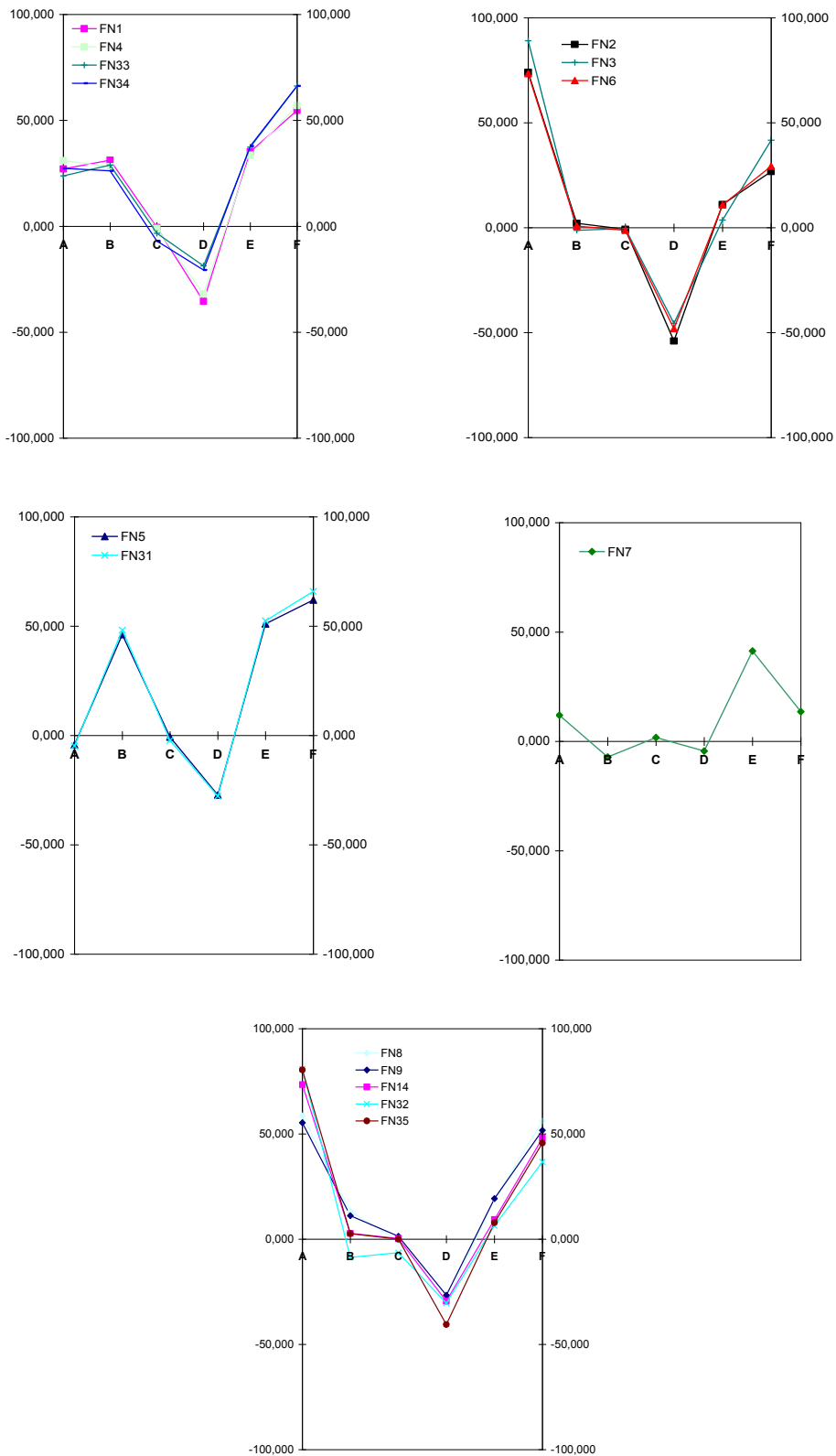


Fig. 134 – Diagramas retangulares com base nos modelos de D'AMORE *et al.* (1983).

Ulteriores considerações podem ser feitas quando analisamos alguns dos parâmetros químico-físicos da **Tabela 3**. Em primeiro lugar, a pensar na escassez de análises que se referem a CO<sub>2</sub> livre, é possível notar que as amostras de águas recolhidas nas fontes-exsurgências localizadas no interior do aquífero calco-dolomítico (FN2, FN3, FN6 e FN35) apresentam pH relativamente altos e CO<sub>2</sub> livre relativamente muito baixa (FN2). No caso das exsurgências verifica-se exatamente o oposto, pH relativamente baixo (FN1, FN8, FN9, FN33) e CO<sub>2</sub> livre relativamente mais alto (FN9). Uma interpretação destes últimos dados pode considerar o facto de que, com alguma probabilidade, as águas captadas nas áreas internas ao afloramento calco-dolomítico ficam mais tempo no subsolo; tal facto pode ser a consequência natural de um percurso subterrâneo mais comprido desde os pontos de entrada até aos de saída do sistema hídrico subterrâneo, ou a consequência das obras de captação que regularizam o defluxo e favorecem a estadia das águas no subsolo. No caso das exsurgências, os dados de pH e CO<sub>2</sub> livre avaliam ainda mais as considerações feitas nos parágrafos anteriores em que se presumia a existência, na área em estudo, de uma circulação subterrânea ligada também a verdadeiras condutas cársicas: valores baixos de pH e altos de CO<sub>2</sub> livre podem indicar águas em rápido escoamento subterrâneo e com superfícies de contacto bastante amplas, como podem ser as condutas cársicas ativas (grutas), não obstruídas por depósitos detríticos.

Outros parâmetros químicos importantes, nas águas analisadas, são Fe, Al e Mn e subordinadamente Cr, Zn e Cu (**Tab. 3**). Os valores mais altos e bastante críticos, de Fe, Al e Mn, observam-se nas águas recolhidas na exsurgência do Olho Meirinho (FN8) o que nos faz pensar em fortes contaminações antrópicas e com muita probabilidade ligadas às realidades industriais locais (zona de Cernache) mas de tipo pontual, pois, a exsurgência de Vila Nova (FN1), logo a sul, não apresenta nenhum tipo de valores anómalos dos elementos químicos analisados<sup>224</sup>. Valores anómalos de Fe e Mn, juntamente com Zn e Cu, relativamente ao conjunto das análises realizadas, mas muito inferiores aos limiares de poluição, apresentam as águas da Fonte das Vendas de Podentes (FN32). Neste caso, pelo menos os últimos dois elementos, parecem relacionar-se com algumas práticas agrícolas locais que são feitas com a ajuda de produtos químicos em que os tais metais pesados se encontram em grande quantidade. A mesma explicação pode servir para justificar os valores anómalos de Zn e Cu na Fonte da Bera (FN14).

Enfim, no que diz respeito à qualidade das águas analisadas para consumo humano, as análises físico-químicas, juntamente com as bacteriológicas (**Tab. 3**) permitiram constatar que se trata de águas, em geral, inadequadas para tal uso. Os valores de

---

<sup>224</sup> No caso do Al é importante sublinhar que, com exclusão do Olho Meirinho, nos outros casos a variabilidade deste elemento está ligada, provavelmente, aos minerais argilosos que compõem as margas e calcários margosos que as águas atravessam durante o próprio percurso subterrâneo.

condutividade, magnésio, cloreto, sulfato e cálcio e todos os indicadores bacteriológicos excedem os valores aceitáveis para o consumo humano e, em alguns casos, também para uso agrícola.

#### **6.2.1.4 A superfície piezométrica**

Através da medição da profundidade das águas em numerosos poços existentes, exclusivamente em correspondência do afloramento calco-dolomítico, e tendo em conta a localização das exurgências da área em estudo, conseguiu-se ter uma ideia aproximada do desenvolvimento espacial da superfície piezométrica a uma escala local e num determinado dia de Inverno. É importante sublinhar que, com muita probabilidade, a superfície reconstruída na **Figura 135**, com uma profundidade de cerca 10 metros sobre o nível do mar, no limite N e NE, até os cerca de 200 metros nas áreas culminantes da área em estudo (Monte de Bera), não corresponde a uma verdadeira e única superfície piezométrica devido à forte anisotropia e não homogeneidade do sistema hídrico considerado. No entanto, a superfície piezométrica presumida permite estimar uma espessura local para a zona vadosa (não saturada) variável entre os 2 e 8 metros desde a superfície topográfica, o que confirma mais uma vez a presença, na área em estudo, de um aquífero elementar muito superficial e fracionado.

A integração entre os dados estruturais e morfológicos do **Grupo de Coimbra** (disposição espacial das rochas, grau de fissuração e carsificação), a superfície piezométrica presumida e a localização dos pontos de recarga e de descarga do sistema, deram indicações úteis acerca da geometria do aquífero elementar (zona setentrional) e permitiram estabelecer quais são as possíveis direções do fluxo das águas de infiltração. A uma escala local, o fluxo subterrâneo é bastante caótico e irregular, pois segue a disposição morfo-estrutural das rochas, mas com um destino geral final que parece ser sempre, ou quase sempre (com exclusão dos casos em que as águas reaflorem à superfície em correspondência com as exurgências do lado ocidental e oriental), com um caminho às vezes bastante tortuoso através de fraturas e planos de estratificação mais ou menos inclinados, o aquífero aluvionar do Mondego a N e NE (**Fig. 135**).

No caso específico da área em que foi realizado o corte hidrogeológico (**Fig. 136**), parece que as águas que se infiltram diretamente têm um fluxo para N e NNW devido à inclinação, neste sentido, das camadas rochosas, para depois algumas centenas de metros virar para NE, com um destino final que, no caso da inexistência de obstáculos como níveis margosos intercalados bastante espessos ou sistemas de fissuras e condutas entupidas, parece ser em parte a **Exurgência da Quinta das Lágrimas (Figs. 131 e 135)**. No



entanto, a maioria dos fluxos depois de um caminho bastante tortuoso e relativamente lento, confluem no aquífero aluvionar do Mondego devido às estruturas tectónicas que o fazem interagir com as rochas calco-dolomíticas. No entanto, não se podem excluir infiltrações em correspondência com as fissuras que caracterizam a área e que podem favorecer fluxos secundários também noutras direções, nomeadamente para oriente mas que, de qualquer forma, têm sempre como destino final as aluviões do Mondego.

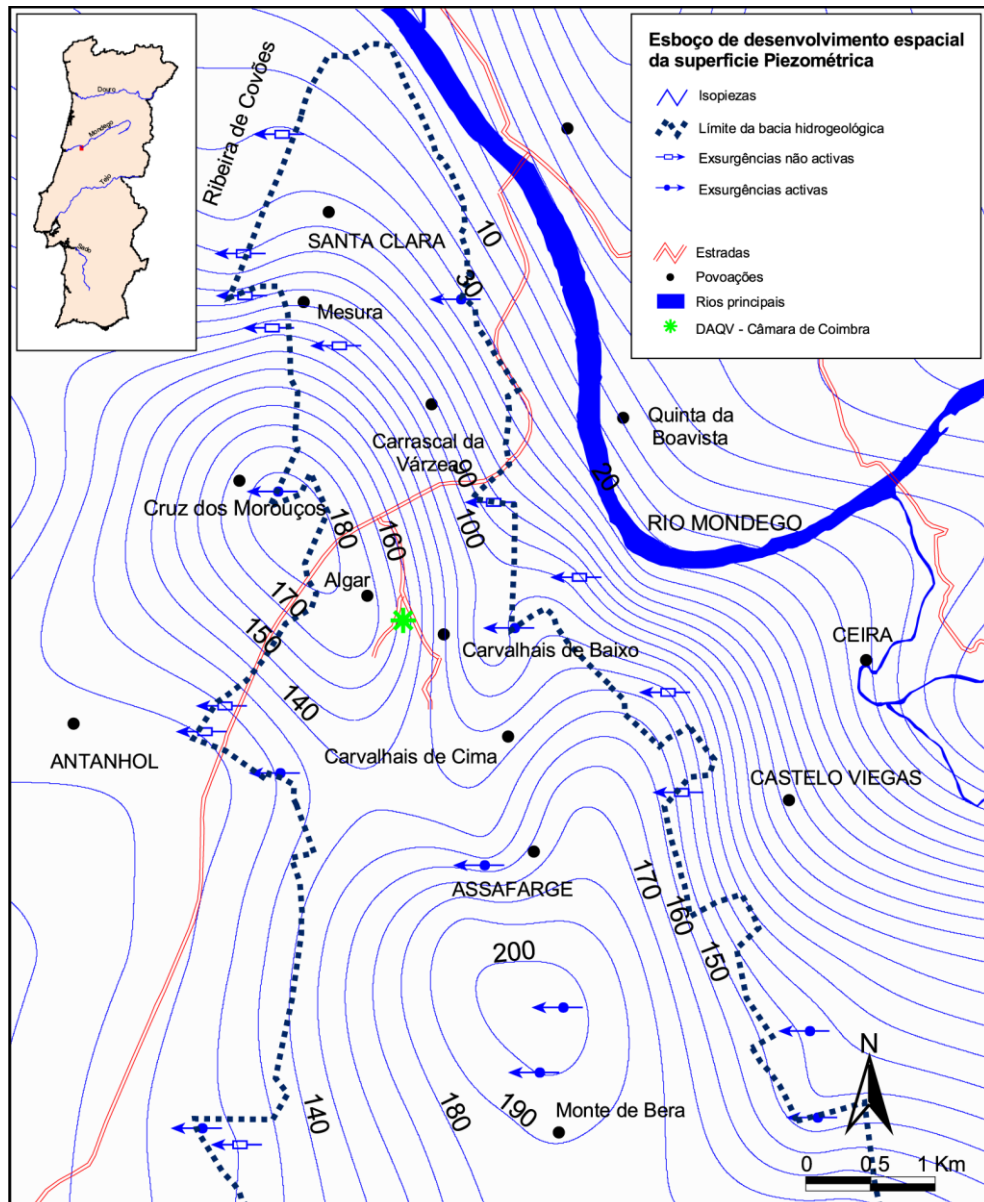


Fig. 135 – Desenvolvimento espacial da presumida superfície piezométrica na área em análise<sup>225</sup>.

<sup>225</sup> É importante evidenciar como os dados de profundidade da presumível superfície piezométrica local, foram recolhidos nos poços incluídos nos limites do afloramento das rochas calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**. Fora destes limites, a reconstituição da superfície piezométrica (isopiezas) é exclusivamente extrapolada pelo *software* utilizado na representação cartográfica e portanto presumivelmente pouco atendível.

Seja como for, a falta de dados de traçagens hidrológicas, juntamente com os dados que apontam para a existência de um carso subterrâneo bastante entupido por depósitos com um certo grau de impermeabilidade, a presença de níveis margosos impermeáveis intercalados com as rochas calco-dolomíticas e consequente presença de águas muito superficiais na área (2-8 metros desde a superfície topográfica), apontam mais claramente para uma circulação hídrica subterrânea muito complexa.

## 6.2.2 O funcionamento hidrológico atual

Em função das características hidrogeológicas à escala local é possível fazer algumas considerações no que diz respeito à esquematização do sistema cársico que caracteriza o **Grupo de Coimbra**. Em geral, num maciço rochoso fissurado e carsificado, a infiltração, a circulação subterrânea, o caudal nas exurgências e as variações dos parâmetros físico-químicos das águas subterrâneas são todos fortemente condicionados pelas características físicas do sistema. A estes parâmetros associam-se dois mecanismos importantes que regulam a circulação das águas subterrâneas: a transmitividade das cargas hidráulicas e a velocidade efetiva do fluxo hídrico. A primeira (onda de pressão), está ligada às variações dos níveis hídricos nos diferentes setores de um sistema. A velocidade de fluxo corresponde à transferência efetiva da água. Os dois mecanismos condicionam as características geoquímicas das águas de descarga do sistema nas exurgências e, de certa forma, também os valores dos caudais.

Um aquífero em rochas carbonatadas é caracterizado por uma extrema heterogeneidade do retículo de fluxo hídrico, constituídos por horizontes altamente permeáveis, que em geral ocupam um volume muito reduzido (cavidades cársicas de grandes dimensões), e amplos setores com permeabilidade reduzida, como fraturas e outras. As condutas cársicas, em função da disposição espacial e organização no aquífero, podem constituir percursos preferenciais para o fluxo (coletores principais e secundários), ou podem representar reservatórios complexos (drenagem interdependente). Os primeiros são percursos para verdadeiros rios subterrâneos com caudais muito variáveis que, no caso de precipitações intensas, podem transformar-se, em pouco tempo, em impetuosos cursos de águas (velocidade muito alta). Os segundos constituem grandes reservatórios de água acumulada em tempos muito longos e que alimentam constantemente a rede de drenagem subterrânea principal. A complexa e densa rede de descontinuidades mecânicas que às vezes interagem com a rede de drenagem principal, constitui horizontes menos permeáveis de um sistema cársico, onde as águas têm uma velocidade muito reduzida.

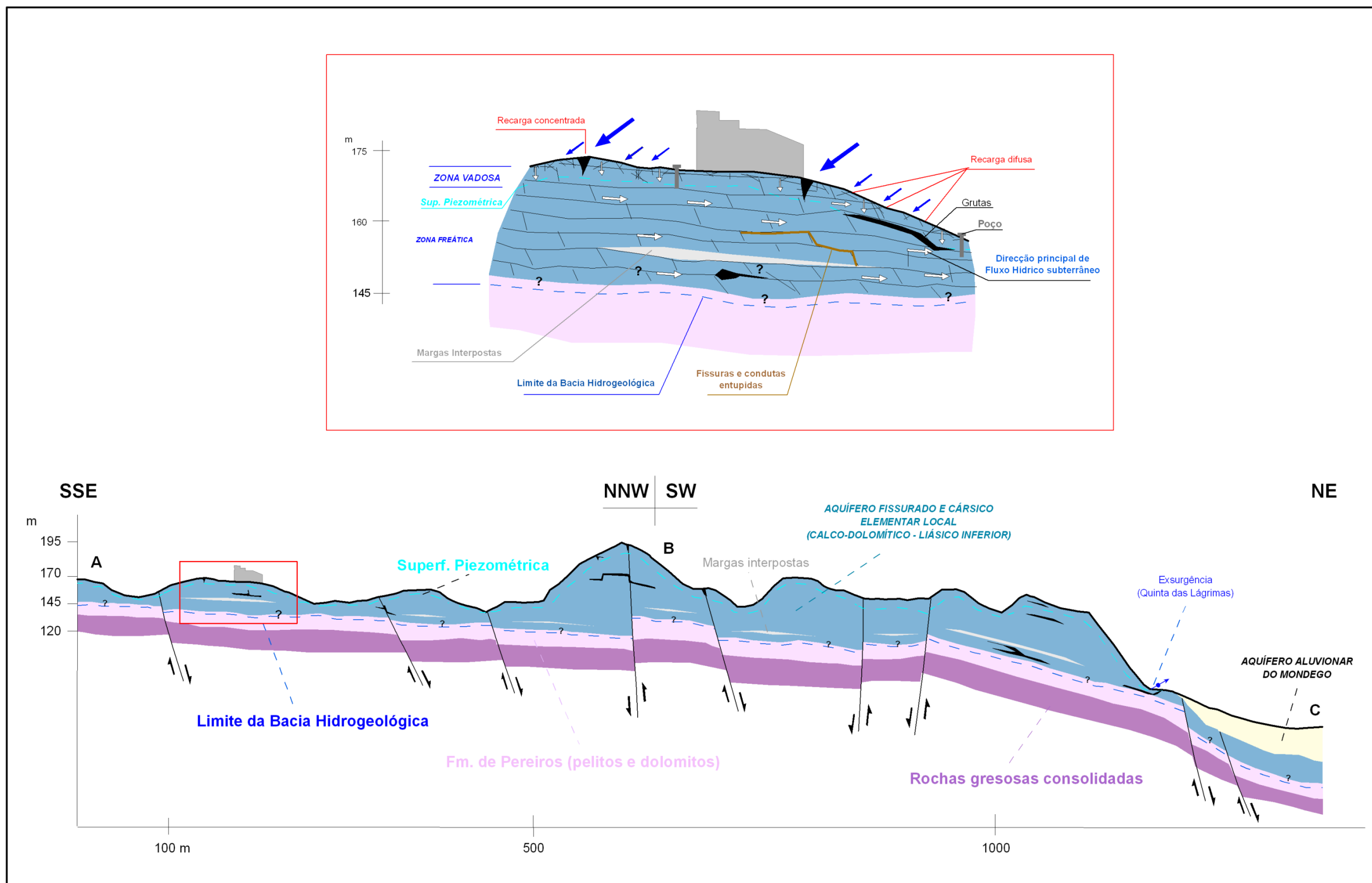


Fig. 136 – Corte geológico e hidrogeológico esquemático entre a zona setentrional da área em estudo e o Rio Mondego (a localização em planta está representada na Figura 133)



Portanto, em função da arquitetura da rede de drenagem, é possível distinguir num sistema cársico: **A)** sistema com rede de drenagem dominante, **B)** sistema com rede de drenagem interdependente e **C)** sistema com rede de circulação dispersa, que, muitas vezes podem corresponder também a diferentes graus de desenvolvimento no tempo do carso (maturo, intermédio e juvenil – VIGNA, 2001). Na realidade a circulação hídrica nos aquíferos carbonatados é muito mais complexa, pois podem reconhecer-se situações intermédias em que, num mesmo sistema, coexistem duas ou mais destas tipologias, seja em sentido vertical seja no sentido horizontal.

No caso do sistema cársico local que se desenvolve em correspondência com as rochas calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**, as características litológicas, estruturais, hidroquímicas e do tipo de drenagem subterrânea reconhecidas, permitem colocar o sistema no modelo “**B**”. Trata-se de um sistema cársico que se desenvolve em colinas bastante fraturadas, com descontinuidades distribuídas de maneira não homogénea, mais ou menos carsificadas e muitas vezes entupidas por depósitos detríticos (paleocarso). A zona não saturada (vadosa) é caracterizada pela ausência de verdadeiros coletores principais, ainda que possam ser encontradas algumas cavidades com desenvolvimento vertical prevacente, e outras de abatimento, sendo, em regra, pouco profundas. Algumas destas cavidades, quando não estão entupidas, apresentam alguma circulação hídrica aquando da ocorrência de precipitações significativas (por exemplo a parte final da Gruta dos Alqueves inclinada na direção das camadas rochosas). Estas raras condutas representam as vias preferenciais de fluxo subterrâneo até aos sectores mais profundos do sistema. Localmente, a carsificação na zona vadosa é bastante reduzida, com uma circulação hídrica imposta pelas redes de fraturas pouco alargadas. Algumas vezes é possível encontrar também algumas condutas cársicas com desenvolvimento horizontal que testemunham a existência de antigos níveis freáticos que se desenvolveram em condições morfológicas e hidrogeológicas bastante diferentes (ver capítulo 5).

No sector setentrional, na área de Coimbra, a uma profundidade que varia entre os 2 e os 8 metros, a julgar pela profundidade da água dos poços, começa a zona saturada, constituída por uma série de condutas e fraturas carsificadas de modo diferenciado e ligadas entre si. Nesta zona reconhece-se uma superfície piezométrica muito articulada e complexa, com variações por vezes muito marcadas em consequência de uma permeabilidade variável. Esta última característica determina a dificuldade que a rede cársica tem em eliminar rapidamente o volume hídrico que lhe chega desde a superfície; prova disso são o atraso que, em geral, as exurgências do sistema apresentam na resposta aos eventos de chuva e a baixa variabilidade dos caudais, em relação aos outros modelos de aquíferos cársicos (no entanto, registam-se picos de cheia em concomitância com os principais eventos de chuva).

A uma escala mais pormenorizada, devido à existência de um **aquífero fissurado/cársico parcialmente entupido**, as águas que se infiltram no subsolo ficam presas nas fissuras e condutas das rochas calco-dolomíticas e, em ocasião de eventos de chuvas bastante intensos, retornam à superfície através dos diversos poços realizados para o aproveitamento das águas para uso agrícola, assim como testemunhado em trabalho de campo. Portanto, neste caso, os materiais poluentes que eventualmente caracterizam estas águas podem ter como destino final as diferentes produções agrícolas da área, com óbvias repercussões na saúde das populações que consomem os produtos alimentares. Este último cenário, naturalmente, assume aqui um carácter de hipótese dado que não existem estudos aprofundados neste sentido.

## 6.3 VULNERABILIDADE INTRÍNSECA

### 6.3.1 Conceito de vulnerabilidade para os aquíferos

A gestão da qualidade e quantidade de água disponível no Planeta foi reconhecida, já há algum tempo, como uma das prioridades europeias. Neste sentido foi instituído o projeto **COST action 65** (*COST = “European Cooperation in the Field of Scientific and Technical Research”*), com o objetivo de estudar os aspetos hidrogeológicos de proteção dos aquíferos cársicos. Um sistema de proteção e de controlo global tem de ser baseado na definição de zonas de proteção, no desenvolvimento de um plano de utilização do solo, nos modos de exploração do recurso água, na melhoria das técnicas de tratamento dos materiais poluentes e dos sistemas de monitorização.

Utilizado na teoria do risco, o **conceito de vulnerabilidade** procura traduzir as consequências previsíveis, sobre o ser humano e a sociedade, de um fenómeno natural. Pode ser avaliada de diferentes modos, desde o valor económico-financeiro dos prejuízos (análise custo-benefício) e a quantidade de energia necessária para reparar as perdas e danos, as chamadas técnicas multicritério em que se conjugam diversos elementos (DAUPHINÉ, 2001).

No entanto, no caso do risco de poluição dos aquíferos, a vulnerabilidade é um conceito que se prende com a probabilidade de ocorrência, intensidade e extensão espacial da poluição, conceito muito relativo e, por esta razão, muitos autores distinguem uma **vulnerabilidade intrínseca** (natural) de uma **vulnerabilidade específica** (*COST Action 620*, 2003). A vulnerabilidade intrínseca depende basicamente das características geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas da área. Por seu turno, a vulnerabilidade

específica toma em consideração todos estes fatores, mas acrescenta-lhes a localização dos possíveis pontos de contaminação e a natureza do produto contaminante.

No caso da área em análise, devido à falta de dados sobre os eventuais contaminantes que possam poluir as águas subterrâneas, tentou-se modelizar exclusivamente a vulnerabilidade intrínseca ou natural, definida como a “*suscetibilidade dos sistemas aquíferos, nas diferentes porções que o compõem e nas diferentes situações geométricas e hidrodinâmicas, para receber e difundir, também mitigando os efeitos, um poluente fluido ou hidroveiculado de maneira tal que produza um impacto na qualidade das águas subterrâneas, no espaço e no tempo*” (COST Action 620, 2003).

Tendo em vista a avaliação do grau de vulnerabilidade intrínseca dos aquíferos existem diferentes metodologias para obter uma estimativa próxima da realidade, através da utilização de um procedimento aplicável em diferentes situações, como, por exemplo, o DRASTIC (ALLER *et al.*, 1987), o GOD (FOSTER, 1987), o SINTACS (CIVITA, 1994), etc., que consideram uma multiplicidade de fatores, como as características geológicas, o tipo de descarga hídrica subterrânea, a quantidade de precipitação e a proteção em condições de sobrecarga (CIVITA, 1994). No entanto, no caso dos aquíferos fissurados e cársicos torna-se necessário ter em conta a especificidade deste tipo particular de geossistema e, por isso, foram desenvolvidas outras metodologias específicas como o EPIK (DOERFINGER & ZWAHLEN, 1988), RESK (MALÍK & SVASTA, 1999), RISKE (PETELET-GIRAUD *et al.*, 2001) e o COP (COST Action 620, 2003).

De entre todos estes métodos, no caso do sector setentrional das **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra, optou-se pelo COP que foi testado com sucesso em duas áreas cársicas no sul da Espanha e desenvolvido pelo Grupo de Hidrogeologia da Universidade de Málaga (VÍAS *et al.*, 2002).

#### **6.3.1.1 Utilização dos mapas de vulnerabilidade dos aquíferos**

Atualmente, os mapas de vulnerabilidade estão a ser integrados nos projetos de gestão ambiental. As novas regulamentações e os procedimentos de decisão para a proteção da qualidade das águas subterrâneas baseiam-se em dois conceitos principais: a proteção das exurgências e do recurso. Trata-se praticamente de definir zonas de proteção a montante e na envolvente das exurgências em função das características naturais. O objetivo principal da elaboração deste tipo de mapa é a individualização de diferentes áreas, com colorações distintas, em função do diferente grau de vulnerabilidade à contaminação das águas subterrâneas. Os mapas de vulnerabilidade intrínseca, juntamente com os

mapas dos pontos/áreas de perigo (que indicam a presença de uma possível contaminação concreta), podem permitir a realização de mapas de risco (que indicam a probabilidade com que um ponto/área de perigo determina um prejuízo real). As previsões sobre a vulnerabilidade de um aquífero têm uma validade muito relativa e, em muitos casos, os mapas são criados para obter uma estimativa rápida da suscetibilidade à poluição. A elaboração destes mapas baseia-se na necessidade de obter uma informação completa, correta, organizada e georreferenciada, oportunamente preparada e de fácil utilização. Um mapa de vulnerabilidade intrínseca oferece um cenário estatístico que territorializa a suscetibilidade específica dos sistemas aquíferos a conservar e a difundir um poluente. O objetivo é reduzir o risco de poluição das fontes contaminantes e, mais em geral, do ambiente.

Os mapas de vulnerabilidade podem ser produzidos a qualquer escala. O detalhe tem de ser adequado ao nível de planificação. A utilização das ferramentas SIG permite resolver muitos dos problemas da escala de representação. Mais importante parece ser a densidade e a distribuição das informações e a contínua atualização de maneira a poder fornecer cartografias que mostrem as mutações do território.

Enfim, tendo em consideração o facto de a valoração da vulnerabilidade ser muito útil nas decisões de preservação dos recursos hidropotáveis, o mapa de vulnerabilidade é consequentemente um precioso instrumento de planificação territorial e ambiental, na medida em que pode ser de ajuda na determinação de riscos potenciais em situações específicas. Assim, um mapa de vulnerabilidade deste tipo pode ser considerado também como um instrumento de prevenção.

### **6.3.2 Projeto *COST Action 620***

O *COST Action 620* (mapas de vulnerabilidade para a proteção dos aquíferos carbonatados – cársicos), iniciado em 1997 e elaborado a partir dos resultados do *COST action 95*, propõe uma metodologia objetiva para a avaliação da vulnerabilidade em sistemas cársicos, como é o caso da área em estudo. As indicações do *COST 620* baseiam-se no modelo *source-pathway-target* (fonte–percurso–destino) típico das gestões ambientais (**Fig. 137**). A fonte é o ponto ou pontos de descarga dos poluentes. O destino é o recurso hídrico que tem de ser protegido: no caso dos recursos hidropotáveis o destino é o aquífero subterrâneo; se tivermos em consideração a proteção dos pontos de captação hídrica, o destino são as exurgências e os poços. O percurso inclui o conjunto de elementos entre a fonte e o destino: para a proteção exclusivamente do recurso, o percurso tem a ver com as



condutas verticais nas coberturas (solos e sedimentos) e as rochas em que se encontra o aquífero subterrâneo; para a protecção das captações hídricas, o percurso inclui também o fluxo horizontal no aquífero.

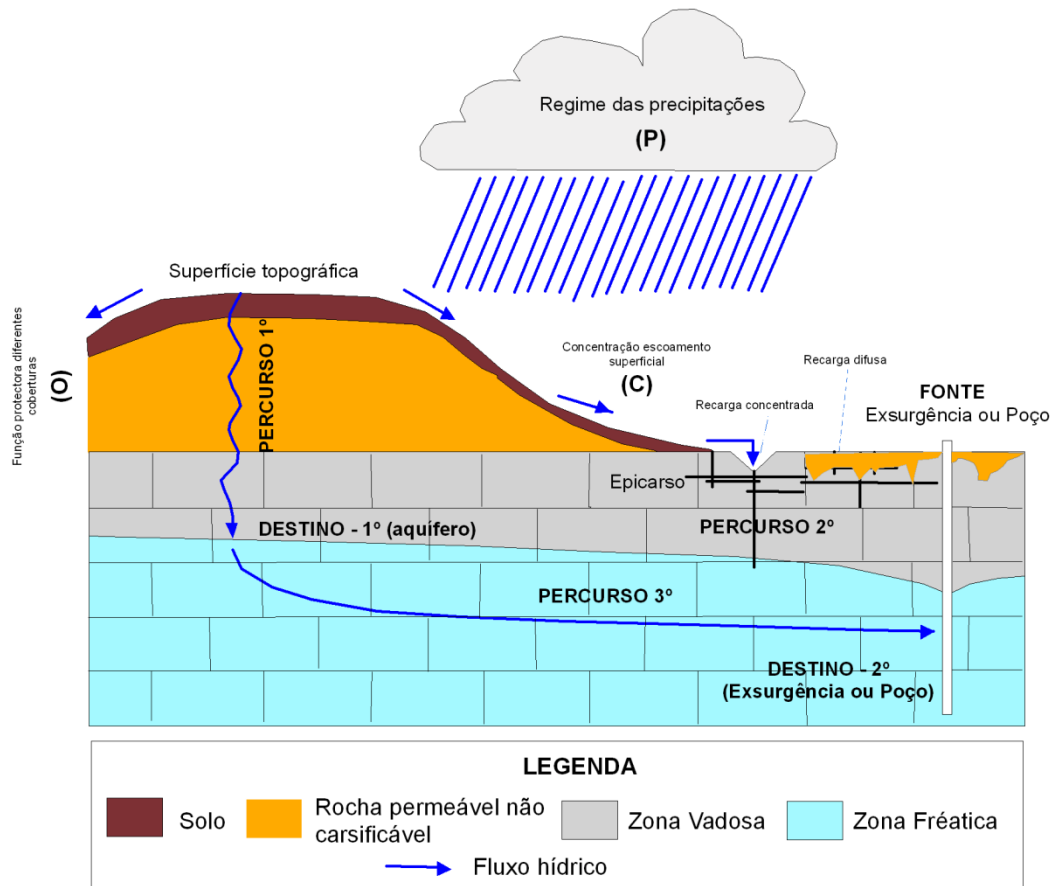


Fig. 137 – Modelo conceitual “fonte–percurso–destino” de gestão ambiental para a determinação da vulnerabilidade intrínseca de um aquífero cársico (in COST Action 620, 2003 - modificado).

Um aquífero cársico pode ser definido como um retículo de condutas interconectadas (com uma complexa geometria tridimensional) que confluem progressivamente para as zonas de acumulação freática e para as zonas de drenagem que correspondem às exsurgências de saída do sistema. A dinâmica do sistema hidrológico, que condiciona o processo de atenuação dos poluentes, é diretamente proporcional ao tempo de trânsito e inversamente proporcional à velocidade de filtragem e à dispersão. O nível de contaminação é determinado pelos processos de atenuação natural da poluição que se verificam entre a fonte poluente e o aquífero. Durante o percurso verificam-se muitas interações entre o solo, as rochas do subsolo, as águas e as substâncias poluentes que podem mitigar, também de uma forma muito relevante, o impacte da contaminação, determinando mutações no estado físico e na forma química dos poluentes. A vulnerabilidade depende, também, da heterogeneidade estrutural do sistema cársico, que

apresenta áreas de alimentação localizadas e difusas, uma elevada permeabilidade nas condutas próximas da superfície e uma baixa permeabilidade nos sectores não carsificados do maciço rochoso. As condições de infiltração determinam os modos de recarga do aquífero, que é definida, ainda, pelas propriedades do escoamento superficial (coeficiente de escoamento - velocidade). Estes elementos condicionam as características hidrodinâmicas do sistema e vulnerabilidade do aquífero e das exurgências cársicas através de três processos diferentes: a) infiltração concentrada das águas de precipitação nas entradas de grutas e nos cursos de água que as alimentam; b) infiltração através das coberturas detríticas (carso coberto), onde a vulnerabilidade é função da permeabilidade, da espessura e da capacidade de filtragem deste material; c) infiltrações difusas sobre o conjunto da área onde a vulnerabilidade é função do tempo que as águas precisam para chegar ao retículo cársico através do epicarso (Fig. 137).

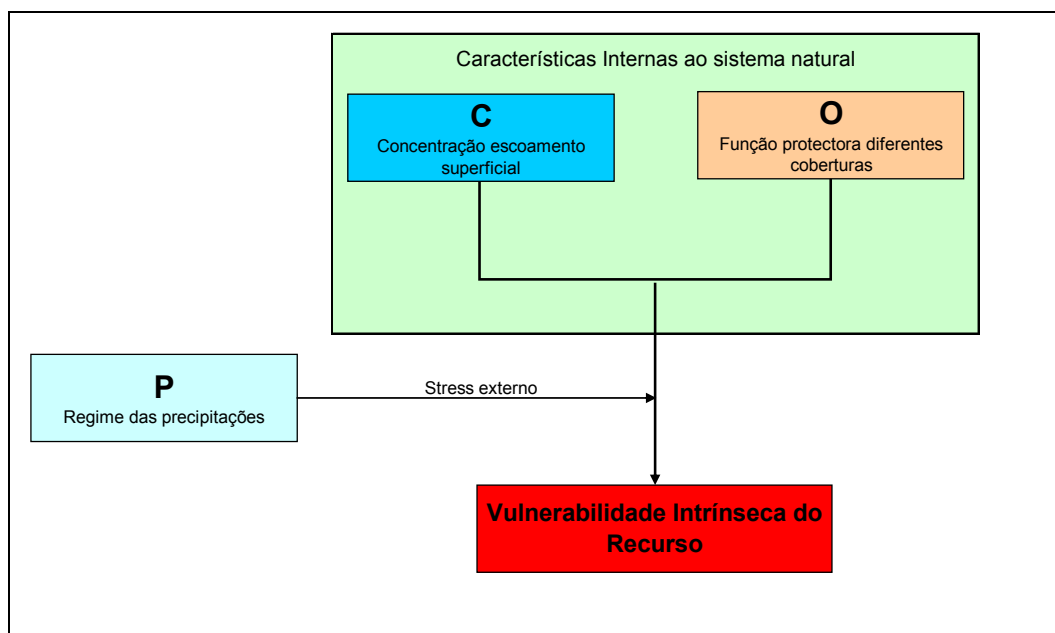
O próprio regime das precipitações influencia o modo de mitigação dos poluentes. Nas épocas de intensas precipitações e de cheias mais de metade das águas de infiltração escoam rapidamente através das condutas principais. Os processos de filtragem têm uma influência limitada mas o potencial de diluição dos poluentes é alto. Uma possível atenuação posterior verifica-se no momento em que os resíduos poluentes chegam à zona saturada, podendo sofrer diluição e, assim, uma concentração final que é função da velocidade, do caudal do fluxo e da dispersão que o aquífero produz. A atenuação da carga poluente é, portanto, função de diferentes parâmetros, entre os quais a litologia, a estrutura e a geometria do sistema hidrogeológico, a natureza do solo, os processos de interação física e hidrogeoquímica, que, conjuntamente, determinam a qualidade das águas subterrâneas e a mitigação da eventual poluição. Estas reacções dependem quer das características específicas do solo e do epicarso, quer das propriedades dos poluentes.

A complexidade dos fatores que é preciso considerar para a avaliação do grau de vulnerabilidade mostra como a proteção eficaz fornecida pelo sistema natural pode variar de modo muito drástico de sítio para sítio. Portanto, a avaliação da vulnerabilidade tem de ser feita caso a caso, em função das características específicas dos poluentes, do tipo de fonte (difusa ou pontual) e das modalidades de derramamento e transporte.

### **6.3.2.1 Aplicação e resultados**

Os fatores considerados para a elaboração do mapa de vulnerabilidade intrínseca do aquífero da área em estudo, tendo por base o modelo do *COST Action 620*, são: o tipo de concentração do escoamento superficial (C), a função protetora das diferentes coberturas (O) e o regime das precipitações (P) (Figs. 137 e 138).

Os fatores “C e O” representam as características internas do sistema natural e o fator “P” o *stress* externo aplicado ao mesmo sistema. O fator “C” considera a presença de pontos de recarga concentrada do aquífero cársico considerado, o declive e a vegetação. O Fator “O” considera a espessura e textura do solo, a litologia e a fraturação, a espessura de cada litologia e a tipologia dos aquíferos considerados. O fator “P” considera a precipitação anual média e a respetiva intensidade. Esta metodologia é designada como “COP”, que representa o acrónimo das iniciais em língua inglesa dos três fatores considerados.



**Fig. 138** – Esquema conceitual para a criação do mapa de vulnerabilidade intrínseca do recurso subterrâneo da área em análise (Fonte: *COST Action 620*, 2003 - modificado).

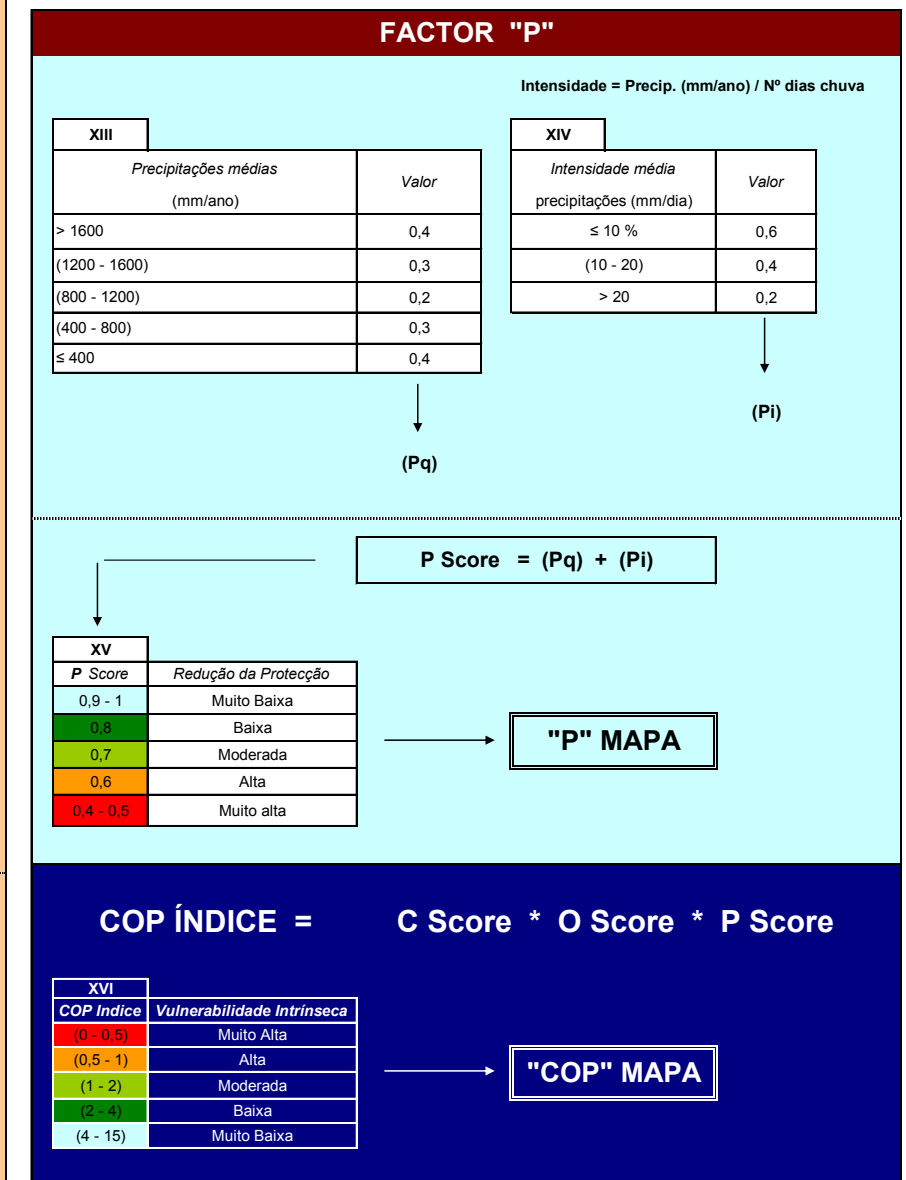
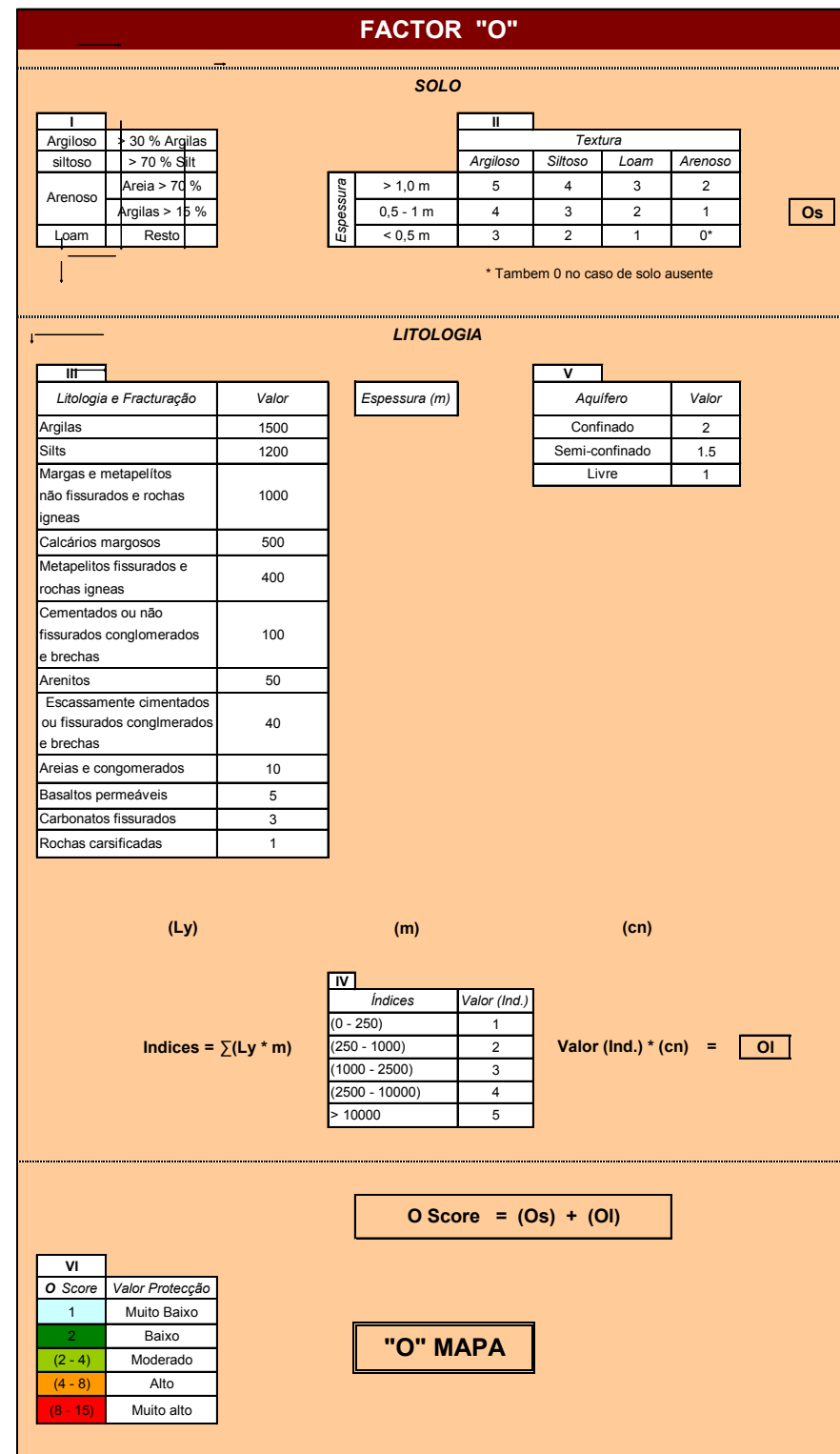
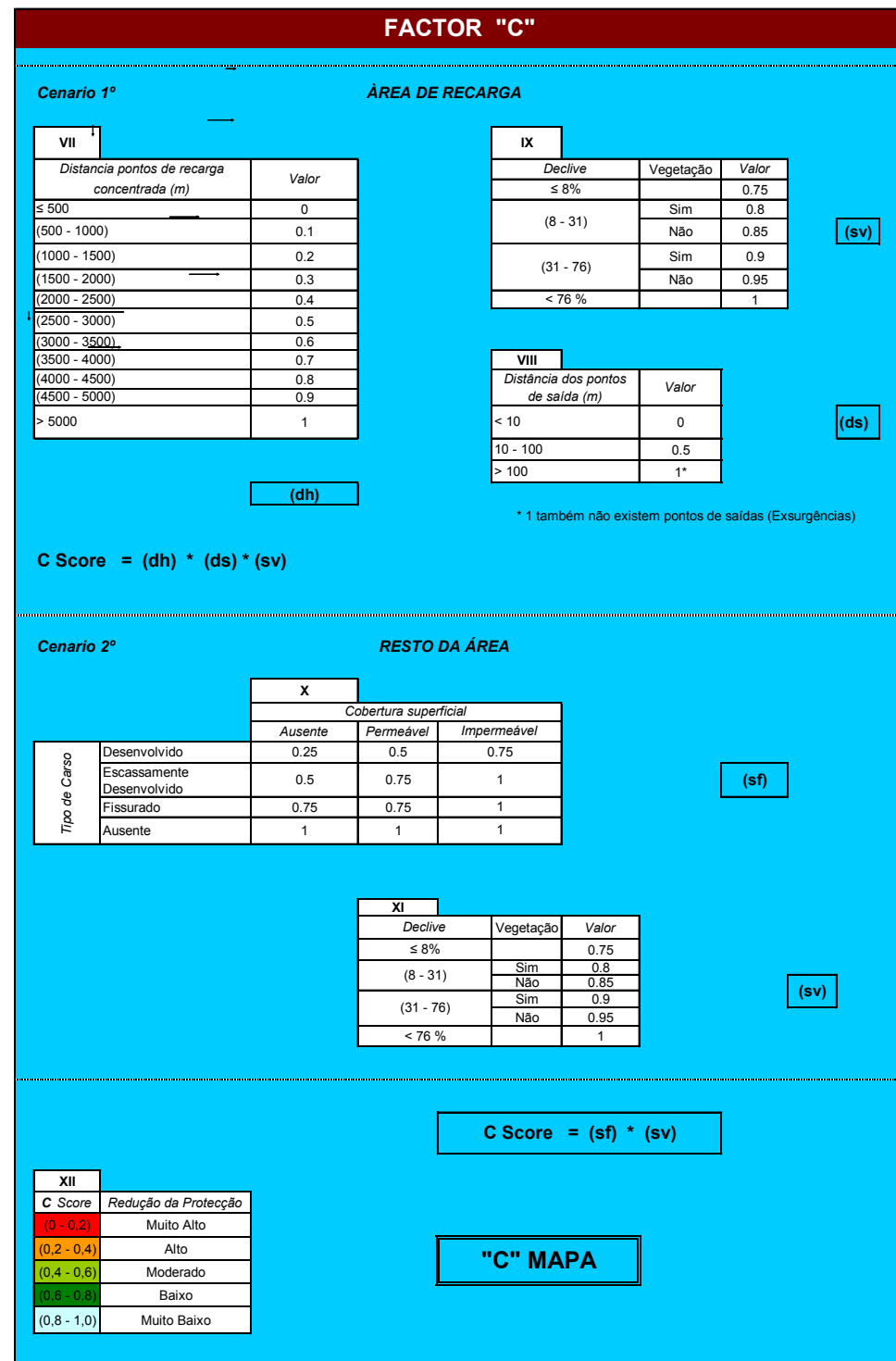
Para se poder utilizar na área em estudo a metodologia COP, teve que se partir do pressuposto que foram aceites duas condições fundamentais: 1) o eventual contaminante infiltra-se no subsolo através das águas da chuva; 2) o grau de contaminação depende das características hidrodinâmicas do sistema.

Os fatores C, O e P da área em estudo, foram quantificados e categorizados através da metodologia ilustrada e sistematizada na **Tabela 4**. Às diferentes variáveis consideradas, para cada fator, foi atribuído um valor numérico que representa o seu grau de importância relativa e, através de uma série de cálculos, determinaram-se os mapas de C, O e P em ambiente SIG.

O fator “O” permite descrever e quantificar de modo relativo a função de proteção dos eventuais contaminantes, nos diferentes níveis entre a superfície topográfica e o aquífero. Indica, na prática, a capacidade que a zona vadosa tem, através de vários

processos, de filtrar ou atenuar a contaminação e, portanto, de reduzir os efeitos negativos sobre as águas subterrâneas. Os fatores “C e P” são utilizados para corrigir o grau de proteção determinado através do fator “O”. Um evento contaminante que se verifica na superfície topográfica pode chegar ao aquífero, através das águas da chuva (P), de diferentes maneiras (recarga difusa, concentrada e mista) e o fator “C” indica o grau de concentração da entrada de água no sistema, que depende das estruturas cársicas que eventualmente existam e dos parâmetros que controlam o escoamento superficial (o declive, a vegetação e as propriedades do solo).

Por fim, o cruzamento dos mapas realizados para cada fator através de ferramentas SIG permitiu obter o **Índice COP = C \* O \* P** e, conseqüentemente, o mapa de vulnerabilidade intrínseca da área em estudo (**Tab. 139**). O mapa obtido mostra uma distribuição das áreas a diferentes vulnerabilidades bastante heterogénea, contudo revela uma coincidência com os tipos litológicos e conseqüentemente com as tipologias dos aquíferos. Como era de esperar, a área de afloramento das rochas calco-dolomíticas, juntamente com o aquífero aluvionar do Mondego, apresentam uma suscetibilidade de alta a muito alta. A estas duas junta-se a área de afloramento das coberturas areno-conglomeráticas do lado ocidental da área em estudo, bastante porosas, mas com aquíferos muito limitados e superficiais. No caso do aquífero calco-dolomítico observa-se também uma diferenciação entre a porção norte e sul. Esta última apresenta-se com uma percentagem maior de áreas com suscetibilidade muito alta, provavelmente isto fica a dever-se à diminuição, para sul, da densidade da malha urbana e periurbana com poder impermeabilizante.



Tab. 4 – Diagrama da metodologia COP com a diferenciação dos fatores C, O e P (in COST Action 620, 2003 – modificado).



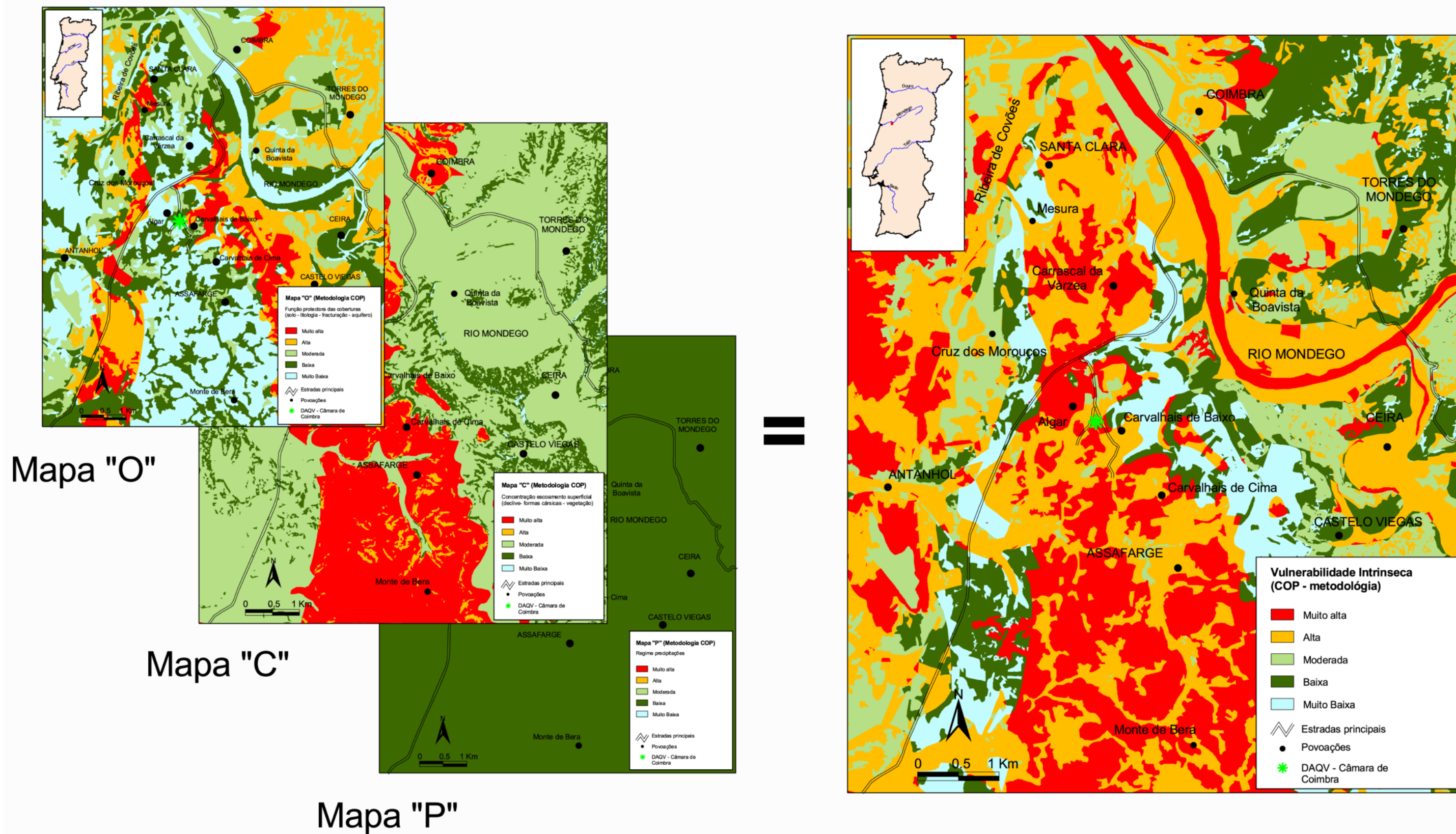


Fig. 139 – Mapa de vulnerabilidade intrínseca da área em análise segundo a metodologia COP (ver Tab. 4). De notar que o traçado do Rio Mondego não reflete uma ponderação correta por se tratar de um espelho de água.





Resumindo, nas **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra, a existência de formas cársicas de superfície e de algumas cavidades subterrâneas diretamente conectadas com a superfície, juntamente com uma fissuração elevada, determinam a presença de um aquífero elementar que, a uma escala local e de pormenor, se apresenta extremamente heterogéneo e mesmo fracionado, tanto no sentido horizontal, como no sentido vertical. Devido à anisotropia do aquífero fissurado e cársico, a suscetibilidade à poluição pode variar muito de local para local. Em regra, a fraca espessura da zona vadosa (não saturada), a ainda mais fraca espessura do solo e o elevado grau de fissuração do maciço rochoso limitam em muito o poder de autodepuração do sistema, com conseqüente aumento da suscetibilidade à poluição das águas da zona freática (saturada). O tempo que o poluente pode ficar nas águas da zona saturada está dependente da mobilidade e do tempo da sua entrada no sistema.

Em termos gerais, as águas da zona saturada têm uma escassa mobilidade, mas a presença de diferentes níveis hídricos na mesma secção, que se ficam a dever à presença de níveis margosos e a um carso essencialmente entupido por depósitos detriticos, implica velocidades diferentes devido aos diferentes valores de cargas hidráulicas, de capacidade e de características hidroquímicas para cada um dos níveis. Assim, enquanto uma parte dos poluentes fica presa nas zonas mais compactadas do maciço rochoso (blocos) onde se pode verificar uma acumulação progressiva, responsável pela contaminação das águas captadas pelos poços de exploração para regadio agrícola, no caso de condutas cársicas (grutas), libertas de depósitos, e devido a uma hidrodinâmica muito rápida, não se podem excluir situações em que, depois de um percurso subterrâneo bastante indefinido, os poluentes hidroveiculados cheguem, de modo difuso, ao aquífero aluvionar do Mondego, desde a Quinta da Boavista até ao Campo do Bolão.

Os dados recolhidos foram integrados nos procedimentos de cálculo do *COP (COST Action 620)* através de cálculos específicos, garantindo assim uma maior objetividade nos resultados finais. A utilização de ferramentas SIG facilitou a aplicação dos diferentes índices calculados para cada parâmetro considerado e a criação de uma base de dados georreferenciada que permitiu preservar as dimensões reais dos elementos em estudo, favorecendo a resolução gráfica das informações. No caso do COP foram aplicadas as noções que derivam do estudo direto do território, através de uma série de operações sobre os vários temas criados no SIG para descrever a variação dos parâmetros considerados. A automatização permitiu uma elevada velocidade dos procedimentos de cálculo, restituindo resultados de leitura imediata e uma cartografia de fácil interpretação, com óbvias potencialidades nas aplicações práticas nos diferentes níveis de processamento de um adequado sistema de Gestão e Ordenamento do Território.



## 1 SÍNTESE E CONCLUSÕES

---

Como se referiu na introdução deste trabalho, o seu objetivo principal prende-se essencialmente com a caracterização da carsificação que afeta o **Grupo de Coimbra** aflorante numa configuração morfo-estrutural específica – as **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra. Em particular, desde o princípio, aspirou-se a traçar um quadro evolutivo, através da determinação e interpretação dos **tempos de carsificação** do maciço lítico carbonatado local (**Colinas Dolomíticas**) a partir do contexto sedimentar em que se definiram as condições de suficiente suscetibilidade à carsificação (*i.e.* **pré-carso**).

Para chegar a este ponto adotou-se uma abordagem transdisciplinar em que o ponto de partida foi a caracterização sedimentológica e estratigráfica do corpo lítico carsificado, neste caso calco-dolomítico (**Grupo de Coimbra = formação de Coimbra + formação de S. Miguel**), de modo a evidenciar os eventuais condicionalismos deposicionais e diagenéticos que controlam o início, o modo e o grau de carsificação (ver capítulos 3 e 4). De seguida tentaram-se caracterizar as evidências cársicas atualmente observáveis num contexto geral de cariz essencialmente descritivo em que se relacionam coberturas, formas e estruturas tectónicas, todas inseridas num contexto de debate sobre a evolução regional do relevo - alargado ao espaço do **Baixo Mondego** (ver capítulo 5). Não se quis deixar de analisar também outros aspetos da geodinâmica externa, apesar da sua clara abordagem parcial, mais de cariz hidrogeológico, de modo a ter uma ideia de como se processa a dinâmica cársica atual, assim como na tentativa de avaliar a sua vulnerabilidade intrínseca (ver capítulo 6). Importa, agora, reunir os entendimentos adquiridos durante as diferentes abordagens realizadas na elaboração de uma breve síntese sobre os **tempos da carsificação** no quadro local, e posteriormente, transpô-los para o contexto regional/suprarregional em que se realiza uma correlação com os principais maciços, serras e planaltos carbonatados da Orla meso-cenozoica Ocidental Portuguesa.

No remate final, apontam-se as principais conclusões a que se conseguiu chegar com este trabalho, assim como as principais fragilidades nele incluídas e as eventuais prospetivas de investigação futura.

### 1.1 TEMPOS DA CARSIFICAÇÃO

Tendo em conta que numa sucessão sedimentar carbonatada os (paleo)carsos se desenvolvem em associação com descontinuidades sedimentares de várias ordens, a ocupar distintas posições estratigráficas (em diferentes configurações) (*sensu* CHOQUETTE & JAMES, 1988), na síntese final deste trabalho procura-se tirar partido das leituras

estratigráficas e sedimentológicas realizadas para o **Grupo de Coimbra**, nomeadamente na identificação e caracterização das fácies/microfácies deposicionais, das superfícies de descontinuidade, assim como das respetivas estruturas sin e pós-deposicionais associadas e das interpretações geomorfológicas (relação entre a cobertura sedimentar siliciclástica, as formas cársicas e a fraturação), para identificar as principais **fases de carsificação** (à meso-escala - local) que caracterizam as **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra. A uma escala de análise de tipo macro, uma ou mais destas fases permitem individualizar diferentes **períodos de carsificação** em que se relacionam fases de (paleo)carsificação, variações eustáticas e/ou climáticas. Não é pois de estranhar que a tectónica e a subsidência regional assumam aqui um papel fundamental.

### 1.1.1 Tipologia e fases de carsificação

Tendo por base a classificação proposta em KLIMCHOUK & FORD (2000), em que se propõe uma sequência ideal de carso(s) e paleocarso(s) no contexto diagenético de uma sucessão carsificável, sistematizam-se sobre as várias **fases e tipologias de (paleo)carso(s)** que afetaram o **Grupo de Coimbra** (Fig. 140). De acordo com estes autores, a partir do momento em que a rocha carbonatada se deposita, esta é exposta a uma variedade de condições (*i.e.* diagénese precoce, soterramento, deformação e soerguimento), onde cada fase diagenética detém um impacto específico sobre a carsificação.

No caso específico do **Grupo de Coimbra**, que estrutura as **Colinas Dolomíticas** na região **Coimbra-Penela**, parece haver evidências de um **carso eogenético**, assim como foi demonstrado durante a análise das suas transições de fácies. No entanto, as únicas evidências encontradas dizem respeito a uma micro-paleocarsificação (dissolução à escala milimétrica, preenchimentos brechóides de fendas e respetiva cimentação) que aponta para um estágio muito incipiente da carsificação eogenética com exposições subáreas efémeras/intermitentes e insuficientes (juntamente com as características climáticas quente e semiáridas vigentes) para desenvolver uma carsificação mais expressiva intra-sinemuriana (**Fase 1**). No entanto, há possíveis evidências de uma fase local ligeiramente mais desenvolvida (a uma meso-escala) na passagem Sinemuriano/Pliensbaquiano (?) (**Fase 2**).

Após um carso eogenético, a carsificação pode não atuar durante a mesogénese e passar diretamente para um carso nu (*open karst sensu* KLIMCHOUK, 1997), durante a telogénese. No entanto, não parece ser este o caso das **Colinas Dolomíticas** onde se aponta a presença de um carso intraestratal (materializado essencialmente pelas pequenas cavidades de inter/intraestrato descritas e, eventualmente, pelas maiores cavidades isoladas com possível origem hipogénica) com o desenvolvimento de um **carso subjacente** (*subjacente karst*) (**Fase 3**) (parte superior do Jurássico Inferior ao Jurássico Médio) onde unidades solúveis

(essencialmente calco-dolomíticas) são incluídas entre unidades insolúveis (e.g. unidades mais margosas e calco-margosas do Pliensbaquiano e Toarciano). Este **carso mesogenético** relaciona-se com uma recarga hídrica essencialmente de tipo profundo, em condições geralmente confinadas (i.e. hipogénica).

De seguida, na sequência ideal de carso(s), passa-se a um **carso exposto** de tipo **desnudado** (*denuded karst*) (**Fase 4**), quando as unidades insolúveis sobrepostas são completamente removidas pela erosão. Esta fase 4, no caso das **Colinas Dolomíticas** pode corresponder à passagem Jurássico Médio-Superior; no entanto, trata-se de uma fase de carsificação não observada à escala local mas inferida exclusivamente da comparação com o maciço carbonatado vizinho (fundamentalmente do Jurássico Médio) de Sicó-Alvaiázere (CUNHA, 1990b).

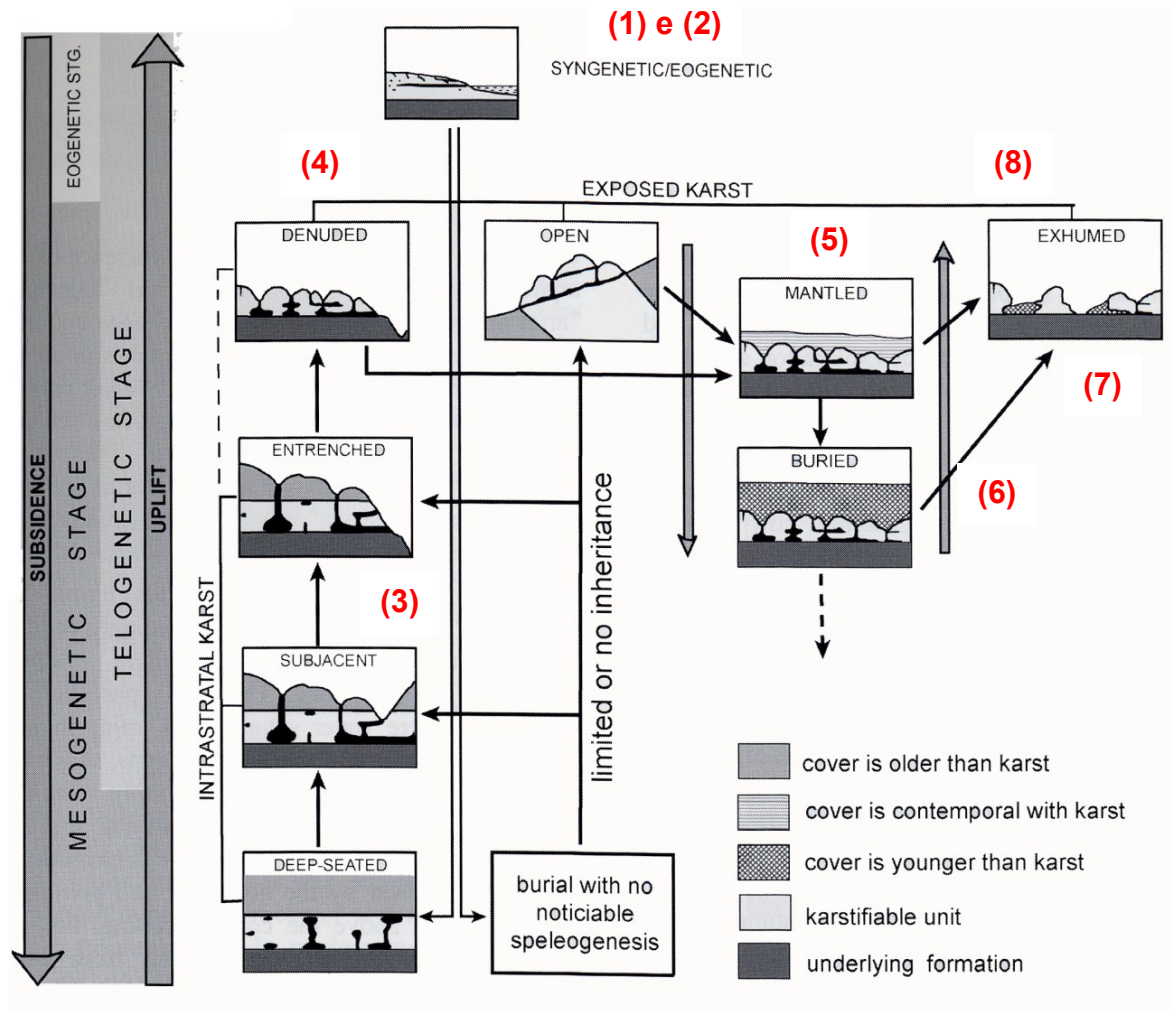
Durante o Cretácico Inferior, após uma intensa carsificação essencialmente superficial, o carso desnudado passa diretamente para um enterramento (**paleocarso**) por parte de uma cobertura insolúvel contemporânea da carsificação (**carso em manto** - *mantled karst*) e/ou mais recente (parte superior do Cretácico Inferior: essencialmente siliciclástica – **Formação de Figueira da Foz**) que define um **carso enterrado** (*buried karst*) (**Fase 5**). Durante esta fase admite-se uma carsificação anterior à sedimentação da **Formação de Figueira da Foz**, já que depósitos continentais em tudo semelhantes a estes soterram uma superfície onde se distinguem fendas e pequenas depressões fechadas, com um relevo pouco saliente. Após o enterramento, a carsificação pode continuar sob a cobertura através da atuação de processos de **cripto-corrosão**.

No longo período que vai desde o Cretácico Superior ao Miocénico, a área é sujeita a vários processos de exumação, cripto-corrosão e novos enterramentos. Conforme as considerações de caráter morfo-estrutural realizadas infere-se uma importante fase espeleogenética durante este tempo que permite o início do desenvolvimento das principais cavidades encontradas na região; nesta fase verifica-se uma alternância entre um **carso exumado** (*exhumed karst*) e um **carso repetidamente enterrado** (**Fase 6**).

Ainda na esfera da telogénese do **Grupo de Coimbra**, a **Fase 7** deve corresponder essencialmente à passagem Pliocénico-Plistocénico com levantamento tectónico generalizado e nova fase de carsificação superficial e subterrânea (**carso exumado**), seguida por novo enterramento das formas cársicas e cripto-corrosão.

No resto do Quaternário, a um continuado trabalho de cripto-corrosão se associa uma fraca espeleogénese (**Fase 8**) com alargamento das poucas condutas subterrâneas pré-existentes (essencialmente por abatimento de teto/paredes e por corrosão devida às águas de condensação – sensu DUBLYANSKY *et al.*, 2000) e precipitação de mantos estalagmíticos.

Cada fase/tipologia de (paleo)carso(s) distinta tem um efeito sobre a seguinte, embora algumas formas cársicas anteriores possam tornar-se abandonadas (*i.e.* relíquias).



**Fig. 140** – Esquematisação das tipologias de (paleo)carso(s) e dos relativos ambientes espeleogenéticos para o **Grupo de Coimbra**, na região Coimbra-Penela, com base na classificação de KLIMCHOUK & FORD (2000). (1) e (2) – Base do Jurássico Inferior (sedimentação calco-dolomítica, pré-carso e importantes modificações da porosidade com possível carsificação ligada a exposições impostas por impulsos tectónico locais); (3) – Parte superior do Jurássico Inferior e Jurássico Médio (subsidência e sedimentação com possível desenvolvimento de uma espeleogénese de tipo hipogénica?); (4) – Passagem Jurássico Médio-Superior (possível fase de carsificação, não observada à escala local mas inferida por comparação com os maciços carbonatados vizinhos); (5) – Cretácico Inferior (carsificação importante, enterramento e prosseguimento da carsificação sob cobertura); (6) – Cretácico Superior a Miocénico (cripto-carsificação, exumação, endo-carsificação importante e fases de enterramento); (7) – Passagem Pliocénico-Plistocénico (levantamento tectónicos e nova fase de carsificação superficial e subterrânea, seguida por novo enterramento parcial e cripto-carsificação); (8) – Quaternário (continuação da carsificação sob cobertura e fraca espeleogénese).

### 1.1.2 Períodos de carsificação: do local ao regional

Múltiplas e complexas fases de carsificação - com **(paleo)carso(s)** claramente **poligénicos e polifásicos** - foram reconhecidas e analisadas em diferentes porções da Orla meso-cenozoica Ocidental Portuguesa através de uma abordagem essencialmente de cariz

geomorfológico e/ou hidrogeológico (MARTINS, 1949; CRISPIM, 1986b, 1995; CUNHA & SOARES, 1987; CUNHA, 1990b; DIMUCCIO, 1998, 2002, 2004, 2011; RODRIGUES, 1998; DIMUCCIO & CUNHA, 1999; DE MARCO & DIMUCCIO, 1999; SOARES, 1998/2001; ALMEIDA, 1997, 2001; CUNHA & DIMUCCIO, 2002, 2008a; entre outros).

Ao considerar os principais maciços, serras e planaltos carsificados da Orla Ocidental, e de uma forma esquemática, admite-se uma história geológica comum em que é evidente um “primeiro tempo” (*sensu* SOARES, 1998/2001), durante o Caloviano superior - Oxfordiano inferior – *i.e.* **período Jurássico**, sob condições climáticas quentes e húmidas e campos tectónicos ainda essencialmente distensivos (Fig. 141). Foi durante esta fase que se originaram alteritos castanho-avermelhados na Serra dos Candeeiros - Maciço Calcário Estremenho. AZERÊDO *et al.* (1998, 2002) admitem emersão e carsificação das unidades carbonatadas do Jurássico Médio da Serra dos Candeeiros através do reconhecimento de uma superfície de erosão associada a uma lacuna estratigráfica muito significativa na passagem entre o Jurássico Médio e Superior<sup>226</sup>. Esta descontinuidade é recoberta por argilitos ferruginosos, carvões e/ou calcreto ligados a intensos processos pedogenéticos a indicar uma evolução sob condições climáticas de tipo sazonal mas com a estação chuvosa dominante a proporcionar carsificação e mobilização de minerais de ferro; subsequentemente, o clima mantém-se sazonal, mas marcado por fases mais áridas dominantes, o que proporciona a formação de calcretos (AZERÊDO *et al.*, 1998, 2002). No entanto, desta possível primeira fase jurássica de carsificação não se tem hoje evidências de caráter morfológico importantes, apesar das evidências estratigráficas (Descontinuidade Jurássico Médio/Jurássico Superior) (= Descontinuidade D9 em SOARES *et al.*, 1993a).

A um “segundo tempo” (*sensu* SOARES, 1998/2001) corresponde o prosseguir da carsificação de forma subaérea durante o início do Cretácico (Neocomiano) – *i.e.* **período pré-Cretácico**, antes do soterramento generalizado de uma superfície fundamentalmente dolinizada, normalmente com dolinas em concha ou selha, por uma cobertura essencialmente arcossarenítica imatura continental (**Formação de Figueira da Foz**). Esta fase de carsificação decalca a **Superfície Neocomiana** de VANNEY & MOUGENOT (1981) (= **Aplanação ante Formação de Figueira da Foz** em FERREIRA, 1998/2001; SOARES, 2006b) (= descontinuidade inter-aptiana, Aptiano médio em HISCOTT *et al.*, 1990; DINIS & TRINÇÃO, 1991). A este tempo corresponde também a formação de argilas caulínicas em fácies bauxíticas com concreções de ferro (**Argilas Hiperluminosas de Andorinha**) (GOMES, 1965, 1991; SOARES, 1966; DE MARCO & DIMUCCIO, 1999), a preencher parcialmente o carso aberto (dolinas quase sempre em selha) nos calcários do Jurássico Médio (Bajociano-Batoniano inferior) do Planalto de Outil/Cantanhede (DIMUCCIO, 1998). Após o soterramento

---

<sup>226</sup> Na Serra da Arrábida, alteritos da mesma idade constituem um verdadeiro paleossolo complexo (argilito vermelho e crusta de calcreto, em associação com depósitos coluviais) associado à **Brecha da Arrábida** (WRIGHT & WILSON, 1987; PREGO, 2008), indicador de exposição subaérea e carsificação acentuada.

cretácico<sup>227</sup>, a carsificação ter-se-á mantido através de desenvolvimentos essencialmente de tipo cripto-cársicos, sob cobertura, sobretudo nos períodos mais húmidos (Fig. 141).

Num quadro de passagem a campos tectónicos essencialmente compressivos, a partir do Cretácico Superior (Fig. 141), e de uma clara degradação climática (condições tropicais e subtropicais), essencialmente durante o Paleogénico e o Miocénico, correspondem exumações de blocos (soerguimento diferencial dos relevos carbonatados), remobilizações das coberturas cretácicas (exumação diferenciada do carso) e uma reorganização fluvial e fluvio-cársica da paisagem – *i.e.* **período pré-Pliocénico**. Estas novas condições de soerguimento (com aumento da energia do relevo de forma muito diferenciada entre os maciços considerados), e consequente exumação das formas cársicas superficiais, vão favorecer também o desenvolvimento do **carso subterrâneo**<sup>228</sup>, com as estruturas tectónicas de direção N-S, NNE-SSW e NW-SE a NNW-SSE a deter a maior importância para a espeleogénese. A remobilização das coberturas essencialmente cretácicas, durante o Oligocénico-Miocénico, no quadro das oscilações climáticas inferidas por ANTUNES & PAIS (1984) de uma certa aridez, traduz-se no Maciço de Sicó-Alvaiázere pela deposição de materiais siliciclásticos, conglomeráticos e vermelhos a acastanhados de um provável Messiniano (**Depósitos poligénicos vermelhos**) (CUNHA, 1990b; SOARES 1998/2001) (possivelmente equivalentes aos **Depósitos limo-arenosos avermelhados com terra rossa** sobre o Planalto de Outil-Cantanhede) (DIMUCCIO, 1998; DE MARCO & DIMUCCIO, 1999; DIMUCCIO & CUNHA, 1999) e as **litofácies siliciclásticas B e C** evidenciadas neste trabalho; e pelos outros, siliciclásticos, imaturos, conglomeráticos e vermelhos sobre o Maciço Calcário Estremenho atribuídos ao Oligocénico (MARTINS, 1949). Nas bordaduras do Maciço Calcário Estremenho, a este tempo corresponde uma sedimentação lacustre carbonatada (ANTUNES & PAIS, 1992) que poderia apontar para uma intensificação da ablação química (carsificação) com possível atividade espeleogénica a montante, no Maciço (CRISPIM, 1995).

Ao **Pliocénico superior** corresponde uma possível reativação de um desenvolvimento vertical do carso com os **Poljes de Minde e Alvados**, no **Maciço Calcário Estremenho**, já em funcionamento (CRISPIM, 1995). Reconhece-se uma fase marinha transgressiva essencialmente pliocénica (**Depósitos gresosos com “bichouro”**<sup>229</sup> e **Areias finas da Sr<sup>a</sup> da**

---

<sup>227</sup> SOARES & PENA DOS REIS (1984) apontam para uma erosão mecânica (com possível carsificação...!) bastante ativa durante o Cretácico final de pequenos e localizados relevos carbonatados que irão fazer parte do atual **Maciço de Sicó-Alvaiázere**, com base na presença de um nível conglomerático, no topo da **Formação de Taveiro** (PENA DOS REIS, 1983), com calhaus que macroscopicamente lembram os calcários do Jurássico Médio. Tal fato indicaria um primeiro levantamento do **Maciço de Sicó-Alvaiázere**, síncrono com o do **Maciço Calcário Estremenho** mais a sul, já durante o Cretácico terminal, assim como nos dão conta FERREIRA *et al.* (1988), mas sem uma clara diferenciação morfológica dos maciços em causa e com uma cobertura siliciclástica persistente e importante na área de estudo.

<sup>228</sup> MONTEIRO (2007), citado em SOARES *et al.* (2010), aponta para uma fase de carsificação durante o Miocénico inferior – Burdigliano - evidenciada através de estruturas de colapso sobre bancadas carbonatadas da **Formação da Galé** (HEIMHOFER *et al.*, 2012), na Praia da Foz da Fonte em Sesimbra.

<sup>229</sup> Pequenos seixos amarelados (a rondar os 1-2 cm) de quartzo e quartzitos muito bem rolados mas com baixa esfericidade e de clara origem marinha litoral (TEIXEIRA *et al.*, 1979; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980; SOARES *et al.*, 1985a).



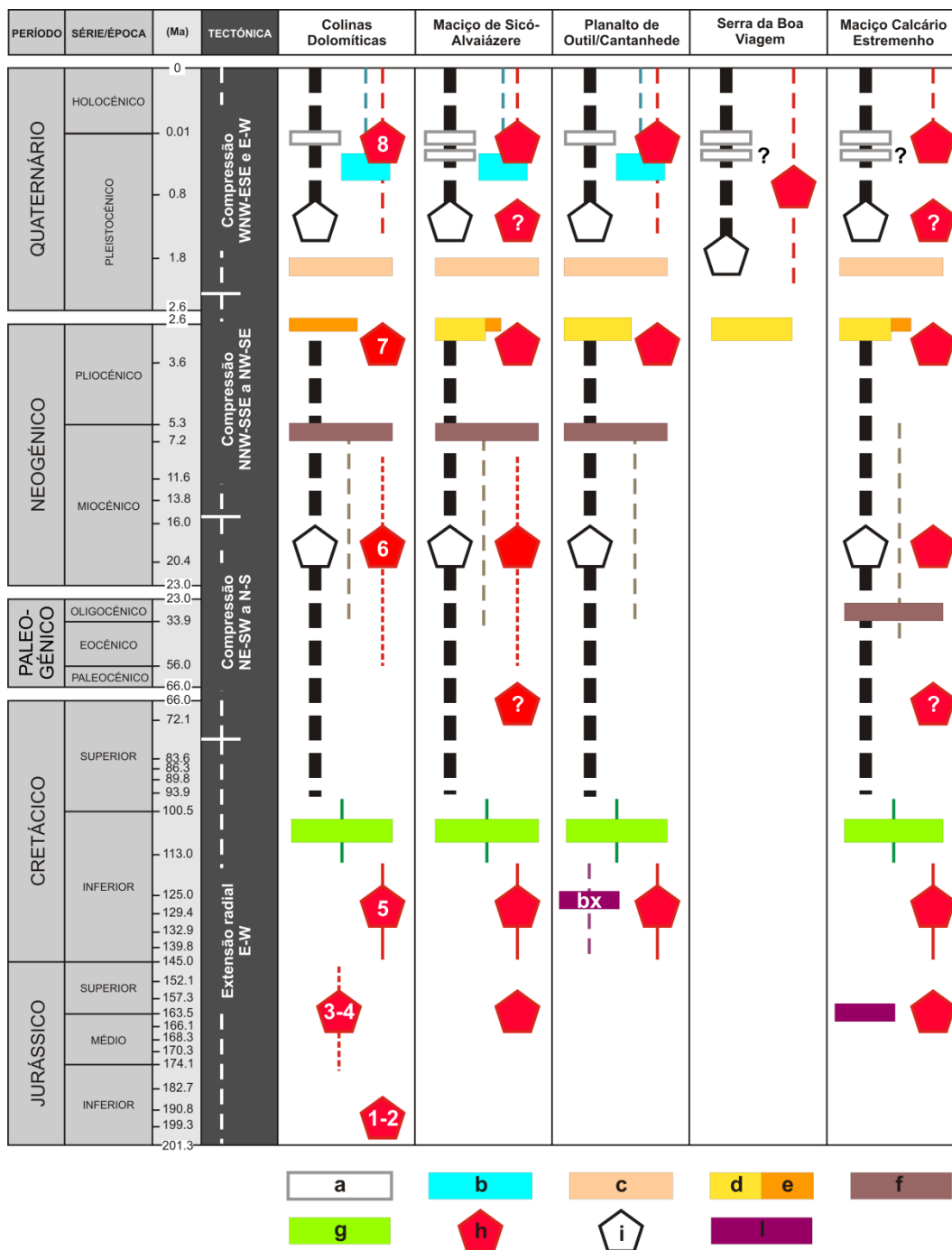
**Estrela** de CUNHA, 1990b - Maciço de Sicó-Alvaiázere - possivelmente equivalentes das **Areias de Cordinhã** e do **Conglomerado de Gordos** de BARBOSA *et al.*, 1988 - Planalto de Outil-Cantanhede), com sedimentação continental na área de estudo (**Formação de Antanho**), que aparentemente tem parcialmente recoberto, ainda uma vez mais, as regiões consideradas. Sucessivamente, reconhecem-se condições de instabilidade com exumação de paleoformas e remeximentos progressivos dos materiais siliciclásticos (cretácicos, paleogénicos, neogénicos e pliocénicos) ainda conservados sob a(s) superfície(s) casificada(s) existentes. Alguns destes materiais de remeximento voltaram a preencher, parcialmente ou totalmente, lapíás e depressões fechadas (**Depósitos de derrame – Peixeiro-Arifana – com “bichouro”** de CUNHA, 1990b - Maciço de Sicó-Alvaiázere<sup>230</sup> - possivelmente equivalentes das **Areias avermelhadas** de DE MARCO & DIMUCCIO, 1999 - Planalto de Outil-Cantanhede - e com os **Depósitos com “confeitos”** de MARTINS, 1949 - Maciço Calcário Estremenho) com elementos detríticos das coberturas cretácicas continentais, assim como de aquelas essencialmente marinhas do Pliocénico (os ditos “bichouros”). Nas Colinas Dolomíticas a este período, possivelmente Plistocénico inferior, corresponde a deposição de toda uma série de sedimentos essencialmente fluvio-torrenciais (**Conglomerados de Espírito Santo e de Peixeiro**, assim como as **Areias Vermelhas do Ingote**) (SOARES *et al.*, 2007) que praticamente tendem a preencher as formas cársicas pré-existentis entretanto exumadas.

Uma intensa carsificação já francamente quaternária (**Figs. 141**), na dependência dos últimos paroxismos tectónicos de levantamento e da fraturação nos maciços considerados, é bem evidente através da deposição marginal de **tufo calcários e travertinos**<sup>231</sup>, eles mesmos carsificados - **período Pliocénico-Quaternário**. Já parcialmente exumada das suas coberturas areno-conglomeráticas no caso do Maciço de Sicó-Alvaiázere, Planalto de Outil-Cantanhede e Colinas Dolomíticas, mal recoberta ainda, no caso da Serra da Boa Viagem, o relevo vai sendo modelado por processos fluviais e cársicos, a que se juntam, sobretudo nos períodos mais frios, outros de evolução das vertentes através de mecanismos de desagregação mecânica relacionados com o gelo no solo (gelifração = crioclastia) e de transporte (solifluxão), por vezes a funcionar em simultâneo. É nesta fase mais recente que parece ter havido os últimos retoques da paisagem subterrânea que, embora possa parecer genericamente mais recente do que a que se desenvolveu à superfície, também ela é claramente polifásica e poligénica.

---

<sup>230</sup> De acordo com CUNHA (1990b) e DIMUCCIO & CUNHA (1999), estas condições que terão presidido à fase principal de formação destes depósitos coluviais de remeximento podem ser comparadas com as que terão estado na origem das **Areia vermelhas do Ingote** de SOARES *et al.* (1985a), que atualmente afloram essencialmente na margem direita do Rio Mondego, a altura de Coimbra, e atribuídas ao Plistocénico inferior.

<sup>231</sup> A deposição de corpos carbonatados continentais ricos em fragmentos orgânicos (de ambientes lacustres e/ou palustres – *i.e.* **tufo calcário e travertino**) evidencia uma clara disponibilização de soluções suficientemente concentradas, sobressaturas em carbonatos, como consequência de uma intensa ablação química (carsificação e/ou cripto-carsificação) a montante. MENDES (1974, 1985) aponta para uma carsificação intensa nos períodos relativamente mais quentes (interglaciares), sendo que nos períodos mais frios (glaciares) corresponderia o encaixe da rede hidrográfica. No entanto, períodos frios mas suficientemente húmidos podem apresentar também carsificação face à maior capacidade de dissolução do CO<sub>2</sub> nas águas frias mas com reduzida (ou nula) precipitação química dos carbonatos devido também a uma sensível redução da vegetação na proximidade das exsurgências como consequência de um eventual congelamento das águas (CUNHA, 1990b).



**Fig. 141** – Quadro interpretativo e esquemático regional das múltiplas e complexas fases de carsificação até hoje documentadas nos principais maciços, serras e planaltos carbonatados da Orla meso-cenozoica Ocidental Portuguesa. No caso das **Colinas Dolomíticas** os números de 1 a 8 correspondem às distintas **fases de carsificação** definidas neste trabalho. (a) Depósitos com crioclastos – *grêzes e groizes* - ligados aos períodos mais frios do Plistocénico; (b) Tufo calcário e travertino; (c) Depósitos poligénicos siliciclásticos continentais resultantes do remeximentos progressivos das coberturas mais antigas (cretácicas, paleogénicas, neogénicas e pliocénicas); (d) Depósitos essencialmente marinhos siliciclásticos; (e) Depósitos siliciclásticos continentais, fanglomerados, equivalentes laterais dos depósitos (d); (f) Depósitos poligénicos siliciclásticos continentais resultantes do remeximentos progressivos das coberturas essencialmente cretácicas; (g) Cobertura siliciclástica, arcossarenítica imatura, continental; (h) Fases de carsificação importante (um ou mais fases definem, à escala regional, um período de carsificação); (i) Carsificação sob cobertura siliciclástica (cripto-corrosão); (l) Alteritos complexos castanho-avermelhados (bx = argilas em fácies bauxíticas). Os traços contínuos e descontínuos verticais indicam a extensão temporal certa e incerta, respetivamente, do elemento/processo considerado. As fases tectónicas consideradas são as documentadas em KULLBERG *et al.* (2013). A escala geocronológica utilizada é a de COHEN *et al.* (2013).

## 1.2 REMATE

De seguida sistematizam-se as principais conclusões a que o presente estudo conduziu:

- 1) Com base na descrição pormenorizada de algumas dezenas de afloramentos, onde se realizaram colunas estratigráficas de pormenor, 21 das quais utilizadas num exercício de correlação à escala local, propõe-se um **quadro litostratigráfico formal** para o **Grupo de Coimbra = formação de Coimbra + formação de S. Miguel**, na região Coimbra-Penela;
  - a. Apesar do seu claro domínio carbonatado, a **formação de Coimbra** (atribuída ao Sinemuriano inferior à base do Sinemuriano superior?) é constituída por uma grande variedade de litótipos e apresenta-se com características estratonómicas também muito diversificadas, mas com uma aparente tendência estrato-decrescente da base para o topo (métrica a decimétrica). De forma geral, observa-se um claro carácter alternante entre associações líticas, onde se reconhecem pelitos/argilitos (ocasionalmente margosos e/ou gipsíferos) com tons variegados (localmente espessos) e dolomitos maciços cristalinos/micríticos azoicos (por vezes siltosos e ricos em matéria orgânica) (*mudstone*) a bioclásticos/peloidais (*packstone/grainstone*). Reconhecem-se também distintas tipologias de brechas calco-dolomíticas vacuolares, arenitos dolomíticos e calco-dolomíticos (por vezes biodetríticos, com estratificação/laminação paralela a entrecruzada) e, por fim, dolomitos oolíticos/peloidais e/ou bioclásticos (*wackestone* a *grainstone/floatstone*, com fraca estratificação/laminação entrecruzada) interstratificando com dolomicritos ferruginosos/argilosos, por vezes muito pouco fossilíferos e localmente bioturbados (*mudstone* a *wackestone*). A expressão vertical das litofácies reconhecidas diretamente no campo, juntamente com a avaliação da sua variação lateral, permitiram subdividir a **formação de Coimbra** em três conjuntos líticos (unidades **M1**, **M2** e **M3**), com propriedades faciológicas/estronómicas distintas e limitados por superfícies de descontinuidade principais;
  - b. A **formação de S. Miguel** (atribuída ao Sinemuriano superior à base do Pliensbaquiano) é constituída por uma sucessão litológica heterogénea mas, ao mesmo tempo, estratonomicamente mais regular, por comparação com a **formação de Coimbra** subjacente. De forma geral observa-se uma sucessão quase contínua, de baixo para cima, de dolomicritos impuros (essencialmente argilosos e/ou ricos em matéria orgânica - amarelados a acastanhados-acinzentados) maciços e localmente bioturbados, muito pouco fossilíferos (*mudstone* a *wackestone*), dolomitos calcários e calcários dolomíticos alaranjados, em estratos decimétricos a métricos, por vezes ligeiramente mais fossilíferos (*mudstone* a *packstone*). Na base, os dolomitos margosos, em estratos decimétricos, interstratificam com margas laminadas

amareladas e/ou acinzentadas em estratos finos a muito finos (normalmente peliculares). Aponta-se, neste corpo basal, a presença de bancadas isoladas de quartzarenitos (com carácter arcósico local e com cimento carbonatado) cinzento-esbranquiçados. Na porção intermédia reconhecem-se alguns estratos (ou bancadas) de calcários completamente recristalizados (calcário microcristalino) com estruturas típicas em *boxworks*. Os últimos ~30±10 m da unidade são caracterizados por termos mais margosos (calcários margosos acinzentados, por vezes calcários negros ricos em matéria orgânica), fossilíferos e bioturbados (*mudstone* a *wackestone*), com acentuada diminuição do carácter dolomítico; estes tornam-se mais calcários (cinzento-esbranquiçados) e biodetríticos/fossilíferos (*wackestone* a *packstone/floatstone*, com fraca estratificação/laminação entrecruzada relíquia) para o topo, ambos interstratificando com margas cinzentas e/ou amareladas normalmente peliculares ou pouco espessas. Os níveis calco-margosos (por vezes ricos em matéria orgânica) e mais fossilíferos da metade superior da **formação de S. Miguel** registam a presença de uma abundante macrofauna bentónica (Braquiópodes e Bivalves) e muito raros fragmentos de macrofauna nectónica (amonites). A expressão vertical das litofácies reconhecidas diretamente no campo, juntamente com a avaliação da sua variação lateral, permitiram subdividir a **formação de S. Miguel** em quatro conjuntos líticos (unidades **M4, M5, M6 e M7**), com propriedades faciológicas/estratonómicas distintas e limitados por superfícies de descontinuidade principais;

- c. O limite entre as duas formações coloca-se entre as unidades **M3** e **M4** e corresponde a uma superfície com carácter erosivo local que apresenta indício de exposição subaérea de muito curto prazo (intermitente/efémera com micro-paleocarsificação muito localizada) e possivelmente ligada a impulsos tectónicos sin-sedimentares intra-sinemurianos.
  - d. No total, o **Grupo de Coimbra**, na região Coimbra-Penela, apresenta uma espessura entre os 60 até 110 m, nomeadamente com a **formação de Coimbra** que atinge os 20±10 m de espessura em Coimbra e os 45±10 m na região de Penela; e a **formação de S. Miguel** com 50±10 m de espessura em Coimbra e 60±10 m na região de Penela;
- 2) As 15 fácies reconhecidas traduzem a existência de uma série de ambientes/subambientes deposicionais, distribuídos lateralmente desde uma **faixa perimareal** até à **transição na passagem rampa interna/intermédia** (respetivamente acima e em torno do nível-base da ondulação normal), passando por dois ambientes submareais interpostos - o **lagunar**, essencialmente restrito, e um **complexo de barreira**. A integração dos resultados obtidos através da análise de fácies e as considerações de carácter sequencial estabelecidas (a que se junta a interpretação da evolução vertical do cortejo argiloso, em particular na possível discriminação da relação paleoclimática seco vs. húmido) permitem apresentar um quadro paleoambiental evolutivo à escala da área de estudo (local) em que se reconhece uma fase

transgressiva de longo-termo evidenciada pelo aprofundamento progressivo do sistema carbonatado, com ambientes que vão desde *sabkha* a hemipelágicos, sugerindo uma retrogradação geral entre um **sistema costeiro/perimareal** (Hetangiano-Sinemuriano inferior, possivelmente até a base do Sinemuriano superior) e um **sistema de rampa carbonatada** que começa a desenvolver-se na segunda metade do Sinemuriano superior;

- 3) No caso da **dolomitização** maciça-estratiforme que caracteriza a base do **Grupo de Coimbra** admite-se um sistema costeiro/perimareal relativamente aberto, que permitisse trocas de águas entre os ambientes/subambientes mais proximais e o mar aberto. Nestas condições as ondas de tempestades proporcionam a recarga hídrica da planície perimareal, concentração (por evaporação) dos fluidos e formação de finas crostas superficiais de dolomite (primária), com possível atividade microbiano/bacteriana associada. Nesta fase, ao longo das faixas intermareal inferior e submareal pouco profunda, pode ocorrer a dolomitização de preenchimento de icnofósseis, ao contrário da dolomitização por refluxo que, se ocorrer, é claramente negligenciável em quantidade. Durante os períodos de abaixamento do nível médio do mar a presença de um sistema de barreira limita (mas não totalmente) as trocas de águas marinhas entre o mar aberto e a laguna, com esta última a tornar-se num ambiente penesalino. Nestas condições proporciona-se uma circulação de refluxo com fluidos hipersalinos a mesohalinos que determinam a formação de horizontes dolomitizados pouco profundos, controlados pelas flutuações de alta frequência do nível de base. Neste contexto, os corpos de arenopelitos/argilitos que interstratificam com as camadas dolomitizadas perimareais podem atuar como aquitardo, convertendo assim a circulação descendente para um refluxo paralelo à estratificação. O mesmo discurso pode fazer-se para as superfícies de descontinuidade erosivas e para as superfícies endurecidas submareais dos ciclos anteriores que podem bloquear a penetração dos fluidos mais em profundidade e/ou favorecer uma circulação lateral;
  
- 4) No caso da **desdolomitização** evidencia-se a íntima relação entre este processo e a **carsificação** com a possibilidade do primeiro ser responsável pela ocorrência de estruturas cariadas (corroídas), porosas e mais permeáveis que determinam o aparecimento de horizontes preferenciais para a circulação hídrica subterrânea. Estes horizontes, claramente heterogéneos e com uma alta porosidade vacuolar podem ser comparados aos "**fantômes de roche**" ou "**ghost-rock structures**" de QUINIF (1999, 2010), pois trata-se do produto de uma alteração por dissolução *in situ* que pode ainda desenvolver-se numa forma cársica (e.g. uma cavidade). Embora este processo de **ghost-rock karstification**, por definição, não siga necessariamente um controlo estratigráfico, mesmo assim pode ser integrado na "**Hipótese do Horizonte Embrionário**" de LOWE (1992) onde se configura como um dos aspetos preludiais no desenvolvimento de um horizonte (ou fratura – *i.e.* **inception fractures** *sensu* LOWE & WATERS, 2014) mais suscetível a dar início

(*inception*) ou a influenciar a gestação e o desenvolvimento de uma cavidade cársica subterrânea;

- 5) A sucessão carbonatada da base do Jurássico Inferior, na região Coimbra-Penela, apesar do carácter essencialmente dolomítico e da presença de níveis areno-pelito/argilosos e margosos interpostos, mostra alguma **carsificação** (à meso-escala), sendo visíveis vários aspetos ligados a **micro-carsificação**. Todos os tipos de formas cársicas observadas (*e.g.* lapiás, dolinas e algumas cavidades) são, na maioria dos casos, totalmente/parcialmente preenchidas por uma **cobertura siliciclástica pós-jurássica** (autóctone e/ou alóctone), o que aponta para uma natureza **paleocársica**.
- 6) A origem dos **depósitos de preenchimento cársico** relaciona-se essencialmente com remobilizações progressivas das coberturas sedimentares siliciclásticas do Cretácico Inferior, do Pliocénico e do Plistocénico, com ocasionais misturas. Entre os materiais com afinidades às coberturas cretácicas distinguem-se os sedimentados diretamente em lapiás, poços de dissolução e dolinas, que comprovam uma carsificação pré-cretácica, e os que sofreram um transporte superficial e/ou endocársico. No caso dos depósitos de preenchimento cársico mais ligados às coberturas plio-pleistocénicas, os resultados obtidos apontam para uma remobilização muito perto da fonte de alimentação ou mesmo uma deposição fluvio-torrencial *in situ* que aproveita os sulcos cársicos superficiais meandriformes (lapiás) e/ou um transporte e sedimentação endocársica com carácter fluvial, em cavidades pré-existent;
- 7) No caso das formas cársicas mais superficiais que se apresentam com uma tendência de desenvolvimento principal de acordo com as direcções NE-SW e NNE-SSW a N-S, mais raramente NNW-SSE, admite-se uma carsificação que aproveita descontinuidades mecânicas na rocha encaixante com orientações compatíveis com as direcções de fratura atribuídas a fase tectónica distensiva radial E-W mesozoica;
- 8) No caso do carso subterrâneo, tendo em conta as direcções de fraturas preferenciais no desenvolvimento dos algares, admite-se um início da carsificação subterrânea, na área em estudo, a partir, pelo menos, do Cretácico Superior – Miocénico segundo descontinuidades mecânicas na rocha compatíveis com o regime transpressivo pirenaico NE-SW e progressivamente abertas pelo *stress* compressivo bético onde se reconhece uma tensão horizontal compressiva máxima essencialmente NNW-SSE (paroxismo durante o Miocénico superior). A abertura das fendas proporciona a possibilidade destas serem atravessadas pelos fluidos agressivos (ascendentes e/ou descendentes) que, desta forma, podem carsificar a rocha carbonata encaixante, sobretudo na intersecção com horizontes embrionários;

- 9) A posição estratigráfica muito específica das formas cárnicas reconhecidas à meso-escala é aqui entendida como sendo a consequência direta de uma alta heterogeneidade de fácies/microfácies e contrastes de porosidade (deposicional e suas modificações diagenéticas). Assinala-se aqui o contributo de uma circulação hidráulica eficaz através do desenvolvimento de uma macro/meso permeabilidade (secundária) no corpo lítico carbonatado, controlada pelas discontinuidades sin e pós-deposicionais - planos de estratificação, falhas e diaclases. Estas conexões hidráulicas influenciam e controlam significativamente os processos iniciais de formação do carso subterrâneo (*i.e. inception*), bem como o grau de carsificação, durante as fases meso/telogenética do **Grupo de Coimbra**;
- 10) Reconhece-se uma múltipla e complexa carsificação - com **(paleo)carso(s)** claramente **poligénicos e polifásicos** – que inclui 8 fases (à escala local) integradas em 4 períodos à escala regional: **período Jurássico** (compreende as Fases 1, 2, 3 e 4), **período pré-Cretácico** (compreende a fase 5), **período pré-Pliocénico** (compreende a fase 6) e o **período Plio-Quaternário** (compreende as fases 7 e 8). A cada fase corresponde uma determinada tipologia de (paleo)carso: Fases 1 e 2 = Carso eogenético; Fase 3 = Carso subjacente de tipo intraestratal, possivelmente hipogénico (?); Fase 4 = Carso exposto desnudado; Fase 5 = Carso em manto a enterrado; Fases 6 e 7 = uma alternância entre um carso enterrado e um carso exumado; Fase 8 = Carso exumado;
- 11) Finalmente, as características geológicas e geomorfológicas locais, juntamente com as condições hidrogeológicas, permitiram descrever o aquífero fissurado e cársico local e definir, em grandes linhas, o seu funcionamento atual. De seguida, determinou-se o grau de interconexão entre a superfície topográfica e o aquífero em profundidade para poder estimar a variabilidade espacial da área. Os dados recolhidos foram integrados nos procedimentos de cálculo do COP (*COST Action 620*) para avaliação do grau de vulnerabilidade intrínseca do aquífero carbonatado, garantindo assim uma maior objetividade nos resultados finais. A utilização de ferramentas SIG facilitou a aplicação de diferentes índices calculados para cada parâmetro considerado e a criação de uma base de dados georreferenciada que permitiu preservar as dimensões reais dos elementos em estudo, favorecendo a resolução gráfica das informações. O mapa de vulnerabilidade intrínseca elaborado mostra um aquífero fissurado/cársico e parcialmente entupido (paleocarso) com elevada a muito elevada suscetibilidade à contaminação.

### 1.2.1 Algumas questões em aberto

Com o intuito de fechar, por agora, este trabalho, deixam-se aqui algumas questões em aberto que não se teve a possibilidade de investigar mais em detalhe por várias razões, entre

as quais se destaca uma clara incapacidade em julgar todos (ou quase todos) os fenómenos intervenientes, ou mesmo a inaptidão de traspor/integrar o que se observa e interpreta à escala local para uma escala de análise mais geral. Para além disto, tudo o que foi aqui tratado insere-se numa área da geologia, assim como da geografia, que enfatiza muito as abordagens qualitativas e descritivas e, por consequência, ricas em conjeturas, especulações e, por vezes, mesmo em ideias prévias (os ditos preconceitos...!), que inevitavelmente condicionam o ver, o entender. Porém, nas ciências geológicas e geográficas, entre outras, dá-se muita importância ao conceito de “observar” (sobretudo ao que e ao como temos de “ver”). Mas, na investigação científica em geral, muitas vezes, a maioria das questões que nos propomos resolver, inevitavelmente dependem largamente do que estamos preparados para “observar” e do que aceitamos ser um sistema “ordenado”. No entanto, a ordem e o caos não fazem parte da natureza, mas sim da mente de ser humano. A ordem dos fenómenos que estudamos (neste caso o carso e os paleocarsos) não depende da geometria dos objetos que observamos, mas sim da estrutura organizacional em que nós os colocamos. Por outras palavras, parece útil fornecer ao leitor uma perspetiva do valor probabilístico das interpretações e conclusões alcançadas neste trabalho, perspetiva esta que deve ser tida em conta na transmissão e utilização da informação aqui contida.

Em particular, no que diz respeito à caracterização litostratigráfica do **Grupo de Coimbra**, assim como na definição do seu sistema deposicional, subsistem ainda muitas dúvidas e muitas incertezas, todas direta e/ou indiretamente relacionadas com a dolomitização que, desde logo detém um papel preponderante em mascarar/apagar as evidências deposicionais e diagenéticas fundamentais para uma correta interpretação sedimentológica e estratigráfica da sucessão carbonatada estudada. Mesmo no caso da dolomitização/desdolomitização os modelos apresentados careciam de um estudo mais aprofundado, sobretudo através da aplicação de análises químicas/isotópicas que permitissem inferir sobre a real origem dos fluidos dolomitizantes/desdolomitizantes e assim confirmar, ou eventualmente desmentir, os modelos hipotéticos apresentados e baseados exclusivamente numa análise petrográfica de larga escala. Para além disto, a falta de um estudo sistemático do registo fóssil que caracteriza sobretudo a parte alta da **formação de S. Miguel**, no domínio proximal, é de apontar como sendo uma das lacunas mais importantes dos estudos sobre esta sucessão carbonatada, apesar da intensa e omnipresente dolomitização que a afeta; uma falta que indiretamente condiciona todo o resto das interpretações, na medida em que impede o correto posicionamento cronostratigráfico (a nível da Cronozona) das unidades geológicas observadas localmente, com claras deficiências nas sucessivas tentativas de correlação a uma escala mais ampla. Naturalmente, a falta de afloramentos significativos na região estudada tem desde logo criado um obstáculo a uma correta e completa investigação geológica, que precisa de ser afinada caso se consigam realizar sondagens ou, eventualmente, caso se consiga acompanhar a realização de eventuais novas estradas.



É lógico que, no âmbito do que ainda é necessário fazer, ressalta aos olhos a falta de um quadro integrado e integrador das evidências estratigráficas e sedimentológicas locais no contexto regional (e eventualmente suprarregional), o da **Bacia Lusitânica**, sobretudo por comparação com os melhor e bem estudados perfis do domínio distal. A este respeito não seria de excluir, nesta análise de mais largo espectro, uma pormenorização das condições de sedimentação no domínio proximal através de metodologias geoquímicas e, eventualmente da quantificação e caracterização da matéria orgânica, assim como já foi feito para as regiões de S. Pedro de Moel e de Peniche (e.g. DUARTE *et al.*, 2010, 2012; CORREIA *et al.*, 2012; POÇAS RIBEIRO *et al.*, 2013). Naturalmente, todos estes novos dados poderiam permitir alcançar um outro patamar no entendimento da sedimentação carbonatada e dos respetivos ambientes/subambientes deposicionais para as unidades que compõem a base do Jurássico Inferior da **Bacia Lusitânica** sobretudo através de uma análise sequencial conjunta entre os domínios distais e proximais e da comparação com as outras bacias peri-atlânticas que apresentem uma sucessão sedimentar coeva.

No caso da caracterização geomorfológica da área de estudo também subsistem ainda muitas dúvidas sobretudo relativas ao significado morfogenético e cronológico dos aplanamentos e depósitos que com eles se relacionam, materializados através de restos de superfícies (= níveis) parcialmente destruídas e degradadas como consequência de progressivas exumações. Estas dúvidas estão ligadas, além de um significado claramente poligénico da morfologia regional, a uma elevada escassez e reduzida continuidade lateral dos depósitos associados às superfícies, à falta de indícios paleontológicos nos sedimentos continentais como suporte à sua atribuição cronostratigráfica e também ao facto de os aplanamentos mais recentes, pós-inversão tectónica paleogénica, se juntarem outros mais antigos (*i.e.* mesozoicos).

No caso dos aplanamentos mesozoicos, definidos por discordâncias sedimentares na Orla Ocidental, estes são de difícil interpretação como consequência direta de processos de exumação ligados essencialmente à carsificação das unidades líticas carbonatadas. O papel destas grandes superfícies mesozoicas (**Peneplanície pré-Triásica ou pós-hercínica**<sup>232</sup>, **Aplanações pré-Jurássica, Dogger/Malm e ante-Formação de Figueira da Foz** - FERREIRA, 1998/2001; SOARES, 2006a,b), juntamente com os outros elementos que marcam a evolução geomorfológica cenozoica mais recente, pode ser melhor explicitado através de uma análise conjunta, geológico-geomorfológica, em que se aspire a responder às seguintes questões:

---

<sup>232</sup> Correspondente a fase final de arrasamento da cadeia varisca fossilizada pela cobertura mesozoica nos rebordos do **Maciço Hespérico** e, na área de estudo, corresponde à discordância angular entre as unidades ante-mesozoicas e aquelas do Triásico (sem qualquer evidências na topografia atual).

- Qual é a temporalidade relativa e absoluta da evolução cársica nos planaltos, colinas e maciços carbonatados da Orla Ocidental? O **início da carsificação** é síncrona nas diferentes unidades morfo-estruturais carbonatadas consideradas (e.g. **Maciço de Sicó-Alvaiázere** e **Colinas Dolomíticas**), ou não? SOARES (2006b) escreveu: “[...] *A real dimensão do carso desvanece-se por um acervo polifásico, iniciado não sabemos quando. No Paleogénico? - é provável;...no Cretácico inferior?...é ainda uma hipótese*”.
- Se no **Maciço Marginal de Coimbra** aceitamos uma correlação genética entre a superfície de Aveleira (a 520-530 m de cota) e a do Carvalho (a 440-460 m de cota)<sup>233</sup>, de uma margem para a outra do Rio Mondego, com um desnível entre as duas de ~100 m, podemos admitir movimentações tectónicas da família de falhas ENE-SSW que orienta o Rio Mondego neste troço. Será esta superfície generalizada a rondar os 500-600 m de cota, à escala regional, e rejogada pela tectónica, correlativa daquela que culmina nas serras carbonatadas do Rabaçal e do Sicó a ocidente (Maciço de Sicó-Alvaiázere), já na Orla Ocidental, assim como a do Maciço Calcário Estremenho mais a sul (i.e. o **Nível das Pias**) (FERREIRA *et al.*, 1988)? Se assim for, qual é a temporalidade da sua evolução inicial, essencialmente cársica? (a) Ainda no Jurássico, assim como proposto por FERREIRA *et al.* (1988) no caso do Maciço Calcário Estremenho?; (b) Post-mesozoica, provavelmente ante-miocénica, assim como proposto por MARTINS (1949), sempre no Maciço Calcário Estremenho?; (c) Neocomiana, assim como proposto por CUNHA (1990b), insculpida em outra com evolução no Malm (CUNHA & SOARES, 1987), no caso do Maciço de Sicó-Alvaiázere?. Se forem verdadeiras estas correlações, assim como a temporalidade da superfície segundo a hipótese (a) poder-se-ia inferir, também para a área de estudo, uma fase importante de carsificação francamente Jurássica (na passagem Jurássico Médio-Superior);
- De acordo com SOARES (2007/2008), qual é o significado regional dos rejogos das formações sedimentares tidas como do Pliocénico superior na Bacia da Lousã por parte das estruturas tectónicas com direcção ENE-WSW, no entendimento de uma possível fase diastrófica pliocénica e/ou plistocénica inferior importante no espaço da área de estudo? Será esta fase tectónica a responsável pela descontinuidade local com carácter ravinante entre a **Formação de Antanho** (equivalente aos conglomerados da **Formação de Santa Quitéria** na Bacia da Lousã, do Pliocénico superior – CUNHA, 1992, 1999; SOARES *et al.*, 2007) e os **Conglomerados de Espírito Santo** (equivalente dos **Conglomerados de Serra da Vila** no Maciço Marginal, do Plistocénico inferior – DAVEAU, 1985; SOARES & MARQUES, 2004a; SOARES *et al.*, 2007)? Se admitimos por certas estas atribuições cronostratigráficas e relativas correlações, esta descontinuidade pode ser lida na

---

<sup>233</sup> A possível correlação em termos de identidade de um nível de aplanamento pode ser realizada no julgamento da mesma superfície com os movimentos tectónicos que modificaram a sua geometria e proporcionam o desencontro atual. No entanto, para inferir idades deste mesmos níveis é essencial o julgamento dos depósitos que a eles se associam (quando existem).

perspetiva da **Superfície da Serra da Vila** (a  $300\pm 25$  m de cota) (DAVEAU, 1985), ou, eventualmente, do limite cartográfico regional Pliocénico-Plistocénico (SOARES & MARQUES, 2004a; SOARES, 2007/2008);

- Ainda há dúvidas na atribuição cronológica das **Areias Vermelhas do Ingote** que na área de estudo (sobretudo na zona norte em Coimbra) preenchem o carso aberto nas unidades calco-dolomíticas do **Grupo de Coimbra**. SOARES (2006b) escreveu: “[...] *E que poderemos nós pensar da unidade que batizámos por **Areias Vermelhas do Ingote** se elas não forem, pelo menos no seu todo, verdadeiramente pliocénicas? O que já hoje adiantámos é que, no todo da fracturação que as afeta, algumas (!) deverão corresponder a sucções conduzidas, direta ou indiretamente (com interposições de unidades margosas pliensaquianas), por figuras abertas nas unidades dolomíticas e calcárias do **Grupo de Coimbra** (Sinemuriano) e com continuado desenvolvimento criptocársico*”.
- Outro problema ainda a ter em conta é o do **Nível de Chã do Freixo** de DAVEAU (1985) que esta autora associa à fase inicial de desenvolvimento da drenagem atual e que atualmente corresponde a restos de uma plataforma topográfica a rondar os  $210\pm 5$  m de cota em Chã do Freixo no Cume (Bacia da Lousã) e em Almalaguês (na área de estudo – i.e. a **Plataforma de Almalaguês**) e a que se ligam os **Conglomerados de Chã do Freixo** (Plistocénico) possíveis equivalentes dos **Conglomerados de Peixeiro** da área de estudo (SOARES *et al.*, 2007). Qual é o valor do **Nível de Chã do Freixo**, relativamente ao da **Serra da Vila**? Trata-se da mesma superfície deformada e cortada pela tectónica ou de níveis distintos onde o da Serra da Vila é o mais antigo, como refere DAVEAU (1985)? Qual é o significado da Plataforma de Almalaguês na evolução do relevo?
- Outras dúvidas permanecem na evolução da drenagem que deu origem ao Rio Mondego de hoje. SOARES (2002/2004) escreveu: “[...] *Um paleo-Mondego pelo traçado que é hoje do Ceira...subsistem as incertezas que dimensionam a própria hipótese. Até onde as formas e os depósitos que andam hoje ligados à bacia de drenagem do Ceira, podem dar testemunho desse paleo-traçado? Quando se desenhou uma tal paisagem?*”

Para além disto, importa referir que durante um exercício de autoanálise de conjunto, feito sobre o trabalho que se acaba de apresentar, ficou evidente a presença de uma série de assuntos incompletos, pouco desenvolvidos em comparação a outros, onde ressalta aos olhos do autor um claro *deficit* de atenção (talvez de empenho, ou mesmo de entusiasmo...) na parte que toca à geomorfologia, por comparação com à que diz respeito mais a geologia. Uma “falha” esta, claramente assumida, que se espera (pretende) colmatar num futuro próximo através da tentativa de publicar os principais resultados alcançados de forma quanto mais possível integrada (coisa nem sempre possível) num domínio de interface entre a geologia e a geografia.

### 1.2.1.1 *Certezas e/ou incertezas na interpretação dos dados*

Muitas vezes, na tentativa de justificar a nossa incapacidade de julgar o conjunto das complexas interações que existem na “natureza das coisas e nas coisas da natureza”, recorreremos aos princípios epistemológicos e metodológicos que sustentam os nossos raciocínios, neste caso particular à nossa tentativa de viajar através do tempo geológico num espaço geográfico limitado, na tentativa de olhar uma realidade que nunca foi a nossa, mas que no entanto pretendemos compreender.

No caso específico deste trabalho, e das geociências em geral, uma das bases conceptuais mais importante e utilizada é a do **atualismo**, conceito já formulado por JAMES HUTTON em 1788 e que podemos resumir, de forma substancial, na asserção de que os processos que controlam as modificações do Planeta têm sido sensivelmente os mesmos no decurso do tempo, ou, pelo menos, que têm atuado com modalidades e resultados iguais (como GEIKIE referiu: “*The present is the key to the past*”)<sup>234</sup>. No entanto, assim como em outras ciências, é importante sublinhar que conforme o nível de análise (escala) predominam métodos e teorias diferentes. Assim, a uma macro-escala predominam os **métodos dedutivos** (probabilísticos ou hipotéticos) e, pelo contrário, à micro-escala, os **indutivos** (estatísticos). Na prática, no chamado **método científico** o ponto de partida é sempre a **observação** do fenómeno no real, passando, por indução, à formulação de **hipóteses**, e portanto, à generalização (leis e teorias); de seguida, através de dedução, criam-se **modelos** (previsões) que poderão ser parcialmente verificadas através de **experiências** científicas.

Mas, quando uma hipótese não é confirmada, a teoria tem de ser rejeitada no seu conjunto? Um modelo precisa sempre de uma hipótese, e uma hipótese precisa sempre de uma teoria. Os modelos constituem-se como um meio para tentar descrever o comportamento dos sistemas naturais (geossistema, neste caso). No entanto, muitas vezes, a falta de teorias que sustentam a observação obriga a entrar no campo das **especulações**. Exemplo: GALILEO não tinha nenhum sistema sólido de teorias ópticas com as quais interpretar o que observava através do telescópio, e portanto teve de suprir esta falta através de uma grande quantidade de especulações. Importa sublinhar que, por mais observações que se fazem, a generalização não dá a certeza de que a teoria formulada é a mais correta; de facto, uma simples observação contrária é suficiente para negá-la.

Todos estes conceitos foram tidos em conta na tentativa de estabelecer a variabilidade espacial e temporal do carso e paleocarso(s) que afetam o **Grupo de Coimbra**, nas **Colinas Dolomíticas** a sul de Coimbra, onde a cada tentativa de retroceder no tempo (reconstituições paleogeográficas e paleoclimáticas), independentemente do facto de aceitarmos ou não o

---

<sup>234</sup> As condições que seguem uma causa variam no espaço e no tempo sem, por isso, desvalorizar uma leitura atualista nas reconstituições paleogeográficas.

princípio do atualismo, os dados (as observações) inevitavelmente perdem a capacidade de ser julgados de uma forma objetiva, o que obriga a ir dos factos até às especulações, passando pelos modelos, cenários e eventualmente projeções. Esta falta de objetividade traduz-se um aumento de subjetividade que está dependente, muitas vezes, da bagagem de conhecimento que o analista (investigador) tem do fenómeno em si e das relações com o sistema.

Na prática, no caso em estudo, em termos de geossistema cársico passamos de uma multiplicidades de **(paleo)carsos** (com certeza) para um **carso eogenético** (provável) até chegar a uma situação de **pré-carso** (já na esfera das especulações).

Por fim, uma reflexão segundo uma adaptação pessoal de um pequeno texto retirado das “*Meditazioni del Chisciotte*” em ORTEGA & GASSET (2000): “os **primeiros paleocarsos** estão para além do lugar de agora. Deste lugar saíram há pouco tempo, deixando só uma pequena marca, às vezes sombras. O carso não deixa ver o paleo, e mesmo assim, os paleocarsos existem. A missão do (paleo)carso é a de esconder os outros (mais antigos), e só quando nos apercebemos que a paisagem visível está ocultando outras invisíveis sentimos que estamos dentro de paleocarsos. A invisibilidade, o estar escondido, não é um carácter puramente negativo, mas uma qualidade positiva que a transforma em uma **coisa nova**. Neste sentido é absurdo pretender ver e observar os primeiros paleocarsos, eles são o que é latente enquanto tal”.



## BIBLIOGRAFIA

---

### A

- ADAMS, J.E., RHODES, M.L., 1960). Dolomitization by seepage refluxion. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 44, 1912-1920.
- AGUIRRE, E., 1995. The Pliocene-Pleistocene transition in the Iberian Peninsula. In: J.A. VAN COUVERING (Eds.), The Pleistocene Boundary and the beginning of the Quaternary, Cambridge University Press, 169-177.
- AHLBERG, A., OLSSON, I., ŠIMKEVIČIUS, P., 2003. Triassic-Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. Sediment. Geol. 161, 15-29.
- AHR, W.M., 1973. The carbonate ramp: an alternative to shelf model. Ttransact. Gulg Coast Ass. Geol. Soc. 23, 221-225.
- AHR, M.W., ALLEN, D., BOYD, A., BACHMAN, H.N., SMITHSON, T., CLERKE, E.A., GZARA, K.B.M., HASSALL, J.K., MURTY, C.R.K., ZUBARI, H., RAMAMOORTHY, R., 2005. Confronting the Carbonate Conundrum. Oilfield Review, 18-29.
- AIGNER, T., 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: EINSELE, G. AND SEILACHER, A. (Eds.), Cyclic and event stratification, 180-198.
- AIGNER, T., 1985. Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulation. Jour. Sed. Petrol. 1, 131-134.
- ALARCÃO, J., 1999. A evolução urbanística de Coimbra: das origens a 1940. In: Actas 1º Coloquio de Geografia de Coimbra, Cadernos de Geografia, Numero Especial, 1-10, Coimbra (Portugal).
- ALARCÃO, J., 2008. Pedreiras antigas de Coimbra. In: A Terra Conflito e Ordem. Livro de Homenagem ao Prof. Ferreira Soares, MMGUC, 71-73, Coimbra.
- AL HASHIMI, W.S., HEMINGWAY, J.E., 1973. Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of the Northumberland. Journal of Sedimentary Petrology 43, 82-91.
- ALI, A.S., CLARK, W.J., DRIBUS, J.R., 2010. Diagenesis and Reservoir Quality. Oilfield Review, 14-27.
- ALLER, L., BENNET, T., LEHR, J.H., PETTY, R.J., 1987. DRASTIC: a standardised suestem for evaluating groundwater pollution potential using hydrologic setting - US EPA Report, 600/2-87/035, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Ada, OK.
- ALMEIDA, A.C., 1993. Dolinização na Serra da Boa Viagem. In: Actas da 3º Reunião do Quaternário Ibérico, 135-139, Coimbra.
- ALMEIDA, A.C., 1997. Dunas de Quiaios Gândara e Serra da Boa Viagem - Uma abordagem ecológica da paisagem. Edição Fundação Calouste Gulbenkian, Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, Lisboa.
- ALMEIDA, A.C., 2001. A carsificação da Serra da Boa Viagem: um processo Quaternário. Estudos do Quaternário 4, 29-33, Lisboa.
- ALMEIDA, A.C., SOARES, A.F., CUNHA, L., MARQUES, J.F., 1990. Proémio ao estudo do Baixo Mondego. Biblios LXVI, 17-47, Coimbra.
- ALMEIDA, C., CRISPIM, J.A., 1987. Traçagens com uranina no Algarão do Escarpão (Albufeira, Algarve). Algar 1, 9-16, Revista da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Lisboa.
- ALMEIDA, C., SILVA, M.L., CRISPIM, J.A., 1995. National Report for Portugal, COST action 65 "Hydrogerological aspects of groundwater protection in karstic áreas". Final report Dir-General Science, Research and Development, 211-220, Lisbon.
- ALMEIDA, C., MENDONÇA, J.L., JESUS, M.R., GOMES, A.J., 2000. Sistemas Aquíferos de Portugal Continental. Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Instituto da Água, Lisboa.
- ALMEIDA, M., DIMUCCIO, L.A., AUBRY, T., NEVES, M.J., CUNHA, L., 2006. Enquadramento geomorfológico e crono/cultural do sítio arqueológico de Gândara do Outil 1. In: Acta 2º Congresso Nacional de Geomorfologia, Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos 3, 205-210, Coimbra.
- ALSHARHAN, A.S., KENDALL, C.G.ST.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. Earth Science Reviews 61, 191-243.

- ALVES, T., GAWTHORPE, R., HUNT, D.W., MONTEIRO, J.H., 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology* 19, 727-754.
- ALVES, T.M., MANUPELLA, G., GAWTHORPE, R.L., HUNT D.W., MONTEIRO, J.H., 2003. The depositional evolution of diapir and fault/bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 273-303.
- ALVES, T.M., MOITA, C., SANDNES, F., CUNHA, T., MONTEIRO, J.H., PINHEIRO, L.M., 2006. Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: the Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bulletin* 90(1), 31-60.
- ANDEWEG, B., DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., GINER, J., MUÑOZ MARTIN, A., 1999. Local stress fields and intraplate deformation of Ibéria: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics* 305, 153-164.
- ANDREYCHOUK, V., DUBLYANSKY, Y., EZHOV, Y., LYSENIN, G., 2009. Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types. *Sosnowiec-Symferopol*, 72 p.
- ANELLI, F., 1959. Nomenclatura Italiana dei Fenomeni carsici. *Le Grotte d'Italia*, Ser. III, II, 1957-1958, Trieste (Italia).
- ANELLI, F., 1963. Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici. *Giornale di Geologia* 31(6), 11-25.
- ANELLI, F., 1964. Fenomeni paracarsici nei calcari grossolani terziari e quaternari delle Murge e del Salento in Puglia. In: *Atti del III Congresso Internazionale di Speleologia* 2, 199-206.
- ANELLI, F., 1975. Nuove osservazioni sui fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici. In: *Atti Seminario Speleogenesi, Varenna, Le Grotte d'Italia*, 1973, 4(4), 165-198.
- ANGELUCCI, D.E., 2002a. The Geoarchaeological Context. In: *Portrait of the Artist as a Child*. ZILHÃO (J.), TRINKAUS (Eds.). *Portrait of the artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archaeological Context*. Instituto Português de Arqueologia, *Trabalhos de Arqueologia* 22, 58-91, Lisboa.
- ANGELUCCI, D.E., 2002b. The Lagar Velho rock-shelter (Iapedo, Leiria, Portugal): stratigraphic record and palaeoenvironment during the Oxygen Isotope stage 2. In: *Actas 1º Congresso Nacional de Geomorfologia, Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos* 1, 35-48, Lisboa.
- ANGELUCCI, D.E., ZILHÃO, J., 2009. Stratigraphy and Formation Processes of the Upper Pleistocene Deposit at Gruta da Oliveira, Almonda Karstic System, Torres Novas, Portugal. *Geoarchaeology: An International Journal* 24(3), 277-310.
- ANTUNES, M.T., 1990-91. O Homem da Gruta da Figueira Brava (ca. 30000BP) - Contexto ecológico, alimentação, canibalismo. *Memórias Academia das Ciências de Lisboa* 31, 487-536, Lisboa.
- ANTUNES, M.T., ROCHA, R.B., WENZ, S., 1981. Faunule ichtyologique du Lias inférieur de São Pedro de Moel, Portugal. *Ciências Terra* 6, 101-116, Lisboa.
- ANTUNES, M.T., PAIS, J., 1984. Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie Continentale*, Montpellier, vol. XIV (2), 75-89.
- ANTUNES, M.T., PAIS, J., 1992. The Neogene of Portugal. *Ciências Terra (UNL)*; N.º esp. II – Atlantic General Events During Neogene, Exc. Guide, 13-24, Lisboa.
- APPOLINARIO, M.T., 1897. Grutas do Furadouro. *O Arqueólogo Português* 3, 86-95, Lisboa.
- AREF, M.A.M., BASYONI, H.M., BACHMANN, H.G., 2014. Microbial and physical sedimentary structures in modern evaporitic coastal environments of Saudi Arabia and Egypt. *Facies* 60, 371-388.
- ARRUDA, L.M., 1972. Contribuição para o estudo espeleológico da Ilha do Pico (Açores). *Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Publicação Especial* 5, Lisboa.
- ASHBY, W.R., 1974. Principles of the Self-Organizing Dynamic System. *Journal of General Psychology* 37, 125-128.
- ASSERETO, R.L., RIZZINI, A., 1975. Reworked ferroan dolomite grains in the Triassic 'oolite a gasteropodi' of Camoniche Alps (Italy) as indicators of early diagenesis. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 148/2, 215-232.
- ASSERETO, R.L., KENDALL, C.G., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology* 24, 153-210.
- AUBRY T., MOURA M.H., ZILHÃO, J., 1992. Dados preliminares sobre a organização estratigráfica da Buraca Grande do Vale do Poio Novo. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico Geológico* 114, 119-132, Universidade de Coimbra.



- AUBRY, T., ALMEIDA, M., DIMUCCIO, L.A., CUNHA, L., NEVES, M.J., 2008a. Archives géoarchéologiques des grottes et abris sous roches du Massif de Sicó (Portugal). In: BRANDÃO, J., CALADO, C., SÁ COUTO, F., (Eds.), Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas, Actas do Simpósio Ibero-Americano, 29 Junho a 1 Julho, 239-251, Batalha.
- AUBRY, T., CONDE, A., CUNHA, E., DIMUCCIO, L.A., DUARTE, M., MOURA, H., RODRIGUES, Z., 2008b. Intervenção arqueológica na Gruta dos Brutiais (Maciço de Sicó – Portugal). In: BRANDÃO, J., CALADO, C., SÁ COUTO, F., (Eds.), Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas, Actas do Simpósio Ibero-Americano, 29 Junho a 1 Julho, 221-229, Batalha.
- AUBRY, T., ALMEIDA, M., DIMUCCIO, L.A., GAMEIRO, C., NEVES, M.J., KLARIC, L., 2008c. Caracterisation et discontinuités des registres pedo-sédimentaires de l'occident péninsulaire entre 30.000 et 10.000 BP: implication sur l'interprétation archéologique. In: AUBRY, T., ALMEIDA, F., ARAÚJO, A.C., TIFFAGOM, M., (Eds.), BAR S1831 2008. Proceeding of the XV World Congress UISPP 21, Space and Time: Which Diachronies, which Synchronies, which Scales?/Typology vs. Technology, Sessions C64 and C65, 9-21, Lisbon.
- AUBRY, T., DIMUCCIO, L.A., ALMEIDA, M., NEVES, M.J., ANGELUCCI, D., CUNHA, L., 2011. Palaeoenvironmental forcing during the Middle-Upper Palaeolithic transition in Central-Western Portugal. *Quaternary Research* 75(1), 66-79.
- AUBRY, T., DIMUCCIO, L.A., MOURA, H., 2013. Paleoambientes e Culturas do Paleolítico Superior no Centro e Norte de Portugal: balanço e perspectivas de investigação. In: Atas da Mesa Redonda “A PRÉ-HISTÓRIA E A PROTO-HISTÓRIA DO CENTRO DE PORTUGAL” Avaliação e perspectivas de futuro - Mangualde (Portugal), 26 Novembro 2011 (in press).
- AURELL, M., ROBLES, S., BÁDENAS, B., ROSALES, I., QUESADA, S., MELÉNDEZ, G., GARCÍA-RAMOS, J.C., 2003. Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
- AULER, A.S., 2013. Sources of water aggressiveness - the driving force of karstification. In: SHRODER, J. (Editor in Chief), FRUMKIN, A (Eds.), *treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst geomorphology, 23-28.
- AGUSTÍ, CABRAL, L., GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., OMS, O., PARÉS, J.M., 2001a. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. *State of the Art. Earth-Science Reviews* 52, 247-260.
- AGUSTÍ, J., OMS, O., REMACHA, E., 2001b. Long Plio-Pleistocene terrestrial record of climate change and mammal turnover in Southern Spain. *Quaternary Research* 56, 411-418.
- AZERÊDO, A.C., 2007. Formalização da litostratigrafia do Jurássico inferior e médio do Maciço Calcários Estremenho (Bacia Lusitaniana). *Comunicações Geológicas* 94, 29-51, Lisboa.
- AZERÊDO, A.C., RAMALHO, M.M., WRIGHT, V.P., 1998. The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. *Cuadernos de Geología Ibérica* 24, 99-119, Madrid.
- AZERÊDO, A.C., WRIGHT, V.P., RAMALHO, M.M., 2002. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology* 49, 1339-1370.
- AZERÊDO, A.C., DUARTE, L.V., HENRIQUES, H.M., MANUPELA, G., 2003 (Eds.). *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Lisboa.
- AZERÊDO, A.C., PIMENTEL, P.V., MARTINS, J.M., 2009. Calcretes in Middle Jurassic carbonate successions from Portugal: from apparently minor events to basin-scale significant tools. In: *Book Abstracts 27<sup>th</sup> Meeting of Sedimentology*, International Association of Sedimentologists (IAS), Alghero.
- AZERÊDO, A.C., SILVA, R., DUARTE, L.V., CABRAL, M.C., 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Facies* 56(2), 211-230.

## B

- BACHMAN, A., ALLGÖWER, B., 1999. The need of a consistent wildfire risk terminology. In: *Proceeding of the Joint Fire science Conference and Workshop*, Boise Idaho, US.

- BACK, W., HANSHAW, B.B., PLUMMER, L.N., RAHN, P.H., RIGHTMIRE, C.T., RUBIN, M., 1983. Process and rate of dedolomitization: mass transfer and <sup>14</sup>C dating in a regional carbonate aquifer. *geological Society of American Bulletin* 94, 1415-1429.
- BAHAIN, J.J., BUFFARATO, G., FALGUÉRES, A.M., GUELI, A.M., STELLA, G., TROJA, S.O., ZUCCARELLO, A.R., 2011. ESR and U/Th Dating Methodologies Applied to Carbonates from Southern Italy. In: *Proceedings of the 37<sup>th</sup> International Symposium on Archaeometry 481*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- BAKALOWICZ, M., BLAVOUX, B., MANGIN, A., 1974. APPORTS DU TRACAGE ISOTOPIQUE NATUREL A LA CONNAISSANCE DU FONCTIONNEMENT D'UN SYSTEME KARSTIQUE TENEURS EN OXYGENE-18 DE TROIS SYSTEMES DES PYRENEES, FRANCE. *JOURNAL OF HYDROLOGY* 23, 141-158.
- BAKER, P.A., BURNS, S.J., 1985. Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 69/11, 1917-1930.
- BALLAIS, J-L., 2000. Les rythmes de la morphogénese: leurs conceptions à travers l'histoire de la géomorphologie. *L'Espace Géographique* 2, 97-104.
- BARBOSA, B.P., 1995. Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica. Dissertação de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- BARBOSA, B., SOARES, A.F., ROCHA, R.B., MANUPELLA, G., HENRIQUES, M.H., 1988. Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000. Notícia explicativa da Folha 19-A (Cantanhede). Serviço Geológico de Portugal, Lisboa.
- Barrón, E., Comas-Rengifo, M. J., Duarte, L. V., 2013. PALYNOMORPH SUCCESSION OF THE UPPER PLIENSCHACHIAN–LOWER TOARCIC OF THE PENICHE SECTION (PORTUGAL). *COMUNICAÇÕES GEOLÓGICAS* 100, ESPECIAL I, 55-61.
- BARTON, H.A., 2013. Biospeleogenesis. In: SHRODER, J. (Editor in Chief), FRUMKIN, A (Ed.s), *treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst geomorphology, 38-56.
- BASILE, C., 2000. Late Jurassic sedimentation and deformation in the west Iberia continental margin: insights from FMS data, ODP Leg 173. *Marine and Petroleum Geology* 17, 709-721.
- BATHURST, R.G.C., 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. New York, Elsevier Science Publ. Co., 658 p.
- BATTY, M., TORRENS, P.M., 2001. Modeling complexity: the limits to prediction. *CyberGeo (online journal)* 201.
- BAUD, P., BOURGEAT, S., BRAS, C., 1999. *Dicionário de Geografia*. Plátano edições Técnicas.
- BENNETT, R.J., CHORLEY, R.J., 1978. *Environmental Systems: philosophy, analysis and control*. London, Methuen.
- BERNARDES, C.A., CORROCHANO, A., 1987. A sedimentologia da «Formação Arenitos e Argilas de Aveiro» - Crétrácico superior, Bacia Ocidental Portuguesa. *Geociências* 2, 9-26.
- BERNER, R.A., 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 75, 97-122.
- BERTOTTI, G., HARDEBOL, N., TAAL-VAN KOPPEN, J.K., LUTHI, S.M., 2007. Toward a quantitative definition of mechanical units: new techniques and results from an outcropping deep-water turbidite succession (Tanqua-Karoo Basin, South Africa). *AAPG Bulletin* 91(8), 1085-1098.
- BEROUTCHACHVILI, N., BERTRAND, G., 1978. Le Géosystème ou «Système territorial naturel». *Révue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 167-180.
- BERTALANFFY, L.V., 1968. *General System Theory: foundations, development, applications*. New York, George Braziller.
- BERTOLDI, R., RIO, D., THUNELL, R., 1989. Pliocene-Pleistocene vegetational and climatic evolution of the South-central Mediterranean. *Palaeog. Palaeoc., Palaeoecology* 72, 263-275.
- BERTRAND, G., 1982. Construire la Géographie Physique. *Herodote* 26, 90-116, Paris.
- BIROT, P., 1949. Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional. *Union Géographique Internationale*, 9-117, Louvain.

- BISCHOFF, J.L., JULIA, R., SHANKS, W.C., ROSENBAUER, R.J., 1994. Karstification without carbonic acid: bedrock dissolution gypsum-driven dedolomitization. *Geology* 22, 995-998.
- BÖGLI, A., 1964. CORROSION PAR MÉLANGE DES EAUX. *INTERNATIONAL JOURNAL SPÉLIA* 1(1-2), 61-70.
- BÖGLI, A., 1960. Kalkosung und karren bildung. *Zeitschr. Für Geomorph. Supplementband* 2, 4-21.
- BÖGLI, A., 1961. Kalktische: ein Beitrag zur Karstmorphologie. *Zeitschr. Für Geomorph* 5, 185-193.
- BÖGLI, A., 1980. KARST HYDROLOGY AND PHYSICAL SPELEOLOGY. SPRINGER-VERLAG, BERLIN HEIDELBERG.
- BOYER, L., FIERZ, S., MONBARON, M., 1998. Geomorphological heritage evaluation in karstic terrains: a methodological approach based on multicriteria analysis. *Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 3(4), 103-113.
- BONIFAY, M.F., 1992. Remarks on paleoclimatic correlations between western European continental and marine areas: contributions of large Villafranchian fauna. In: *Actas 1º Congr. C.A.N.S.*, 15-17.
- BONTOGNALI, T.R.R., VASCONCELOS, C., WARTHMAN, R.J., BERNASCONI, S.M., DUPRAZ, C., STROHMENGER, C.J., MCKENZIE, J.A., 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology* 57, 824-844.
- BOSÁK, P., 2002. Karst processes from the beginning to the end: how can they be dated? In: *Evolution of Karst: from prekarst to cessation*, ZRC SAZU, 191-223, Postojana.
- BOSÁK, P., 2007. Time and karst processes: some considerations. In: *Time in Karst*, KWI, Special Publication 12, 207-209.
- BOSÁK, P., FORD, D., GLAZEK, J., HORÁČEK, I., 1989. PALEOKARST, A SYSTEMATIC AND REGIONAL REVIEW. ELSEVIER SCIENCE PUBLISHING COMPANY, INC, NEW YORK (USA AND CANADA).
- BOSENCE, D.W.J., CROSS, N., HARDY, S. 1998. Architecture and depositional sequences of Tertiary fault-block carbonate platforms: an analysis from outcrop (Miocene, Gulf of Suez) and computer modelling. *Marine and Petroleum Geology* 15, 203-221.
- BOSENCE, D., PROCTER E., AURELL M., BEL KAHALA A., BOUDAGHER-FADEL M., CASAGLIA F., CIRILLI S., MEHDIE M., NIETO L., REY J., SCHERREIKS R., SOUSSI M., WALTHAM, D., 2009. A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic Platforms from western Tethys. *Journal of Sedimentary Research* 79, 389-415.
- BOSELLINI, A., MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., 1989. Rocce e successioni sedimentary. UTET, Torino.
- BOUSSAHA, M., 2011. Caractérisation spatiale des paléoenvironnements au Sinémurien (Bassin Lusitanien) sur la base des assemblages à nannofossiles calcaires. Master Sciences Technologies Santé mention Sciences de la Terre spécialité Paléontologie Sédimentologie Paléoenvironnements, Université Claude Bernard Lyon 1.
- BOUSSAHA, M., PITTET, B., MATTIOLI, E., DUARTE, L.V., 2014. Spatial characterization of the late Sinemurian (Early Jurassic) palaeoenvironments in the Lusitanian Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 409, 320-339.
- BRANDÃO, J.M., 2009. Grutas Turísticas: património, emoções e sustentabilidade. *Geonovas* 22, 35-43, Lisboa.
- BRANDÃO, J.M., CALADO, C., SÁ COUTO, F. (Eds.), 2008. Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas. *Actas do Simpósio Ibero-Americano*, 29 Junho a 1 Julho, Batalha (Portugal).
- BRASIER, AT., 2011. Searching for travertine, calcretes and speleothems in deep time: processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Science reviews* 104, 213-239.
- BRILHA, J., ANDRADE, C., AZERÊDO, A., BARRIGA, F.J.A.S., CACHÃO, M., COUTO, H., CUNHA, P.P., CRISPIM, J.A., DANTAS, P., DUARTE, L.V., FREITAS, M.C., GRANJA, H.M., HENRIQUES, M.H., HENRIQUES, P., LOPES, L., MADEIRA, J., MATOS, J.M.X., NORONHA, F., PAIS, J., PIÇARRA, J., RAMALHO, M.M., RELVAS, J.M., RIBEIRO, A., SANTOS, A., SANTOS, V.F., TERRINHA, P., 2005. Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterization. *Episodes* 28(3), 177-186.

- BRUNET, R., FERRAS, R.T., THERY, H., 1992. Les mots de la géographie, dictionnaire critique. Montpellier/Paris/Reclus/La Documentation Française.
- BUDAI, J.M., LOHMANN, K.C., OWEN, R.M., 1984. Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah Thrust Belt. *Journal Sedimentary Petrology* 54, 276-288.
- BUDD, D.A., 1997. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth-Science Reviews* 42, 1-47.
- BUDD, D.A., SALLER, A.H. AND HARRIS, P.M., 1995. Foreword. Unconformities and porosity in carbonate strata. AAPG Memoir 63.
- BURBANK, D.W., ANDERSON, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Scientific, Oxford.
- BURG, J.P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH., RIBEIRO, A., 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78, 15-42.
- BURCHETTE, T.P., 1987. Carbonate-barrier shorelines during the basal Carboniferous transgression: the Lower Limestone Shale Group, South Wales and Western England. In: MILLER, A.E. AND WRIGHT, V.P., (Eds.). *European Dinantian Environments*, 239-263.
- BURCHETTE, T.P., WRIGHT, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional system. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.
- BURNS, S.J., MCKENZIE, J.A., VASCONCELOS, G., 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47, 49-61.

### C

- CABRAL, J.M., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro* 31, Lisboa.
- CABRAL, J., 1996. Sismotectónica de Portugal. In: *Coloquio/Ciencia*, Fundação Gulbenkian 18, 39-58, Lisboa.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A., 1988. Carta Neotectónica de Portugal na escala 1:1000000. Serviço Geológico de Portugal, Lisboa.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A., 1989. Incipient subduction along west-Iberia Continental Margin. In: *Proceeding 28th International Geological Congress* 1(3), Washington D.C., USA.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A., 1990. Neotectonic studies in Portugal - the neotectonic Map. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.* 13, 6-8.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A., 2010. A Neotectónica em Portugal Continental. Estado da arte e perspetivas futuras. *Ensino e Investigação e sua história*, Volume I, Capítulo IV, Geologia estrutural e tectónica, 433-442.
- CABRAL, M.C., COLIN, J.P., AZERÊDO, A.C., SILVA, R.L., DUARTE, L.V., 2013. Associações de ostracodos da Formação de Coimbra (Sinemuriano) de S. Pedro de Moel: valor paleoecológico e paleobiogeográfico. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 43-47.
- CACHÃO, M.A., 1989. Contribuição para o estudo do pliocénico marinho português (sector Pombal-Marinha Grande) – Micropaleontologia e biostratigrafia. *Provas Aptidão Pedagógica Capacidade Científica*, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- CALAFORRA, J.M., 1998. *Karstologia de yesos*. Universidad de Almería, 296 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*, Spec. Num, Colloque sur le Cénomanién, 23-26.
- CALLAPEZ, P.M., 2004. The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências Terra (UNL)* 15, 53-70.
- 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). *Ensino e Investigação e sua história*, Volume I, Capítulo III, Paleontologia e Estratigrafia, 331-340.
- CANAVERAS, J.C., SÁNCHEZ-MORAL, S., CALVO, J.P., HOYOS, M., ORDÓNEZ, S., 1996. Dedolomites associated with karstification. na example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the tertiary Madrid Basin, Central Spain. *Carbonate and Evaporites* 11, 1, 85-103.
- CANTREL, D.L., AL-KHAMMASH, A., JENDEN, P.D., 2007. Characterization and significance of dedolomite in Wadi Nisah, central Saudi Arabia. *GeoArabia* 10, 15-30.

- CARBALLO, J.D., LAND, L.S., MISER, D.E., 1987. Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. *J. Sed. Petrol.* 57/1, 153-165.
- CARDOSO, J.L., 1993. Contribuição para o conhecimento dos grandes mamíferos do Plistocénico superior de Portugal. Oeiras.
- CARMINATI, E., CUFFARO, M., DOGLIONI, C., 2009. Cenozoic uplift of Europe. *Tectonics* 28, TC4016.
- CARRISSO L. W., 1909. Estudo antropológico sobre alguns restos humanos da Caverna dos Alqueves. *Boletim da Sociedade Archeologica Santos Rocha*, Tomo I (10), 267-276.
- CARVALHO, G.S., 1948. Enchimento das fendas de dissolução dos calcários de Santa Clara (Coimbra). *Memórias e Notícias, Publicação do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 23, 19-28, Coimbra.
- CARVALHO, G.S., 1949a. Enchimento das fendas de dissolução dos calcários de Santa Clara (Coimbra). Separada da Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra, vol. XVIII, Coimbra.
- CARVALHO, G.S., 1949b. Um perfil geológico da região de Coimbra. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico Geológico da Universidade de Coimbra* 23, 9-18, Coimbra.
- CARVALHO, G.S., 1950a. Sur les remplissages sableux des fentes de dissolução des calcaires du Portugal. *Société Géologique de France* 6, Paris.
- CARVALHO, G.S., 1950b. Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Rev. Fac. Ciências Univ. Coimbra* 19, 39-48.
- CARVALHO, G.S., 1951. A geologia do Baixo Mondego nos arredores de Coimbra (Estado actual do seu conhecimento). *Memórias e Notícias, Publicação do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 29, 1-36, Coimbra.
- CARVALHO, G.S., 1952. Les depots detritiques et la morphologie de la Gandara au North de la Serra de Boa Viagem (Portugal). *Rev. Geom. Dynamique* 6, 275-293, Paris.
- CARVALHO, G.S., 1955. Sur l'âge de quelques remplissages sableux des fentes de dissolution des calcaires du Portugal. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 38, 9-15, Coimbra.
- CARVALHO, G.S., 1968. Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo. *Memórias Serviço Geológico Portugal, Numero Especial* 15.
- CARVALHO, G.S., ROMARIZ C., 1973. Tufos calcários Quaternários de Santiago do Cacém. *Finisterra* 15, 112-114, Lisboa.
- CARVALHO, J., MATIAS, L., TORRES, L., MANUPELLA, G., PEREIRA, R., VICTOR, L.M., 2005. The structural and sedimentary evolution of the Arruba and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine Petroleum Geology* 22, 427-453.
- CARVALHO, M., 1998. Estudo preliminar do Plio-Quaternário do Baixo Mondego. Sector Monte-Redondo Pombal. In: *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, tomo 84, fasc. 1, 173-176, Lisboa.
- CARVALHO, M., 1999. Evolução geomorfológica do sector carnide-Monte redondo: a contribuição dos Conglomerados de Estevães (Pleistocénico). In: *Atas Encontro de Geomorfologia*, 137-143, Coimbra.
- CARVALHO, M., 2002. O Plistocénico da Região Ocidental de Pombal. Tese de Mestrado apresentado no Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra.
- CASTIGLIONI, B., 2005. Il geo-ecosistema carsico. *Studi Trentini di Scienze naturali, Acta geologica* 80, 11-16.
- CASTIGLIONI, B., SAURO, U., 2002. Paesaggi e geosistemi carsici: proposte metodologiche per una didattica dell'ambiente. In: M. VAROTTO & M. ZUNICA (Eds.), *Scritti in ricordo di Giovanni Brunetta*, Università di Padova.
- CEC, 1977. Inventário das grutas da Beira Litoral – Resumo. Clube de Espeleologia de Coimbra (CEC), Coimbra (policopiado).
- CHAMINÉ, H.I., GAMA PEREIRA, L.C., FONSECA, P.E., NORONHA, F., SOUSA, M.J.L., 2003a. Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Laboratório Zeolítico de Laxe* 28, 37-78.
- CHAMINÉ, H.I., GAMA PEREIRA, L.C., FONSECA, P.E., MOÇO, L.P., FERNANDES, J.P., ROCHA, F.T., FLORES, F., PINTO DE JESUS, A., GOMES, C., SOARES DE ANDRADE, A., ARAÚJO, A., 2003b. Tectonostratigraphy of middle and upper

- Palaeozoic black shale from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios* 36(6), 649-663.
- CHAMINÉ, H.I., FONSECA, P.E., PINTO DE JESUS, A., GAMA PEREIRA, L.C., FERNANDES, J.P., FLORES, D., MOÇO, L.P., DIAS DE CASTRO, R., GOMES, C., TEIXEIRA, J., ARAÚJO, M.A., SOARES DE ANDRADE, A., GOMES, C., ROCHA, F.T., 2003c. Tectonostratigraphy imbrications along strike-slip major shear zones: an exemple from tre early Carboniferous of SW European Variscides (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Minjbn*.
- CHAMLEY, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin.
- CHAMLEY, H., 1997. Clay mineral sedimentation in the ocean. In: PAQUET, H., CLAUER, N., (Eds.), *Soils and Sediments, Mineralogy and Geochemistry*. Springer Verlag, 269-302, Berlin.
- CHERNYSHEV, S.N., 1983. *Fissures of rocks*. Moscow, Nauka.
- CHILINGAR, G.V., 1956. Relationship between Ca/Mg ratio and geological age. *AAPG Bull.* 40, 2256-2266.
- CHOFFAT, P., 1880. *Estude stratigraphique et paleontologique des terrains jurassiques du Portugal*. Première livraison. Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mem. Secção de Trab. Geol. de Portugal*, XIII, Lisboa.
- CHOFFAT, P., 1882. Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenite en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 3<sup>e</sup> série, X, 267-295.
- CHOFFAT, P., 1883/1884. Nouvelles données sur le vallées typhoniques et sur les éruptions d'ophite et de teschénite en Portugal. *Comm. Trab. Geol. Portugal I(I)*, 113-122.
- CHOFFAT, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Trab. Geol. Portugal 1(2)*, 222-312.
- CHOFFAT P., 1894. Notice stratigraphique sur les gisement de végétaux fossiles dans le Mesozoique du Portugal. In: *Flore Fossile du Portugal*, *Mem. Secção de Trab. Geol. de Portugal*, 229-282, Lisboa.
- CHOFFAT, P., 1895. Notes sur les tufs de Condeixa et la découverte de hippopotame en Portugal. *Com. Dir. Serv. Geol. Port.*, Tomo III, 1-12.
- CHOFFAT, P., 1903/04. L'Infralias et le Sinémurien du Portugal. *Comu. Serv. Geol. Portugal V*, 49-114, Lisboa.
- CHOFFAT, P., 1905. Supplement a la description de l'Infralias et de Sinémurien en Portugal. *Comu. Serv. Geol. Portugal VI*, 123-143, Lisboa (Portugal).
- CHOFFAT P., 1908. Contribution a la connaissance du Lias et du Dogger dans la région de Tomar. *Comu. Serv. Geol. Portugal VII*, 140-167, Lisboa.
- CHOFFAT P., 1927. *Cartas e cortes geológicos nos distritos de Leiria e de Coimbra*. *Serv. Geol. Portugal, Lisboa (Publicação Póstuma)*.
- CHOQUETTE, P.W., JAMES, N.P., 1988. Introduction. In: JAMES, N.P. and CHOQUETTE, P.W. (Eds.), "Paleokarst", New York, Springer, 3-21.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C., 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 207-250.
- CHOQUETTE, P.W., HIATT, E.E., 2008. Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology* 55, 423-460.
- CHORLEY, R.J., KENNEDY, B.A., 1971. *Physical Geography: a systems approach*. Prentice-Hall, London.
- CIGNA, A., 1978. A classification of Karstic phenomena. *International Journal of Speleology* 10, 3-9.
- CIGNA, A., 1983. Sulla classificazione dei fenomeni carsici. *Le Grotte d'Italia* 4(11), 497-505.
- CIVITA, M, 1994. Le carte di vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: teoria e pratica. *Quaderni di tecniche di protezione ambientale*, Pitagora Ed., 326 pp.
- CLARI, P.A., DELA PIERRE, F., MARTIRE, L., 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification os some Italian exemples. *Sed. Geol.* 100, 97-121.
- CLOETINGH, S., BUROV, E., BEEKMAN, F., ANDEWEG, B., ANDRIESSEN, P.A.M., GARCIA-CASTELLANOS, D., DE VICENTE, G., VEGAS, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21(5), 1-26.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P.A., BEEKMAN, F., ANDRIESSEN, P.A.M., MATENCO, L., BADA, G., GARCIA-CASTELLANOS, D., HARDEBOL, N., DÉZES, P., SOKOUTIS, D.,

2005. Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews* 24, 241-304.
- CLOETINGH, S., GALLART, J., DE VICENTE, G., MATENCO, L., 2011. Topo-europe: From Iberia to the Carpathians and analogues. *Tectonophysics* 502, 1-27.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.M., GIBBARD, P.L., AND FAN, J.-X., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3): 199-204. ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org) – último acesso 21 de Novembro 2013). Tradução portuguesa (PT) por SÁ, A.A., MEIRELES, C., PEREIRA, Z., HENRIQUES, M.H., PEREIRA, I.D., PIÇARRA, J.M., 2013. Tabela Cronoestratigráfica Internacional – v 2013/01.
- COJAN, I., RENARD, M., 1997. *Sédimentologie*. Masson, Paris.
- COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., GOY, A., PAREDES, R., SILVA, R.L., 2013a. El Sinemuriense Superior (cronozonas Oxynotum y Raricostatum) en la región de S. Pedro de Moel (Cuenca Lusitánica, Portugal). *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 15-19.
- COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., GARCÍA JORAL, F., GOY, A. 2013b. Los braquiópodos del Toarciense Inferior (Jurásico) en el área de Rabaçal-Condeixa (Portugal): distribución estratigráfica y paleobiogeografía. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 37-42.
- CONS, D., 1959. Les grottes de Serra de Aire, Portugal central. *Trans. Cave Res. Gr. Brit.* 5(2), 61-103.
- COOK, P.C., 2003. A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers. CSIRO Land and Water, Glen Osmond, Seaview Press.
- COOKE, M.L., SIMO, J.A., UNDERWOOD, C.A., RIJKEN, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology* 184, 225-239.
- 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, G.G., DUARTE, L.V., PEREIRA, A., SILVA, R.L., MENDONÇA FILHO, J.G., 2013. Utilização da espectrometria de raios gama na caracterização das fácies ricas em matéria orgânica do Sinemuriano-Pliensbaquiano da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 77-82.
- CORROCHANO, A., PENA DOS REIS, R.P.B., ARMENTEROS, I., 1998. Um paleocarro no Cretácico do Sítio da Nazaré (Bacia Lusitânica, Portugal) - Características, controlos e evolução. In: *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Resumos Alargados, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa (Portugal).
- COST Action 620, 2003. Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers. Final Report, FRANÇOIS ZWAHLEN (Chairman, Editor in Chief).
- COSTA, A.S., 1853. *Grutas de Condeixa*. Instituto, 1ª série, Vol. II (2).
- COURBOULEIX, S., ROSSET, J., 1974. Étude géologique des régions de Anadia et de Mealhada II – La tectonique. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. LVII, Lisboa.
- COWARD, M. P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts deep in the crust. *Journal of Structural Geology* 5, 113-123.
- CROSS, T., 1991. High resolution stratigraphic correlation from the perspective of base level cycles and sediment accommodation. In: DOLSON, J., (Eds.), *Unconformity related hydrocarbon exploration and accumulation in çlastic and carbonate settings: short course notes*, Rocky Mountain Association of Geologists, 28-41.
- CROSS, T., LESSENGER, M., 1998. Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: GRADSTEIN, F., SANDVIJ, K., MILTON, N., (Eds.), *Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications*, NPF Special Publications 8, 171-195.
- CRISPIM, J.A., 1985. Símbolos Convencionais Para Utilização em Topografia Espeleológica. *Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Publicação Especial* 7, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1986a. Traçagem com uranina em Minde. In: *Actas do II Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, Resumos alargados, Maleo, *Boletim Informativo da Sociedade Geológica de Portugal* 2(13), 16-17, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1986b. Dinâmica cársica da Região de Ancião. *Dissertação no Âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Científica, em Geologia*, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.

- CRISPIM, J.A., 1987a. Os lapiás do carso do Algarve. Boletim da Sociedade Geológica Portuguesa XXIV, 25-30, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1987b. Evolução da hidrologia subterrânea na Gruta de Moinhos Velhos (Mira de Aire). Revista da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Algar 1, 3-8, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1987c. Circulação subterrânea na zona norte das Serras de Ansião (Maciço de Sicó, Alvaiázere – Portugal). Geolis I(1), 92-99, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1992. Características cársicas das rochas carbonatadas da região central do Maciço Calcário Estremenho (Portugal). Boletim da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Algar 3, 9-18, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1993. Sobre a estrutura geológica dos poljes de Alvados e de Minde (Estremadura). Revista da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Algar 4, 13-26, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 1995. Dinâmica cársica e implicações ambientais nas depressões de Alvados e Minde. Dissertação de Doutoramento, em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- CRISPIM, J. A., 1999. Seismotectonic versus man-induced morphological changes in a cave on the Arrábida chain (Portugal). Geodinamica Acta 12, 135-142.
- CRISPIM, J.A., 2008. Património Geológico da Serra de Montejunto. Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 2010a. Panorama das Regiões Cársicas de Portugal. In: Geologia Clássica, Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História, Volume V, 469-478, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., 2010b. Aspetos relevantes do património cársico da Orla Ocidental. Revista e-Terra 18(4). (<http://e-terra.geopor.pt>).
- CRISPIM, J.A., MONTEIRO, A.R., 1990. Nota preliminar sobre a contaminação bacteriológica de algumas nascentes do Maciço Calcário Estremenho. Geolis 4(1-2), 173-176, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., PÓVOAS, L., STRAUS, G.L., 1993. Further studies os Algarão da Goldra and Igreja dos Soidos: archaeological cave sites in the Algarve (Portugal). Algar 4, 31-44, Lisboa.
- CRISPIM, J.A., LOPES, L.M., TEIXEIRA, E., MACHADO, J., MONTEIRO, C., 2006. Experiências de traçagem da circulação subterrânea nas Terras do Risco (Sesimbra, Arrábida). In: Actas do VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, Resumos alargados, 541-544, Lisboa.
- CUNHA, L., 1983. O Dueça a Montante de Miranda do Corvo. Apresentação de alguns problemas geomorfológicos. Revista da Universidade de Coimbra 29, 451-520, Coimbra.
- CUNHA, L., 1985. Significado morfo-estrutural e morfoclimatico das Buracas da Serra de Sicó. In: Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, vol. I, 49-60, Lisboa.
- CUNHA, L., 1986a. A carsificação profunda nas Serras Calcárias de Condeixa, Sicó e Alvaiázere. In: Actas IV Colóquio Ibérico de Geografia, 903-915, Coimbra.
- CUNHA, L., 1986b. As «Buracas» das Serras Calcárias de Condeixa e Sicó. Cadernos de Geografia 5, 139-150, Coimbra.
- CUNHA, L., 1987. A propósito de um livro recente sobre as grutas e os algares de Portugal. Cadernos de Geografia 6, 177-179, Coimbra.
- CUNHA, L., 1990a. Alguns problemas ambientais em áreas cársicas: O exemplo das Serras Calcárias de Condeixa, Sicó e Alvaiázere. Cadernos de Geografia 9, 127-142, Coimbra.
- CUNHA, L., 1990b. As Serras Calcárias de Condeixa, Sicó, Alvaiázere - Estudo de Geomorfologia. Geografia Física I, Instituto Nacional de Investigação Científica, Imprensa Nacional, Casa da Moeda, Coimbra.
- CUNHA, L., 1991. Geografia Física, Geografia Humana e Estudos do Ambiente. Cadernos de Geografia 10, 221-232, Coimbra.
- CUNHA, L., 1993a. A paisagem cársica das Serras Calcárias de Condeixa, Sicó, Alvaiázere. Alguns argumentos a favor da sua protecção. Revista da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Algar 4, 3-12, Lisboa.
- CUNHA, L., 1993b. Geomorfologia Estrutural e Cársica. In: O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas, Colibri, 63-74, Lisboa.
- CUNHA, L., 1996. Les Karsts Portugais, Problèmes et Perspectives. Karstologia 28(2), 41-48.
- CUNHA, L., 1999a. Geomorfologia e Ordenamento do Território no Maciço Calcário Estremenho. Cadernos de Geografia 18, 213-217, Coimbra.
- CUNHA, L., 1999b. O Quaternário, a morfologia cársica e o património ambiental. Exemplos no sector setentrional do Maciço de Sicó. Estudos do Quaternário 2, 111-118, Lisboa.



- CUNHA, L., 1999c. Depósitos de vertente no sector setentrional do Maciço de Sicó. In: Actas do Encontro de Geomorfologia, 85-94, Coimbra, Projecto PRAXI XXXI, 2/2.1/CTA-156/94.
- CUNHA, L., 2003a. Maciço de Sicó: Valorização dos Recursos Naturais e Criação de Emprego a Nível Local. In: Território, do Global ao Local e Trajectórias de Desenvolvimento, Centro de Estudos Geográficos, 185-198, Coimbra.
- CUNHA, L., 2003b. A montanha do centro português: espaço de refúgio, território marginal e recurso para o desenvolvimento local. In: Território, Ambiente e Trajectórias de Desenvolvimento, Centro de Estudos Geográficos, 175-191, Coimbra.
- CUNHA, L., 2003c. Estudos de geomorfologia Cársica em Portugal. Um ponto de situação relativo aos maciços do sector setentrional da Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa (Outil, Boa Viagem e Sicó). In: Actas do IV CNEspeleo Congress, Leiria.
- CUNHA, L., SOARES, A.F., 1987. A carsificação no Maciço de Sicó, principais fases de evolução. Cadernos de Geografia 6, 119-137, Coimbra.
- CUNHA, L., ROCHA, R., 1997. Ensino da geografia e riscos naturais. Reflexões a propósito de um mapa de riscos naturais do vale de Coselhas (Coimbra). Cadernos de Geografia 16, 25-38.
- CUNHA, L., SOARES, A.F., 1997. Alguns problemas geomorfológicos no sector oriental do Baixo Mondego. O confronto de morfologias nas áreas de Coimbra e de Condeixa. In: O Baixo Mondego: organização geossistémicas e recursos naturais, 41-49, Coimbra, Projecto PRAXI XXXI, 2/2.1/CTA-156/94.
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2002a. Considerações sobre riscos naturais num espaço de transição. Exercícios cartográficos numa área a Sul de Coimbra. Territorium 9, 37-51, Coimbra.
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2002b. The scientific study of polyphase palaeokarst as a contribution to the palaeoenvironmental interpretation: case studies in Portugal. In: Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation, Acta Carsologica, Abstract, Postojna.
- CUNHA, L., ALMEIDA, A.C., 2008. António Ferreira Soares e a Geomorfologia do Baixo Mondego. In: A terra: conflitos e ordem, Livro de Homenagem ao Prof. Ferreira Soares, MMGUC, 17-24, Coimbra.
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2008a. Karst and Palaeokarst of Portugal: On overview of actual knowledge and further research. In: Abstract at the 16th International Karstological School, Karst sediments, 16-21 June, Postojna.
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2008b. Formas e depósitos fluviais na Gruta do Soprador do Carvalho (Maciço de Sicó - Portugal): uma primeira abordagem. In: Livro de Resumos do IV Congresso Nacional de Geomorfologia, 16-18 Outubro, Braga.
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2010. Karstic Geoheritage of Central Portugal. In: Proceeding of International Conference on Geoheritage and Geotourism, 14-17 October, Lisbon.
- CUNHA, L., VIEIRA, A., 2002/2004. Património geomorfológico, recurso para o desenvolvimento local em espaços de montanha. Exemplos no Portugal Central. Cadernos de Geografia 21/23, 15-28, Coimbra.
- CUNHA, L., ALARCÃO, A., PAIVA, J., 1996. O Oppidum de Conimbriga e as Terras de Sicó. Roteiro, Liga de Amigos de Conimbriga, Lisboa.
- CUNHA, L., SOARES, A.F., TAVARES, A.O., MARQUES, J.F., 1997. O julgamento geomorfológico de Coimbra. O testemunho dos depósitos quaternários. Cadernos de Geografia, Número especial, 14-26, Coimbra.
- CUNHA, L., SOARES, A.F., TAVARES, A.O., ALMEIDA, A.C., SANTOS, J.G., 1999. Intervenções recentes e avaliação de impactes ambientais no Baixo Mondego. Cadernos de Geografia 18, 39-52, Coimbra.
- CUNHA, L., ALMEIDA, M., NEVES, M.J., DIMUCCIO, L.A., AUBRY, T., 2006a. Contributo da sequência cultural pleistocénico/holocénico para a compreensão da génese e evolução do canhão flúviocársico do Vale das Buracas. In: Acta do 2º Congresso Nacional de Geomorfologia, Volume III, 69-75, Coimbra.
- CUNHA, L., CAMPAR de ALMEIDA, A., LOPES, M.C., (Coord.), 2006b. Caracterização geomorfológica, hidrológica e dos processos naturais do Município de Coimbra. Centro de Estudos Geográficos e Camara Municipal de Coimbra (relatório técnico).
- CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., VIEIRA, A., 2007. Património cársico do Maciço de Sicó. In: BRANDÃO, J., CALADO, C., SÁ COUTO, F., (Eds.), Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas, Livro de Resumos do Simpósio Ibero-Americano, 29 Junho a 1 Julho, Batalha.

- CUNHA, L., DIMUCCIO, L., AUBRY, T., 2014. Karstic heritage in Central Portugal. The case of the Sicó Massif. In: Património Geomorfológico e Geoconservação. Experiências em Portugal e no Brasil. Actas/Proceeding I Encontro Luso-Brasileiro de Património Geomorfológico e Geoconservação, Associação Portuguesa de Geomorfólogos (Eds.), 27-34, Coimbra.
- CUNHA, P.P., 1992. Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra.
- CUNHA, P.P., 1999. Unidades litostratigráficas do terciário na região de Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 86, 143-196.
- CUNHA, P.P., PENA DOS REIS, R., 1995. Cretaceous sedimentar and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research* 16, 155-170.
- CUNHA, P.P., PENA DOS REIS, R., DINIS, J.L. 1992. A importância de um silcreto bacinal como marcador do final da etapa Aptiano superior-Campaniano inferior, na Bacia Lusitaniana; perspectivas de generalização deste modelo. In: Actas III Congresso Geológico de Espanha e VIII Congresso Latinoamericano de Geologia, 21-27 de Junho, 102-106, Salamanca.
- CUNHA, P.P., BARBOSA, B.P., REIS, R., 1993. Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallel (Western Portuguese margin). *Ciências da Terra* 12, 35-43.
- CUNHA, P.P., PIMENTEL, N., PEREIRA INSUA, D., 2000. Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências Terra (UNL)* 14, 61-72.
- CUNHA, P.P., MARTINS, A.A., DAVEAU, S., FRIEND, P.F., 2005. Tectonic control of the Tejo River lower terraces in the rodão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology* 102, 43-54.
- CUNHA, P.P., MARTINS, A.A., HUOT, S., MURRAY, A.S., RAPOSO, L., 2008. Dating the Tejo River lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology* 102, 43-54.
- CUNHA, P.P., PAIS, J., LEGOINHA, P., 2009. Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico-sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). In: Atas 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09, 1-5 de Diciembre, Oviedo.
- CURTIS, R., EVANS, G., KINSMANN, D.J.J., SHEARMAN, D.J., 1963. Association of dolomite and anhydrite in the Rezent sediments of the Persian-Gulf. *Nature* 197, 697-680.
- CVIJIC, J., 1893. Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen Monographie. *Geog. Abhandl. Wien* 5(3), 218-329.
- CVIJIC, J., 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Rec. Trav. Inst. Géogr. Alpine, Grenoble* VI, 375-426.
- CVIJIC, J., 1960. LA GEOGRAPHIE DES TERRAINS CALCAIRES. *MONOGR. SERBIAN ACAD. SCI. ARTS.* 341.

#### D

- DALLMEYER, R., MARTÍNEZ GARCIA, E., 1990 (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag.
- D'AMORE, F., SCANDIFFIO, G., PANICHI, C., 1983. Some Observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics* 12(2/3), 141-148.
- DAHANAYAKE, K., 1983. Depositional environments of some Upper Jurassic oncoids. In: PERYT, T.M., (Eds.). *Coated grains*, 377-385.
- DAUPHINÉ, A., 2001. *Risques et catastrophes, observer, spatialiser, comprendre, gérer*. Armand Colin, Coll. U., Paris.
- DAVEAU, S., 1973. Quelques exemples d'évolution quaternaire dès versants au Portugal. *Finisterra* VIII(15), 5-47, Lisboa (Portugal).
- DAVEAU, S., 1980. A extremidade ocidental da Cordilheira Central e o Maciço Calcário Estremenho. In: *Livro-guia do II Colóquio Ibérico de geografia*, Lisboa (Portugal).
- DAVEAU, S., 1985. Les Bassins de Lousã et d'Arganil. *Recherches Géomorphologiques et Sédimentologiques sur le Massif Ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra*. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos* 8, V. I e II, Lisboa.

- DAVEAU, S., RODRIGUES, M.L., 1985. Os Polje de Alvados e de Minde. In: Glaciação da Serra da Estrela. Aspectos do Quaternário da Orla Atlântica, Livro Guia da pré-reunião da I Reunião do Quaternário Ibérico, 33-40, Lisboa (Portugal).
- DAVIS, G.H., REYNOLDS, S.J., 1996. Structural geology of rocks and regions, 2<sup>nd</sup> eds., John Wiley & Sons, U.S.A.
- DAUPHINÉ, A., 2001. Risques et catastrophes, observer, spatialiser, comprendre, gérer. Armand Colin, Coll. U., Paris.
- DE BENEDICTIS, D., BOSENCE, D., WALTHAM, D., 2007. Tectonic control on peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectono-stratigraphic modeling. *Sedimentology* 54, 578-605.
- DEAN, W.E., ANDERSON, R.Y., 1982. Continuous subaqueous deposition of the Permian Castile evaporites, Delaware Basin, Texas and New Mexico. Core Workshop n.º 3. In: HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G., DAVIES, G.R. (Eds.), *Depositional and Diagenesis Spectra of Evaporites*. Society Economic Paleontologists Mineralogist, Calgary, Canada, pp. 324-353.
- DECONINCK, J.-F., HESSELBO, S.P., DEBUISSER, N., AVERBUCH, O., BAUDIN, F., BESSA, J., 2003. Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). *Intr. Earth Sci.* 92, 255-266.
- DEELMAN, J.C., 2010. Guidelines for the identification of anhydrous Mg/Ca carbonates. *Carbonate Evaporites* 25, 325-331.
- DE GROOT, K., 1967. Experimental dedolomitization. *J. Sed. Petrol.* 37, 1261-1220.
- DELGADO, J.F.N., 1867. Notícia Acerca das Grutas da Cesareda. Primeiro Opúsculo, Typographia da Academia Real das Ciências, Lisboa (Portugal).
- DELGADO, J.F.N., 1884. La Grotte de Furninha à Peniche. In: *Actes du Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie Préhistorique*, 207-278, Lisboa (Portugal).
- DE MARCO, A., DIMUCCIO, L.A., 1999. La evolución de los materiales de acumulación en el Altiplano carbonatado de Cantanhede (NO de Coimbra - Portugal). In: *Actas of the scientific study of Karstic cavities as a contribution to geological knowledge*, 195-205, 17-20 June, Patronato de la Cueva de Nerja, Malaga (Espanha).
- DeMETS, C., GORDON, R.C., ARGUS, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1-80.
- DEMICO, R.V., HARDIE, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Serie 1*, Society of Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- DERA, G., PELLENARD, P., NEIGE, P., DECONINCK, J.F., PUCÉAT, E., DOMMERGUES, J.L., 2009. Distribution of clay minerals in early Jurassic Peritethyan seas. Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 271, 39-51.
- DE VICENTE, G., VEGAS, R., 2009. Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics* 474, 124-143.
- DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., VAN WEES, J.D., CUNHA, P.P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics* 502, 38-61.
- DE WAELE, J., PLAN, L., AUDRA, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *Geomorphology* 106, 1-8.
- DE WAELE, J., GUTIÉRREZ, F., PARISE, M., PLAN, L., 2011. Geomorphology and natural hazards in karst áreas: A review. *Geomorphology* 134, 1-8.
- DEWAIDE, L., BAELE J.-M., COLLON-DROUILLET, P., QUINIF, Y., ROCHEZ, G., VANDYCKE, S., HALLET, V., 2014. Karstification in dolomitized Waulsortian mudmounds (Belgium). *Geologia belgica* 17/1, 43-51.
- DIAS, R., 2010. Evolução geodinâmica de Portugal no contexto do ciclo Varisco. *e-Terra* 8(3), 1(4)-4(4).
- DIAS, R.P., CABRAL, J., 1998a. Problemas na interpretação geodinâmica de estruturas que estão relacionadas com o carso. In: Chaminé H.I., Guerner Dias, A., Ribeiro, M.A., Sodrê Borges, F., (Eds.), 4<sup>a</sup> Conferência Anual GGET'98, Porto, *Geólogos* 2, 129-131, Porto (Portugal).
- DIAS, R.P., CABRAL, J., 1998b. Interpretação de estruturas dúcteis e frágeis afectando areias plio-quaternárias na região do Algarve. A interferência da carsificação. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 84 (1), D77-D80, Lisboa (Portugal).

- DIAS, R.P., CABRAL, J., 2002. Interpretation of recent structures in a area of cryptokarst evolution. Neotectonic versus subsidence genesis. *Geodinâmica Acta* 15, 233-248.
- DIAS, R., RIBEIRO, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics* 246, 113-128.
- DINIS, J.L., 1999. Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. Tese de Doutoramento apresentada no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, Portugal.
- DINIS, J., 2001. Definição da Formação da Figueira da Foz; Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, t. 88, 127-160.
- DINIS, J., TRINÇÃO, 1991 Controlos deposicionais e biostratigrafia da base dos “grés belasianos” (Aptiano, Bacia Lusitaniana). *Comum. Ser. Geol. Portugal* 77, 89-102.
- DINIS, J.L., TRINÇÃO, P., 1995. Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research* 16, 171-186, London.
- DINIS, J.L., REY, J., CUNHA, P.P., CALLAPEZ, P., PENA DOS REIS, R., 2008. Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: and update synthesis. *Cretaceous Research* 29, 772-780.
- DINIS, P., 2004. Vale do Cértima. Tese de doutoramento apresentado no Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra.
- DINIS, A.P., SOARES, A.F., 2007a. Controlling factors on clay mineral assemblages: insights from facies analysis of Pliocene to Pleistocene coastal margin deposits, western Portugal. *Geologica Acta* 5 (2), 177-192.
- DINIS, A.P., SOARES, A.F. 2007b. Stable and ultrastable heavy minerals of alluvial to nearshore marine sediments from Central Portugal: facies related trends. *Sedimentary Geology* 201, 1-20.
- DINIS, P., CABRAL, J., SOARES, A.F., 2007. Genesis of deformations structures affecting Plio-Pleistocene sediments in the western Portuguese mainland (West Iberia). Implications on the regional neotectonics. *Geodinamica Acta* 20/6, 415-431.
- DIMUCCIO, L.A., 1997. Studio morfoevolutivo del fenomeno carsico dell’Altopiano Carbonatico di Cantanhede (a NW di Coimbra – Portogallo). In: *Proceeding of the 12th International Congress of Speleology, Switzerland*.
- DIMUCCIO, L.A., 1998. Studio morfoevolutivo dell’Altopiano Carbonatico di Cantanhede (NW di Coimbra – Portogallo). Tesi di laurea in Geologia, Dipartimento di Geologia e Geofisica, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e naturali dell’Università degli Studi di Bari (Italia) & Instituto de Estudos Geograficos, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., 2002. O paleocarso das Colinas Dolomíticas a Sul de Coimbra: uma primeira abordagem. In: *Livro de Resumos do I Seminário de Geomorfologia e Dinâmica geomorfológica, progressos recentes na investigação e aplicação ao ordenamento do território, 14-16 Março, Lisboa (Portugal)*.
- DIMUCCIO, L.A., 2002/2004. A propósito do encontro científico sobre “Desafios para as regiões cársicas no início do terceiro milénio (Coimbra, 11 de Outubro de 2002). *Cadernos de Geografia* 21/23, 175-177.
- DIMUCCIO, L., 2004. Development of Parakarst features on lower Liassic dolomites and calcareous-dolomites In the Lusitanian basin (Portugal). In: *Abstract 12<sup>th</sup> Karstological School, Postojna (Slovenia)*.
- DIMUCCIO, L.A., 2005a. Torre Vale de Todos anticline and related morphological depressions (Central Portugal). In: *Abstract Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza (Spain)*.
- DIMUCCIO, L.A., 2005b. Caracterização geológica da area em que se insere o Departamento de Ambiente e Qualidade de Vida da Câmara Municipal de Coimbra – A vulnerabilidade Intrínseca as aquífero fissurado e cársico local. Relatório não publicado, policopiado, 96 p. (relatório técnico não publicado).
- DIMUCCIO L.A., 2008. Facies and sequence stratigraphy from lower Liassic carbonate in Coimbra region (Lusitanian Basin - Portugal) – Abstract AAPG Annual Convection and Exhibition in San Antonio, Texas, April 20-23.
- DIMUCCIO, L.A., 2011. The karstification of Dolomitic Hills to south of Coimbra (Central Portugal) - Stratigraphy and palaeo(karst)s of Coimbra Group (Lower Liassic). In:

- Proceeding of First III-UC Researcher Forum, Institute for Interdisciplinary Research University of Coimbra, Coimbra (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., CUNHA, L., 1999. O estudo de fenómenos cársicos aplicado á reconstituição paleambientais. O caso do Planalto de Cantanhede. In: Actas do Encontro de Geomorfologia, Coimbra, 85-94, Projecto PRAXI XXXI, 2/2.1/CTA-156/94 (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., CUNHA, L., 2008. Modelação da vulnerabilidade intrínseca do aquífero elementar, fissurado e cársico do sector setentrional das Colinas Dolomíticas a Sul de Coimbra. In: BRANDÃO, J., CALADO, C., SÁ COUTO, F., (Eds.), Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas, Actas do Simpósio Ibero-Americano, 29 Junho a 1 Julho, 67-78, Batalha (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., AUBRY, T., 2010. Cave sediments and rocks-shelter slope deposits: records of the Late Quaternary palaeoenvironmental changes in central Portugal. In: Abstract of 18<sup>th</sup> International Karstological School (Classical Karst) – Dinaric Karst, Postojna (Eslovenia).
- DIMUCCIO, L., FERREIRA, R., CUNHA, L., 2005. Aplicação de um modelo de redes neuronais (Neural Network) na elaboração de mapas de susceptibilidade a movimentos de vertente: um exemplo numa área a Sul de Coimbra. In: Acta do 2º Congresso nacional de Geomorfologia, Coimbra (Portugal), APGeom V. III, 281-289.
- DIMUCCIO, L.A., AUBRY, T., CUNHA, L., 2008. Formas, depósitos e processos tectónico-cársicos no Maciço de Sicó (Portugal central). Uma abordagem geo-arqueológica. In: Livro de Resumos do IV Congresso Nacional de Geomorfologia, 16-18 Outubro, Braga (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., LEAL, C., CUNHA, L., 2010. Análise da distribuição espaço-temporal das variações de temperatura do ar na Gruta do Soprador do Carvalho (Maciço de Sicó – Portugal Central). Spatiotemporal analysis of air variations in Soprador do Carvalho cave (Sicó Massif – central Portugal). In: Livro de Resumos do VI Seminário Latino-americano e II Seminário Ibero-americano de Geografia Física, Sustentabilidade da Gaia; Ambiente, Ordenamento e Desenvolvimento, 26-30 Maio, Coimbra (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., DINIS, J., AUBRY, T., ALMEIDA, M., CUNHA, L., 2011a. Late Pleistocene millennial-scale palaeoclimatic fluctuations from the continental record of Central-Western Portugal. In: Livro de Resumos da IV Jornada do Quaternario – 1<sup>st</sup> International Conference Environmental Change and Human Interaction in the Western Atlantic Façade, Coimbra, 9 – 10 Dezembro, Coimbra University, Coimbra (Portugal).
- DIMUCCIO, L.A., FERREIRA, R., CUNHA, L., CAMPAR DE ALMEIDA, A., 2011b. Regional forest fire susceptibility analysis in Central Portugal using probabilistic ratings procedure and artificial neural network weights assignment. *International Journal of Wildland Fire* 20 (6), 776-791.
- DIMUCCIO, L.A., DINIS, J.L., AUBRY, T., CUNHA, L., 2014a. Clastic Cave Sediments and Speleogenesis of the Buraca Escura Archaeological Site (Western–Central Portugal). In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (edits), *Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy*. Springer Geology XLV, pp. 931-935.
- DIMUCCIO, L.A., DUARTE, L.V., CUNHA, L., 2014b. Facies and Stratigraphic Controls of the Palaeokarst Affecting the Lower Jurassic Coimbra Group, Western Central Portugal. In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (edits), *Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy*. Springer Geology XLV, pp. 787-791.
- DODDS, J.E., DALY, E.P., CULLEN, K.T., 1994. Relationship between mining and groundwater within the dolomites of Ireland. *Proceeding of the 5<sup>th</sup> International Minewater Congress*, Nottingham, UK, 17-24 September 1994, I, 185-195.
- DOERFINGER, N., ZWAHLEN F., 1988. Groundwater vulnerability mapping in karsic regions (EPIK). *Practical Guide*, Swiss Agency for the Environmental, Forest and Landscape, Berne, 56 pp.
- DOGLIONI, C., BOSELLINI, A., VAIL, P.R., 1990. Stratal patterns: a proposal of classification and example from the Dolomites. *Basin Research* 2, 83-95.
- DOMMERGUES, J.L., 1987. L'évolution chez les Ammonitina du Lias Moyen (Carixien, Domerien basal) en Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon* 97, 1-297.
- DOMMERGUES, J.L., MOUTERDE, R., 1987. The endemic trends of Liassic Ammonite faunas of Portugal as the result of the opening up of a narrow epicontinental basin.

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 58, 129-137, Amsterdam (Netherlands).
- DOMMERCUES, J.L., MEISTER, C., NEIGE, P., ROCHA, R.B., 2004. Endemic Sinemurian (Early Jurassic) ammonites from the Lusitanian Basin (Portugal). *Rev. Paléobiol* 23(2), 529-549.
- DOMMERCUES, J.L., MEISTER, C., ROCHA, R.B., 2010. The Sinemurian ammonites of the Lusitanian Basin (Portugal): an example of complex endemic evolution. *Palaeodiversity* 3, 59-87, Stuttgart.
- DORALE, J.A., EDWARDS, R.L., ALEXANDER, E.C., SHEN, C.C., RICHARDS, D.A., CHENG, H., 2004. Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications. In: SASOWOSKY, I.D., MYLROIE, J.E. (Eds.), *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*, 177-197, New York.
- DOROBK, S.L., 2008. Tectonic and depositional controls on syn-rift carbonate platform sedimentation. In: LUKASIK, J., SIMO, T., (Eds.), *Controls on Carbonate Platform and Reef Development*, SEPM special Publication 89, 57-82.
- DOWSSET, H.J., BARRON, J.A., POORE, R.Z., 1996. Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction. *Marine Micropaleontology* 27, 13-25.
- DREYBRODT, W., GABROVŠEK, F., 2010. A model of karstification in extended limestone plains by mixing corrosion. *Advances in Research in Karst Media*. In: B. ANDREO *et al.* (Eds), 457-462.
- DREYBRODT, W., LAUKNER, J., ZAIHUA, L., SVENSSON, U., BUHMANN, D., 1996. The kinetics of the reaction  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$  as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ . *Geodhemi. Cosmochem. Acta* 18, 3375-3381.
- DREYBRODT, W., GABROVSEK, F., ROMANOV, D., 2005. Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach. *Carsologica* 4, ZRC Publishing, Karst Research Institute at ZRC SAZU, Ljubljana. 375 pp.
- DROMART, G., ELMI, S., 1986. Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique Central, Téthys occidentale). *C.R. Acad. Sc. Paris* 303, 311-316.
- DUARTE, J.C., ROSAS, F.M., TERRINHA, P., SCHELLART, W.P., BOUTELIER, D., GUTSCHER M.-A., RIBEIRO, A., Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology*, doi: 10.1130/G34100.1.
- DUARTE, L.V., 1997. Fácies analyses and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian séries in the Lusitanian Basin (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min., Lisboa*, t. 83, 65-94.
- DUARTE, L.V., 1998. Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian-lower Aalenian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cuad. Geol. Ibérica* 24, 69-68.
- 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: ROCHA (Eds.) *The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. Ciências Terra (UNL)* 16, 17-23, Lisboa (Portugal).
- DUARTE, L.V., SOARES, A.F., 1993. Eventos de natureza tempestífica e turbidítica no Toarciano Inferior da bacia Lusitânica (sector norte). *Cadernos de Geografia, Faculdade de letras, Universidade de Coimbra* 12, 89-95.
- DUARTE, L.V., SOARES, A.F., 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comum. Inst. Geol. Mineiro* 89, 135-154.
- DUARTE, L.V., KRAUTTER, 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* 172(5), 637-646.
- DUARTE, L.V., WRIGHT, V.P., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., ELMI, S., KRAUTTER, M., AZERÉDO, A.C., HENRIQUES, M.H., RODRIGUES, E., PERILLI, N. 2004. Early Jurassic evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: DUARTE, L.V., HENRIQUES, M.H., (Eds.), *23<sup>rd</sup> Meeting International Association of Sedimentologist, Field Trip Guidebook*, vol. 1, 45-71. Carboniferous and Jurassic carbonate platforms of Iberia, Coimbra.

- 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. *Boletim Geológico y Minero* 118(1), 3-18.
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., DUARTE, C.B., AZERÊDO, A.C., COMAS-RENGIFO, J., 2008. Litostratigrafia do Jurássico Inferior da região de S. Pedro de Moel (Bacia Lusitânica, Portugal). In: *A Terra, Conflitos e Ordem. Homenagem ao professor Ferreira Soares*, MMGUC, Coimbra.
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., OLIVEIRA, L.C.V., COMAS-RENGIFO, J., SILVA, F., 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliesbachian 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., SILVA, R.L., MENDINÇA FILHO, J.G., POÇAS RIBEIRO, N., CHAGAS, R.B.A., 2012. High-resolution stratigraphy, palynofacies and source rock potential of the Água de Madeiros Formation (Lower Jurassic), Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Petroleum Geology* 35(2), 105-126.
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., MENDONÇA FILHO, J.G., AZERÊDO, A.C., CABRAL, M.C., COMAS-RENGIFO, M.J., CORREIA, G., FERREIRA, R., LOUREIRO, I.M., PAREDES, R., PEREIRA, A., POÇAS RIBEIRO, N., 2013a. O projecto PTDC/CTE-GIX/098968/2008 – Estratigrafia de alta resolução das séries marinhas ricas em matéria orgânica do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica: perspectivas iniciais e resultados obtidos. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 7-13.
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., MENDONÇA FILHO, J.G., 2013b. Variação do COT e pirólise Rock-Eval do Jurássico Inferior da região de S. Pedro de Moel (Portugal). Potencial de geração de hidrocarboretos. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 107-111.
- DUARTE, L.V., COMAS-RENGIFO, M.J., SILVA, R.L., PAREDES, R., GOY, A. 2014. Carbon isotope stratigraphy and ammonite biostratigraphy across the Sinemurian-Pliesbachian boundary in the western Iberian margin. *Bulletin of Geoscience* (in press) (DOI: 10.3140/bull.geosci.1476).
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., AZERÊDO, A.C., PAREDES, R., RITA, P., (no prelo). A Formação de Coimbra na região de S. Pedro de Moel (oeste de Portugal). Caracterização litológica, definição litostratigráfica e interpretação sequencial. *Comunicações Geológicas*.
- DUARTE M. SOARES, ALVES. M.T., TERRINHA, P., 2012. The breakup sequence and associated lithospheric breakup surfaces: their significance in the context of rifted continental margins (West Iberia and Newfoundland margins, North Atlantic). *Earth and Planetary Science Letters* 355-356, 311-326.
- DUBLYANSKY, V.N., DUBLYANSKY, Y.V., 2000. The Role of Condensation in Karst Hydrogeology and Speleogenesis. In: KLIMCHOUK ALEXANDER B., FORD DEREK C., PALMER ARTHUR N & DREYBRODT WOLFGANG (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, 100-112, Alabama (USA).
- DUBOIS, C., QUINIF, Y., BAELE, J.-M., BARRIQUAND, L., BINI, A., BRUXELLES, L., DANDURAND, G., HAVRON, C., KAUFMANN, O., LANS, B., MAIRE, R., MARTIN, J., RODET, J., ROWBERRY, M.D., TOGNINI, P., VERGARI, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews* 131, 116-148.
- DUNHAM, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Eds.), *Classification of carbonate rocks. A symposium*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1, 108-171.
- DUNHAM, J.B., OLSON, E.R., 1980. Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek formation (Ordovician-Silurian) of central Nevada. In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.B., ETHINGTON, R.L. (Eds.), *Concepts and models of dolomitization*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 139-161.
- DURENSOY, C., 1961. Étude géologique de la région d'Ansião (province de Beira Litoral). Dipl. d'Et. Sup. Lyon.
- DUSSEL, M., 1997. Karsthydrogeologische und speleologische Untersuchungen in der Hohlen Talismã sowie in benachbarten Gebieten in Zentralportugal und Kartierung des Gebietes zwischen Ramalheira, Alvorge, S. Sebastião – Diplomarbeit einschließlich Diplomkartierung, Vorgelegt am Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Berlin.

## E

- EGGINS, S.M., CRÜN, R., McCULLOCH, M.T., PIKE, A.W.G., CHAPPEL, J., KINSLEY, L., MORTIMER, G., SHELLEY, M., MURRAY-WALLACE, C.V., SPÖTL, C., TAYLOR, L., 2005. In situ U-series dating by laser-ablation multi-collector ICPMS: new prospects for Quaternary geochronology. *Quaternary Science Reviews* 24, 2532-2538.
- ELMI, S., 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Vol. Jurassica* 4, 5-16.
- ELMI, S., ROCHA, R., MOUTERDE, R., 1988. Sédimentation pélagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. *Ciências Terra (UNL)* 9, 69-90.
- ELMI, S., ROCHA, R.B., DUARTE, L.V., MOUTERDE, R., CABRAL, M.C., COMAS-RENGIFO, M.J., GÓMEZ, J.J., GOY, A., HESSELBO, S.P., JENKYNSON, H.C., LITTLER, K., MAILLIOT, S., MATTIOLI, E., OLIVEIRA, L.C.V., OSETE, M.L., PERILLI, N., PINTO, S., PITTET, B., RUGET, Ch., SUAN, G., 2010. Formal proposal for the Toarcian GSSP in the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal). In: *Simp. Homm. S. Elmi*, Lyon.
- ELKIBBI, M., RIAL., J.A., 2001. An outsider's review of the astronomical theory of climate: is the eccentricity-driven insolation the main driver of the ice ages? *Earth Science Reviews* 56, 161-177.
- EMBRY, A.F., 2002. Transgressive-regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. In: *22<sup>nd</sup> Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference*, 151-172.
- EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N.W.T., *Bull. Canadian Petrol. Geol.* 19, 730-781.
- ESCORCIA, C.L., GOMEZ-RIVAS, E., DANIELE, L., CORBELLA, M., 2013. Dedolomitization and reservoir quality: insights from reactive transport modelling. *Geofluids* 13, 221-231.
- ESTEBAN M. & KLAPPA C.F., 1983. Subaerial exposure environment. In SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G. & MOORE C.H. (Eds.), *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 2-95.
- ESTEBAN, M., WILSON, J.L., 1993. Introduction to karst systems and palaeokarst reservoirs. In: FRITZ, R.D., WILSON, J.L. AND YUREWICZ, D.A. (Eds.): *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*. SEPM, Core Workshop 18, 1-9.

## F

- FAIRCHILD, I.J., BAKER, A., 2012. *Speleothem Science. From Process to Past Environments*. Wiley-Blackwell.
- FARRANT, A.R., SMART, P.L., 2011. Role of sediments in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology* 134, 79-93.
- FEIO, M., 1951. A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comunicação Serviço Geológico de Portugal* 32(2), 303-481, Lisboa (Portugal).
- FEIO, M., 1952. A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Tese de Doutoramento apresentada na Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa (Portugal).
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R., DUARTE, L.V., HENRIQUES, M.H.P., (2000). Ammonites from lumpy limestones in the lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. *Rev. Soc. Geol. España* 13(1), 3-15.
- FERNANDES, J.P., FLORES, D., ROCHA, F.T., GOMES, C., GAMA PEREIRA, L.C., FONSECA, P.E., PINTO DE JESUS, A., CHAMINÉ, H.I., 2001. Devonian and Carboniferous polymorph assemblage of black shales from the Ovar-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar region (W Portugal): Tectonostratigraphic implications for the Iberian Terrane – *Geociências*, Aveiro, Vol. 15 (1/2), 1-20.
- FERREIRA, A.B., 1978. Planaltos e montanhas do Norte da Beira. *Estudo de geomorfologia*. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos* 4, Universidade de Lisboa.
- FERREIRA, A.B., 1980. Surface d'aplanissements et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Révue de géologie dynamique et de géographie physique*. Paris, vol. 22, fasc. 1, 51-62.
- FERREIRA, A.B., 1991. Os ambientes periglaciários e o significado climático das manifestações periglaciárias herdadas. *Fnistera*, C. Est. Geográficos, Universidade de Lisboa, XXVI.
- FERREIRA, A.B., 1993. As Rañas em Portugal – significado geomorfológico e estratigráfico. *O Quaternário em Portugal, balanço e perspectivas*. Ed. Colibri, Lisboa, APEQ, 7-15.



- FERREIRA, A.B., 1998/2001. Teorias sobre a gênese e a evolução das superfícies de aplanamento. Aplicação ao caso de Portugal. In: Livro de Homenagem ao Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho, 103-128, Braga (Portugal).
- FERREIRA, A.B., 2005. Geomorfologia das Bacias Sedimentares. In: MEDEIROS, C.A., (Direção), Geografia de Portugal – O Ambiente Físico, Circulo de Leitores, 103-120.
- FERREIRA, A.B., 2007. Tendências da geografia física nos últimos cinquenta anos. In: Geophilia, o sentir e os sentidos da geografia. Livro de Homenagem a Jorge Gaspar, Lisboa, Centro de Estudos Geográfico, Universidade de Lisboa, 87-98.
- FERREIRA, A.B., RODRIGUES, M.L., ZÊZERE, J.L., 1988. Problemas de evolução Geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho. Finisterra XXIII (45), 5-28, Lisboa (Portugal).
- FERREIRA, O.V., 1982. Cavernas com interesse cultural encontradas em Portugal. Comunicação Serviço Geológico de Portugal 68(2), 285-298, Lisboa (Portugal).
- FERREIRA, J.M., FERREIRA, O.V., 1964. Note sur la Grotte de Moinhos Velhos (Mira d'Aire). Boletim da Sociedade Portuguesa de Espeleologia, 2ª ser., vol. II(1), 21-29, Lisboa (Portugal).
- FERREIRA, A.B., SOARES, A.F., RODRIGUES, J.D., MONTEIRO, B.P.B., 1992. Carbonate rocks from Sé Velha Cathedral, Coimbra, Portugal. In: Proceeding 7th International Congresso on deterioration and conservation of stone, Lisbon, 15-18 June, LNEC, 947-956.
- FERREIRA, M.Q., VELHO, J.L., 2006. Construction problems on the karstified limestones tuffs of Condeixa, central Portugal: a case study. Geotechnical and Geological Engineering 24, 101-116.
- FILIPPONI, M., JEANNIN, P.-Y., TACHER, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. Geomorphology 106, 86-99.
- FISHER, J.C., PALAIN, C., 1971. Nouvelles observations sédimentologiques et paleobiologiques sur l'Hettangien du Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal 55, 105-132.
- FLEURY, E., 1915. Sur l'hydrologie souterraine de l'Alviela. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. XI, Lisboa (Portugal).
- FLEURY, E., 1916. Sur la morphologie du Massif de Porto de Moz. Sur l'hydrologie souterraine de l'Alviela. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal XI, 118-123, Lisboa (Portugal).
- FLEURY, E., 1917. Notes sur l'érosion en Portugal, II: les lapiés des calcaires au nord du Tage. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal XII, 127-274, Lisboa (Portugal).
- FLEURY, E., 1923. Portugal Subterrâneo. Ensaio de Espeleologia Portuguesa. Jornal de Ciências Naturais 1-2-3, Lisboa (Portugal).
- FLEURY, E., 1925. Portugal Subterrâneo. Col. Natura, Lisboa (Portugal).
- FLEURY, E., 1940. Les eaux du groupe de l'Alviela ou des grandes résurgences des calcaires juassiques des Olhos de Água, d'Ota et d'Alenquer. In: Relatório sobre o Tratamento das Águas de Lisboa, Anexo IV, 129-191, Lisboa (Portugal).
- FLORÊNCIO, A.M., 2005. Enquadramento geológico e hidrogeológico das exurgências de Arrifana e dos Banhos Quentes. Contribuição para o ensino da hidrogeologia. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- FLÜGEL, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Berlin.
- FOLK, R.L., 1959. Practical classification of limestones. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 43, 1-38.
- FOLK, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E., (Eds.), Classification of carbonate rocks. AAPG Mem. 1, 62-84.
- FOLK, R.L., 2005. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: textural evidence. Journal Earth System 114, 369-374.
- FORD, D., 2002. From pre-karst to cessation: the complicating effects of differing lithology and geologic structure on karst evolution. In: Franci GABROVŠEK, Evolution of karst: from prekarst to cessation, Carsologica, ZRC, Postojna (Slovenia).
- FORD, D.C., 2006. Karst geomorphology, caves and cave deposits: A review of North American contributions during the past half century. In: HARMON, R.S., WICKS, C.M., (Eds.), Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry. A tribute Volume to Derek C. Ford and William B. White, The Geological Society of America, Special Paper 404, 1-13.

- FORD, D., 2014. Perspectives on the “Four-State Model” of cave genesis in the dimensions of length and depth, and a Critique of “Looping caves” versus “water table caves”: The role of base-level changes and recharge variations in cave development (Gabrovsek, Hauselmann and Audra, 2014). Online publication: <http://speleogenesis.info/community/blog/post/?id=Perspectives-on-the-Four-State-Model-of-cave-genesis> (último acesso – 7 agosto 2014).
- FORD, D. & WILLIAMS, P., 2007. Karst Geomorphology and Hydrology. Chapman & Hall, London (UK).
- FORTI, P., 1991. Processi Ipercarsici e Speleogenesi (I parte). Speleologia 24, S.S.I., Bologna, Italia, 42-46.
- FORTI, P., 1992. Processi Ipercarsici e Speleogenesi (II parte). Speleologia 26, S.S.I., Bologna, Italia, 11-15.
- FORTI, P., 1993. Meccanismi genetici ed evolutivi delle grotte marine . Speleologia 28, S.S.I., Bologna, Italia, 63-67.
- FORTH, R.A, BUTCHER, D, SENIOR, R., 1999. Hazard mapping of karst along the coast of the Algarve, Portugal. Engineering Geology 52, 67-74.
- FOSTER, S.S.D., 1987. Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. In: TNO Committee on Hydrological Research, the Hauge, Proceedings and Information, edited by: VAN DUIJVENBOODEN, W. AND VAN WAEGENINGH, G.H., 38, p. 69-86.
- FRANK, J.R.S, 1981. Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. Journal of Sedimentary Petrology 51, 7-18.
- FREYTET, P., PLAZIAT, J.-C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. Contrib. Sedimentol. 12, 1-213.
- FRIEDMAN, G.M., 1965. Terminology of recrystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. Journal Sed. Petrol. 35, 643-655.
- FRIEDMAN, G.M., 1995. The arid peritidal complex of Abu Dhabi: a historical perspective. Carbonate Evaporites 10, 2-7.
- FRIEDMAN, G.M., SANDERS, J.E., 1967. Origin and occurrence of dolostone. In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. AND FAIRBRIDGE, R.W. (Eds.), Carbonate rocks, 267-348.
- FRISIA, S., 1994. Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi Sabkha. In: PURSER, B., TUCKER, M., ZENGER, D., A (Eds.), Volume in Honour of Dolomieu, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Public. 21, 55-74.
- FRUMKIN, A., 1994. MORPHOLOGY AND DEVELOPMENT OF SALT CAVES. NATIONAL SPELEOLOGICAL SOCIETY BULLETIN 56, 82-95.
- FÜCHTBAUER, H., RICHTER, D.K., 1983. Carbonate internal breccias: a source of mass flow at early geosynclinal platform margins in Greece. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 33, 207-215.
- FÜRSICH, F.T., SINGH, I.B., JOACHIMSKI, M., KRUMM, S., SCHLIRF, M., SCHLIRF, S., 2005. Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxigen isotop, and clay mineralogical data. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 217, 289-309.

## G

- GABROVŠEK, F., 2009. On concepts and methods for the estimation of dissolution denudation rates in karst áreas. Geomorphology 106, 9-14.
- GABROVŠEK, F., HÄUSELMANN, P., AUDRA, P., 2014. “Looping caves” versus “water table caves”: The role of base-level changes and recharge variations in cave development. Geomorphology 204, 683-691.
- GAEP, s/d. Inventário das cavidades da Sub-região da ADSICÓ. Grupo Arqueológico e Espeleológico de Pombal (G.A.E.P.), Pombal (policopiado).
- GAIDA, R.; RADTKE, U., 1983. Datation de tufs calcaires quaternaires du Baixo Alentejo par les méthodes Th/U et ESR. In Finisterra, Vol. XVIII, 35, 107-111.
- GALDÉANO, A., MOREAU, M.-G., POZZI, J.-P., BERTHOU, P.-Y., MALOD, J.-A., 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth and Planetary Science Letters 92, 95-106.
- GANDIN A., WRIGHT, D.T., MELEZHIK V., 2005. Vanished evaporates and carbonate formation in the Nearchaeon Kogelbeen and Gamohaam formations of the Campbellrand Subgroup, South Africa. Journal of Africa Earth Sciences 41, 1-23.

- GAMA PEREIRA, L.C., 1987. Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra.
- GAMA PEREIRA, L.C., 2008. A região da Figueira da Foz no contexto da cadeia central Ibérica. Notas para a sua compreensão. In: LOPES, F.C., CALLAPEZ, P.M., (Eds), Por Terras da Figueira, Kiwanis Clube, 29-34.
- GAMA PEREIRA, L.C., SEQUEIRA, A.J.D., GOMES, E.M.C., 2004. A deformação varisca do Maciço Hespérico na região da Serra da Lousã (Portugal Central). Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña, Vol. 29, 203-214.
- GAMS, I., 1993. Origin of the term "karst", and transformation of the classical karst (kras). *Environmental Geology* 21(3), 110-114.
- GAMS, I., 1994. Types of Contact Karst. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 17, 37-46.
- GAMS, I., 2003. Kras v Sloveniji v prostoru in času. Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana.
- GARCIA-FRESCA, B., JONES, G.D., XU, T., 2009. The apparent stratigraphic concordance of the reflux dolomite: new insights from synsedimentary reactive transport models. *Search and Discovery Article #50208*.
- GAVRILOVIĆ D. 1989. Paleokarst of Yugoslavia. In: P. BOSÄK, D.C. FORD, J. (Eds.), *Paleokarst, a systematic and regional review*, 201-216.
- GE-LMGUC, 1960. Relatório dos trabalhos efetuados pelo grupo de espeleologia do laboratório mineralógico e geológico da Universidade de Coimbra (GE-LMGUC) na exploração dos "algares" do Maciço de Sicó durante o ano de 1959. Coimbra (policopiado).
- GERDES, G., DUNAJTSCHIK-PIEWAK, K., RIEGE, H., TAHER, A.G., KRUMBEIN, W.E., REINECK, H.-E., 1994. Structural diversity of biogenic carbonate particles in microbial mats. *Sedimentology* 41, 1273-1294.
- GIBBS, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journ. Geol. Soc. Lond.* 141, 609-620.
- GILLIESON D., 1996. *CAVES: Processes, Development, Management* – Blackwell Publishers Ltd, Oxford, UK.
- GINGRAS, M.K., PEMBERTON, S.G., MUELENBACHS, K., MACHEL, H.G., 2004. Conceptual models for burrow-related, selective dolomitization with textural and isotopic evidence from the Tyndall Limestone, Canada. *Geobiology* 2, 21-30.
- GINSBURG, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 55, 350 p.
- GINSBURG, R.N. (Eds.), 1975. *Tidal deposits, a case book of recent examples and fossil counterparts*. Berlin (Springer).
- GINSBURG, R.N., HARDIE, L.A., BRICKER, P.P., GARRET, P., WANLESS, H.R., 1977. Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. In: HARDIE, L.A. (Eds.), *sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*, 7-11, Baltimore, John Hopkins University Press.
- GOLONKA, J., FORD, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 1-34.
- GOMES, C.S.F, 1965. On the hyperaluminous clays from Andorinha, Cantanhede (Portugal). *Memórias e Notícias, Publicação do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 60, 55-57, Coimbra (Portugal).
- GOMES, C.S.F., 1991. Considerations on the genesis of the hyperaluminous clay of Andorinha (Cantanhede – Portugal) supported on geological, mineralogical and geochemical investigation., *Revista da Universidade de Aveiro, Geociências* 5(2), 27-36, Aveiro (Portugal).
- GOMES, C.R., 1996. Observações paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitaniana (1ª fase de rifting) (Estudo da estabilidade da magnetização remanescente natural). Tese de Doutoramento, Centro de Geociências, Universidade de Coimbra.
- GOMES, C.R., 1999. Aplicação das técnicas paleomagnéticas em unidades do Quaternário – O exemplo dos tufos de Condeixa. In: *Actas do Encontro de Geomorfologia, Coimbra*, 17-24, Projecto PRAXI XXXI, 2/2.1/CTA-156/94 (Portugal)
- GOMES, C.R., 2000. Variações dos parâmetros paleomagnéticos em perfis dos Tufos de Condeixa (Baixo Mondego, Portugal). *Ciências da Terra* 14, 155-162 (Lisboa (Portugal).
- GÓMEZ, J.J., GOY, A., 2005. Late triassic and early jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the western tethys iberian platform system. *Palaeogeographic Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 77-94.

- GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SMITH, A. 2004 (Eds.). A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Uni. Press. UK.
- GROSS, M.R., 1993. The origin and spacing of cross joints-examples from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline, California. *Journal of Structural Geology* 15, 737-751.
- GROSS, M.R., EYAL, Y., 2007. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. *GSA Bulletin* 119(11-12), 1387-1404.
- GROSS, M.R., FISCHER, M.P., ENGELDER, T., GREENFIELD, R.J., 1995. Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks : integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. In: AMEEN, M.S. (Eds.), *fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*, Geological Society (London), special publication 92, 215-233.
- GUÉRY, F., 1984. Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da rainha – Montejunto). These Univ. Claude Bernard, Lyon I.
- GUÉRY, F., MONTENAT, C., VACHARD, D., 1986. Évolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadure). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 10, 83-94.
- GUERREIRO, P.M., CUNHA, L., RIBEIRO, C., CANDEIAS, A., 2010. Os tufo calcários das áreas de Estói, Loulé e ribeira das Mercês (Algarve, Portugal): caracterização e significado paleoambiental. In: *Actas VIII Congresso Nacional de Geologia, In e-Terra, Braga*.
- GUERREIRO, P.M., CUNHA, L., RIBEIRO, C., 2011a. Interpretação geomorfológica da ribeira das Mercês e afloramentos de tufo calcário associados (Algarve Central). In *Actas do VIII Congresso da Geografia Portuguesa (CD-ROM)*, Lisboa.
- GUERREIRO, P.M., RIBEIRO, C., CUNHA, L., 2011b. Perched springline tufa in Aligbre flexure northern slopes. In: *5th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora (CD-ROM)*, Évora.
- GUERREIRO, P., CUNHA, L., RIBEIRO, C., 2011c. Geomorphological settings and tufa models in Aligbre flexure (Algarve, Portugal). *Rendiconti Online Società Geologica Italiana* 16, Roma, 19-20.
- GUERREIRO, P., CUNHA, L., RIBEIRO, C. 2013. Caraterização geomorfológica e sedimentológica dos tufo calcários no flanco sul da flexura de Aligbre, Algarve Central (Portugal). In: *Atas/Proceedings VI Congresso Nacional de Geomorfologia, Coimbra*, 22-26.
- GUNN J., 2004. *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Taylor and Francis Group, 902 p., New York and London.
- GUTSHER, M.-A., DOMINGUEZ, S., WESTBROOK, G.K., LE ROY, P., ROSAS, F., DUARTE, J.C., TERRINHA, P., MIRANDA, J.M., GRAINDORGE, D., GAILLER, A., SALLARES, V., BARTOLOME, R., 2012. THE Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* 574-575, 72-91.

## H

- HALLAM A., 1971. Facies analysis of the Lias in West Central Portugal. *N. Jb. Geol. Abh.* 139(2), 226-265.
- HALLAM, A., 1981. A revised sea-level curve from the early Jurassic. *Journal of the Geological Society, London* 138, 735-743.
- HALLAM, A., 1984. Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 47, 195-223.
- HALLAM, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 23-37.
- HALLOCK, P., SCHLAGER, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaos*, 1/4, 389-398.
- HAMILL, L., BELL, F.G., 1986. *Acque sotterranee, ricerca e sfruttamento*. Dario Flacovio Editore, Palermo.
- HANCOCK, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.* 7 (3-4), 437-457.
- HAQ, B.U., HARDENBO, L.J., VAIL, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. In: WILGUS, C., HASTINGS, B., KENDALL, C.G.,

- POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C., (Eds), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM, Sp. Publ. 42, 71-108.
- HARDIE, L.A., 1986. Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition. In: HARDIE, L.A., SHINN, E.A. (Eds.), Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient, 3, Tidal Flats. Colorado School of Mines, Quarterly 81, 59-73.
- HARDIE, L.A., SHINN, E.A., 1986. Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3. Tidal Flats. Colorado School of Mines Quarterly 81, 1-74.
- HARDIE, L.A., DUNN, P.A., GOLDHAMMER, R.K., 1991. Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginian Appalachians - Discussion. J. Sed. Petrol. 61, 636-646.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R., WALKER, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM, Short course 2, 161 p.
- HAY, A., JOHNSTON, R.J., 1983. The study of Process in Quantitative Human Geography. L'Espace Géographique 1, 69-76.
- HÄUSELMANN, P., 2008. Surface corrosion of an Alpine karren field: recent measurements at Innerbegli (Siebenhengste, Switzerland). International Journal of Speleology 37, 107-111.
- HEIMHOFER, U., HOCHULI, P.-A., BURLA, S., OBERLI, F., ADATTE, T., DINIS, J.L., WEISSERT, H., 2012. Climate and vegetation history of western Portugal inferred from Albian near-shore deposits (Galé Formation, Lusitanian Basin). Geol. Mag. 149 (6), 1046-1064, Cambridge University Press.
- HESELBO, S.B., 2008. Sequence stratigraphy and inferred relative sea-level change from the onshore British Jurassic. Proceeding Geological Association 119, 19-34.
- HANDFORD, C.R., 1988. Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstone and application to Mississippian reservoir, Damme Field, southwestern Kansas. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 72.
- HENRIQUES, M.H., 1989. O limite Lias-Dogger no Baixo Mondego (Portugal). Ensaio de caracterizacao Biostratigrafica. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral Geol. 107, Univ. Coimbra, Coimbra.
- HENRIQUES, M.H., CANALES, M.L., 2013. Ammonite-benthic Foraminifera turnovers across the Lower-Middle Jurassic transition in the Lusitanian Basin (Portugal). Geobios 46, 395-408.
- HESELBO, A.P., JENKYN, H.C., DUARTE, L.V., OLIVEIRA, L.C.V., 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin). Earth and Planetary Science Letters 253, 455-470.
- HILLGÄRTNER, H., 1998. Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). Journal of sedimentary research 68(6), 1093-1108.
- HISCOTT, R.N., WILSON, R.C.L., GRADSTEIN, F.M., PUJALTE, V., GARCIA-MONDÉJAR, J., BOUDREAU, R.R., WISHART, H.A., 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. Am. Ass. Petr. Geologists, Bull. 74, 60-76.
- HOBBS, S.L., SMART, P.L., 1986. Characterization of carbonate aquifers: a conceptual base, Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Congress of Speleology, Barceloca, Vol. 1, 43-6.
- HOLLAND, H.D., ZIMMERMANN, H., 2000. The dolomite problem revisited. Int. geol. Rev. 42, 481-490.
- HSÜ, K.J., SIEGENTHALER, C., 1969. Preliminary experiments and hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology 12, 11-25.
- HUGHES CLARKE, M.W., KEIJ, A.J., 1973. Organisms as producers of carbonate sediment and indicators of environment in the Southern Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (Eds.), The Persian Gulf, 33-56.
- HUNT, D., TUCKER, M.E., 1992. Stranded Parasequences and the forced regressive wedge Systems Tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81, 1-9.
- HUSINEC, A., READ, J.F., 2011. Microbial laminite versus rooted and burrowed caps on peritidal cycles: salinity control on parasequence development, Early Cretaceous isolated carbonate platform, Croatia. Geological Society of American Bulletin 123, 1896-1907.

## I

- IGeoE, 2003. Cartas Militar de Portugal, Série M888, Escala 1:25000. Instituto Geográfico do Exército, Lisboa.
- INDEN, R.F., MOORE, C.H., 1983. Beach environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. (Eds.), Carbonate depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Memoirs 33, 211-265.
- IURILLI, V., MARTIMUCCI, V., DIMUCCIO, L.A., RODI, M., BENE, V., BORNEO, V., CHIRIZZI, G., GRASSI, D., MANZARI, M., MARZULLI, M., MONTANARO, A., NETTI, P., SANNICOLA, G.C., SELLERI, G., SORDOILETTE, C., SPORTELLI, D., 2013. Talismã 2010. Sistematizzazione di un rilievo speleologico. In: Atti del XV Incontro Regionale di Speleologia Pugliese "Spélaion 2010", Bari, 10-12 dicembre 2010, 63-84.

## J

- JABALOY, A., GALINHO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., 2002. Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to presente-day). *Tectonophysics* 357, 159-186.
- JAHNERT, J.R., COLLINS, B.L., 2013. Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60, 1071-1099.
- JAMES, N.P., 1984. Shallowing upward sequences in carbonates. In: WALKER, R.G. (Eds.), Facies models. Geoscience Canada, 213-228.
- JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W., 1984. Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada, v. 11, 161-194.
- JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W., 1988 (Eds.). Paleokarst. New York, Springer-Verlag.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: Overview, *Global Planet. Change* 24, 165-173.
- JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C., 1998A. MAJOR TRANSGRESSIVE/REGRESSIVE CYCLES: THE STRATIGRAPHIC SIGNATURE OF EUROPEAN BASIN DEVELOPMENT. IN: DE Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R. (EDS.), MESOZOIC AND CENOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHY OF EUROPEAN BASINS. SEPM SPECIAL PUBLICATION 60, 15-30.
- JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C., 1998B. TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE (SECOND ORDER) FACIES CYCLES: THE EFFECTS OF TECTONOEUSTASY. IN: DE Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R. (EDS.), MESOZOIC AND CENOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHY OF EUROPEAN BASINS. SEPM SPECIAL PUBLICATION 60, 31-42.
- JENNINGS, J.N., 1968. Syngenetic karst in Australia, in contributions to the study of Karst. Australian Nat. University, Dep. of Geography publications G/5, 41-110.
- JENNINGS, J.N., 1985. Karst Geomorphology. Oxford, Basil Blackwell.
- JENSON, J.W., KELL, T.M., MYLROIE, J.R., 2006. Karst of the Mariana Islands: the interaction of tectonics, glacio-eustasy, and freshwater/seawater mixing in island carbonates. In: HARMON, R.S., WICKS, C. (Eds.), Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry. A tribute volume to Derek Ford and William White. Geological Society of American Special Paper 404, 129-138.
- JERVEY, M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C., et al. (Eds.), Sea level changes: an integrated approach, SEPM Special Publication 42, 47-69.
- JØRGENSEN, B.B., 1983. The microbial sulfur cycle. In: KRUMBEIN, W.E., (Eds.), Microbial geochemistry, 91-124, Blackwell.
- JOŽE, C., STANKA, Š., 1998. Bedding planes, moved bedding planes, connective fissures and horizontal cave passages. (Examples from Postojnska Jama Cave). *Acta Carsologica* 5, 75-95.

## K

- KARNIELI, A., MEISELS, A., FISHER, L., ARKIN, Y., 1996. Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing data using a Hough transform. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 62, 525-531.
- KAZMIERCZAK, J., COLEMAN, M.L., GRUSZCZYNSKI, M., KEMPE, S., 1996. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeont. Polon.* 41, 319-338.

- KAUFMANN, J., 1994. Numerical models of fluid flow in carbonate platforms: implications for dolomitization. *J. Sed. Research* A64, 128-139.
- KAUFMANN, G., DREYBRODT, W., 2007. Calcite dissolution kinetics in the system  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  at high undersaturation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 1398-1410.
- KELTS, K., MCKENZIE, J.A., 1982. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of DSDP Leg 64, Gulf of California. Isotopic survey of diagenetic carbonates. In: CURRAY, J., MOORE, D., BLAKESLEE, J., PLATT, L.W., STOURT, L.N. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 64*, 553-569, US Government Printing Office, Washington DC.
- KENDALL, C.G., 1979. Continental and supratidal (sabkha) evaporites. *Geoscience Canada* 5, 66-78.
- KENDALL, C.G., WARREN, J.K., 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology* 34, 1007-1027.
- KHALAF, F.I., ABDAL, M.S., 1993. Dedolomitization of dolocrete deposits in Kuwait. *Arabian Gulf Geologische Rundschau* 81, 741-749.
- KLIMCHOUK A., 1992. Large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis. *Cave Science* 19, 3-11.
- KLIMCHOUK, A.B., 1997. The nature and principal characteristics of epikarst. 12th International Congress of Speleology, La Chaux-deFonds, Proceeding, v. 1.
- KLIMCHOUK, A.B., 2000. The Formation of Epikarst and Its Role in Vadose Speleogenesis. In: KLIMCHOUK ALEXANDER B., FORD DEREK C., PALMER ARTHUR N & DREYBRODT WOLFGANG (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Alabama, USA, 91-99.
- KLIMCHOUK A., 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology* 106, 100-107.
- KLIMCHOUK A., 2013. Hypogene Speleogenesis. In: SHRODER, J. (Editor in Chief), FRUMKIN, A (Eds.), *treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, *Karst geomorphology*, 220-240.
- KLIMCHOUK, A.B., FORD, D. 2000a. Types of Karst and Evolution of Hydrogeological Setting. In: KLIMCHOUK Alexander B., FORD Derek C., PALMER Arthur N & DREYBRODT Wolfgang (Eds.), "Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers", National Speleological Society, Alabama, USA, 45-53.
- KLIMCHOUK, A.B., FORD, D., 2000b. Lithological and Structural Controls of Dissolutional Cave Development. In: KLIMCHOUK Alexander B., FORD Derek C., PALMER Arthur N & DREYBRODT Wolfgang (Eds.), "Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers", National Speleological Society, Alabama, USA, 54-64.
- KLIMCHOUK, A.B., FORD, D.C., PALMER, A.N, DREYBRODT, W., 2000 (Eds.). *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Alabama, USA.
- KLIMCHOUK, A., TYMOKHINA, E., AMELICHEV, G., 2012. Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastratal matrix flow in hypogene karst settings. *International Journal of Speleology* 41(2), 161-179.
- KNAUST, D., 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews* 126, 1-47.
- KOHLER H. C., 2002. A Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 3, N.º 1, 21-31.
- KRANJC, A., 2001. About the name kras (karst) in Slovenia. In: *Proceeding of the 13<sup>th</sup> International Congress of Speleology, Brazilia*, vol. 2, 140-2.
- KRAUSE, S., LIEBETRAU, V., GORB, S., SÁNCHEZ-ROMÁN, M., MCKENZIE, J.A., TREUDE, T., 2012. Microbial nucleation of Mg-rich dolomite in exopolymeric substances under anoxic modern seawater salinity: new insight into an old enigma. *Geology* 40, 587-590.
- KRONERT, R., STEINHARDT, U., VOLK., M., 2001. *Landscape balance and landscape assessment*. Springer-Verlag, Berlin.
- KULLBERG, J.C., 1991. Análise da deformação associada à tectónica distensiva de idade jurássica, na bordadura oriental da bacia lusitana (pedreira da britaltos). *Prov. Apt. Ped. Cap. Cien., Univ. Nova de Lisboa*.
- KULLBERG, J.C., MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., 1991. A estrutura de Vale de Todos. Um exemplo de inversão tectónica. *Resumos, III CNG – Congresso Nacional de Geologia*, 115.
- KULLBERG, J.C., MOUTERDE, R., ROCHA, R., 1997. Réinterprétation de l'histoire stratigraphique et tectonique de la structure de Serra de El-Rei (Portugal). *Cahiers Univ. Catho. Lyon* 10, 191-208.

- KULLBERG, M.G., KULLBERG, J.C., TERRINHA, P., 2000. Tectónica da Cadeia da Arrábida. In: Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida. Mem. Geociências, Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. de Lisboa 2, 35-84.
- 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, R., ALVES, C., MATA, J., MADEIRA, J., MATEUS, O., MOREIRA, M., NOGUEIRA, C.R., 2013. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Geologia de Portugal, Rui DIAS, Alexandre ARAÚJO, Pedro TERRINHA & José Carlos KULLBERG (Eds.), Escola editora, V. II, 195-347.
- KULLBERG, J.C., ROCHA, R.B., SOARES, DUARTE, L.V., MARQUES J.F., 2014a. Palaeogeographical Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) During the Jurassic. Part I: the Tectonic Constraints and Sedimentary Response. In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (edits), Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy. Springer Geology XLV, pp. 665-672.
- KULLBERG, J.C., ROCHA, R.B., SOARES, DUARTE, L.V., MARQUES J.F., 2014b. Palaeogeographical Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) During the Jurassic. Part II: The Slow-to-Fast Transformations of Sedimentary Infilling. In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (edits), Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy. Springer Geology XLV, pp. 673-679.
- KUMP, L.R., KASTING, J.F., CRANE, R.G., 2009. The Earth System, 3rd edition. New Jersey, Prentice-Hall.
- KUPPER, M. 1985. Les vitesses d'érosion du calcaire dans l'eau: étude des phénomènes actuels. Annales de la Société Géologique de Belgique 108, Liège, 261-265.

#### L

- LACOSTE Y., 1976. La géographie, ça sert d'abord pour faire la guerre. F. Maspero, Paris.
- LANGELIER W.E. & LUDWIG, H.F., 1942. Graphical method for indicating the mineral character of natural water – Amer. Water Works Assoc. Journ., 34.
- LAPA, M.L.R., PENA DOS REIS, R.P.B., 1977. Contribuição para o estudo dos minerais argilosos em formações sedimentares da orla Meso-Cenozóica Ocidental. Memória e Notícias, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra 83, 3-25.
- LA POINTE, P.R., HUDSON, J.A., 1985. Characterization and interpretation of rock mass joint pattern. Geological Society of America Special Paper 199, 37.
- LAUBACH, S.E., OLSON, J.E., GROSS, M.R., 2009. Mechanical and fracture stratigraphy. AAPG Bulletin 93(11), 1413-1426.
- LEAL, C., CUNHA, L., DIMUCCIO, L.A., 2009. Preliminary data about climate dynamic in two caves of central Portugal in order to calculate its visitors carrying capacity. In: Abstract of 17<sup>th</sup> International Karstological School "Classical Karst", Postojna (Eslovenia).
- Leinfelder, R.R., 1986. FACIES, STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHIC ANALYSIS OF UPPER? KIMMERIDGIAN TO UPPER PORTLANDIAN SEDIMENTS IN THE ENVIRON OF ARRUDA DOS VINHOS, ESTREMADURA, PORTUGAL. MÜNCHNER GEOWISS. ABH. (A) 7, 1-216.
- LEINFELDER, R.R., WILSON, R.C.L., 1998. Third-order sequences in an Upper Jurassic rift-related second-order sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal. In: DE Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication 60, 507-525.
- LEWIS-ABBOTT, J.W. (1894) – The ossiferous fissures in the valley of the Shode, near Ightham, Kent – Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 50.
- LOBO FERREIRA J.P., 1994. Desenvolvimento de um inventário das águas subterrâneas de Portugal: caracterização qualitativa, quantitativa e de vulnerabilidade à poluição dos aquíferos cársicos de Portugal. Relatório 250/94, GIAS, Ministério das obras públicas, transporte e comunicações, Departamento de Hidráulica, Lisboa.
- LOHMANN, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems. In: JAMES N.P. & CHOQUETTE P.W. (Eds.), Paleokarst, Springer Verlag, 58-80.
- LOKIER, S.W., STEUBER, T., 2009. Large-scale intertidal polygonal features of the Abu Dhabi coastline. Sedimentology 56, 609-621.
- LOKIER, W.S., KNAF, A., KIMIAGAR, S., 2013. A quantitative analysis of recent arid coastal sedimentary facies from the Arabian Gulf Coastline of Abu Dhabi, United Arab Emirates. Marine geology 346, 141-152.
- LOMBARD, A., 1956. Geologie sédimentaire: les séries marines. Masson, Paris.



- LOPES NUNES, J.E., 1959. A Gruta de Portunhos. Memórias e Notícias, Publicação do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra 47, 63-68, Coimbra (Portugal).
- LOPES VELHO, J., 1989. Hidrogeologia do Anticlinal de Verride. Dissertação de Mestrado em Geologia Económica e Aplicada, Universidade de Lisboa, Lisboa (Portugal).
- LOREAU, J.P., PURSER, B.H., 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: PURSER, B.H., (Eds.), *The Persian Gulf.*, 279-328.
- LOUREIRO, I.M., CABRAL, M.C., DUARTE, L.V., AZERÊDO, A.C., COLIN, J.-P., 2011. Upper Sinemurian (Lower Jurassic) ostracods of the Lusitanian Basin (Portugal): new data. *Joanea Geol. Paläont.* 11, 116-118.
- LOUREIRO, I.M., CABRAL, M.C., DUARTE, L.V., AZERÊDO, A.C., 2013. Ostracodos do Sinemuriano superior da região de S. Pedro de Moel e de Peniche: relação com o contexto sedimentar. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 49-54.
- LOURENÇO, L., 2004a. Risco Dendrocaustológico em Mapas. Núcleo de Investigação Científica de Incêndios Florestais, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coleção Estudos 48, Coimbra.
- LOURENÇO, L., 2004b. Manifestações do Risco Dendrocaustológico. Núcleo de Investigação Científica de Incêndios Florestais, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coleção Estudos 50, Coimbra.
- LOURENÇO, L., 2008. Perigos das cartas de risco. *Territorium* 15, 122-126.
- LOURENÇO, L., LEMOS, L., 2001. Considerações acerca da movimentação em massa ocorrida na vertente poente da Av. Elísio de Moura, em Coimbra. *Territorium* 8, 93-112, Coimbra.
- LOWE, D.J., 1992. A historical review of concepts of speleogenesis. *Cave Science* 19(3), 63-90.
- LOWE, D.J., 2000. Role of Stratigraphic Elements in Speleogenesis: The Speleoception Concept. In: KLIMCHOUK ALEXANDER B., FORD DEREK C., PALMER ARTHUR N & DREYBRODT WOLFGANG (Eds.), "Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers", National Speleological Society, 5-75, Alabama, USA.
- LOWE, D.J., WATERS, C.N., 2014. Geological influences on cave origin and development in the Yorkshire Dales, UK. *Cave and Karst Science* 41, 13-35.
- LUCIA, F.J., 2004. Origin and petrophysics of dolostones pore space. In: BRAITHWAITE, C.J.R., RIZZI, G., DARKE, G. (Eds.), *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*, Geological Society of London, Special Publications 235, 141-155.
- LUCIA, F.J., MAJOR, R.P., 1994. Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In: PURSER, B., TUCKER, M., ZENGER, D., (Eds.), *Dolomites*. International Association of Sedimentologists Special Publication 21, 325-341.
- LUNDBERG, J., FORD, D.C., HILL, C.A., 2000. A preliminary U-Pb date on cave spar, Big Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. *Journal of Cave and Karst Studies* 62, 144-148.

## M

- MACHADO, A.B., COSTA, A.A., 1925. Um lago quaternário. *Sep. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa (Portugal).
- MACHADO, A.B., MACHADO, B.B., 1948. Inventários das cavernas calcárias de Portugal. Publicação do Instituto de Zoologia Dr. Augusto Nobre 36, 444-473, Porto (Portugal).
- MACHADINHO, A., GAMA PEREIRA, L., FIGUEIREDO, F., 2010. Structural analysis of the Serra da Boa Viagem stratigraphic series (Central Portugal): preliminary study. *Trabajos de geologia, Universidad de Oviedo* 30, 18-22.
- MACHEL, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical appraisal. In: BRAITHWAITE, C.J.R., RIZZI, G., DARKE, G., (Eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 235, 7-63.
- McKENZIE, J.A., 1981. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study. *J. Geol.* 89, 185-198.
- McKENZIE, J.A., 1991. The dolomite problem: an outstanding controversy. In: MÜLLER, D.W., McKENZIE, J.A., WEISSERT, H. (Eds.), *Controversies in Modern Geology*. Londo Academic Press, 37-54.
- MCKENZIE, J.A., HSÜ, K.J., SCHNEIDER, J.F., 1980. Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, Uae and its relation to evaporative dolomite genesis. In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.B. AND ETHINGTON, R.L. (Eds.), *Concepts and models of dolomitization*. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 28, 11-30.

- MAH, A., TAYLOR, G.R., LENNOX, P., BALIA, L., 1995. Lineament analysis of Landsat Thematic Mapper images, Northern Territory, Australia. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 61, 761-773.
- MALONE, M.J., BAKER, P.A., BURNS, S.J., 1996. Rerystallization of dolomite: an experimental study from 50-200 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2189-2207.
- MALÍK, P., SVASTA, J., 1999. REKS: Na alternative method of karst groundwater vulnerability estimation, hydrogeology and Land Use Management, XXIX Congr. of the Intern. Assoc. of Hydrogeol., Bratislava 1999, Proceeding, p. 79-85.
- MANATSCHAL, G., SUTRA, E., PÉRON-PINVIDIC, G., 2010. The lesson from the Iberi-Newfoundland rifted margins: how applicable is it to other rifted margins? In: II Central & North atlantic margins conference, re-discovering the atlantic, new winds for an old sea, 27-37.
- MANUPELLA, J., MOREIRA, J.C.B., ROMAO, M.L., 1980. Panoramas das dolomitas e dos calcários portugueses. *Boletim de Minas* 17 (4), 311-323, Lisboa.
- MARKHAM, B.L., BONCYK, W.C., HELDER, D.L., & BARKER, J.L., 1997. Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus Radiometric Calibration. *Canadian Journal of Remote Sensing* 23(4), 318-332.
- MARQUES, F.O., MATEUS, A., TASSINARI, C., 2002. The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics* 359, 255-270.
- MARQUES, J.F., 1997. O significado dos depósitos quaternários do Baixo Mondego. Uma retrospectiva. In: O Baixo Mondego, Projecto Praxis XXI-2/21/CTA/156/94, 21-39.
- MARTÍN-SERRANO G.A., 2000. El paisaje del área fuente cenozoica, evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas. *Ciências Terra (UNL)* 14, 25-38.
- MARTINS, A.A., CUNHA, P.P., HUOT, S., MURRAY, A.S., BUYLAERT, J.-P., 2009. Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating. *Quaternary International* 199, 75-91.
- MARTINS, A.F., 1949. Maciço Calcário Estremenho. Contribuição para um estudo de Geografia Física. Dissertação de Doutoramento em Ciências Geográficas na Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal). Reedição em 1999 - Maciço Calcário Estremenho: 50 anos. Jornadas de Estudo, Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, 7-8 Maio, Bairro (Portugal).
- MARTINS, A.F., 1950. Aspectos do relevo calcário em Portugal: os poljes de Minde e de Alvadas. *Cadernos de Geografia* 1, 25-33, Coimbra (Portugal).
- MARTINS, J.M., 2008. Litostratigrafia das séries de meio marinho interno do Jurássico Médio da região de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (Portugal). *Comunicações Geológicas* 95, 27-49, Lisboa (Portugal).
- MARTINS, J.M., AZERÊDO, A.C., MANUPELLA, G., 2003. Ciclicidade e pedogénese em calcários do Jurássico médio: o exemplo da série de Melriça (Serra de Sicó). In: *Ciências da Terra*, n. especial V, CD ROM C49-C52, Lisboa (Portugal).
- MARTINS, J.M., PIMENTEL, P.V., AZERÊDO, A.C., 2004. Recognition of differential paleoweathering features (including calcretes) in the Middle Jurassic of the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary study. In: *Abstracts Book*, 223<sup>o</sup> IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra (Portugal).
- MARTINI, J.E., 2000. Quarzite caves in Southern Africa. In: KLIMCHOUK ALEXANDER B., FORD DEREK C., PALMER ARTHUR N & DREYBRODT WOLFGANG (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Alabama, USA, 458-461.
- MATOS, V.G., MENDONÇA FILHO, J.G., PENA DOS REIS, R.P., PIMENTEL, N.L., SPIGOLON, A.L., 2010/2011. Estudos de palinofácies e fácies orgânicas de uma sequência sedimentar do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica. *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 19, n. 1/2, 163-186.
- MATTAVELLI, L., 1966. Osservazioni petrografiche sulla sostituzione della dolomite con la calcite (dedolomitizzazione) in alcune facies carbonatiche italiane. *Atti della Società Italiana di Scienze della terra*, V. CV, Fasc. III, 294-316.
- MATTE, Ph., RIBEIRO, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C.R.Ac., Sc. Paris, (Sér. D)*, 280, 2825-2828.

- MATTIOLI, E., PLANCQ, J., BOUSSAHA, M., DUARTE, L.V., PITTET, B., 2013. Calcareous nanofossil biostratigraphy: new data from the Lower Jurassic of the Lusitanian Basin. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 69-76.
- MATTON, G., JÉBRAK, M., 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics* 469, 1-12.
- MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., MILES, P.R., MALOT, J.A., 1989. Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading center in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey. *Can. Jour. Earth Sci.* 26(6), 1101-1123.
- MAZZULLO, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal Sedimentary Research* 70, 10-23.
- MAZZULLO, S.J., BISCHOFF, W.D., TEAL, C.S., 1995. Holocene shallow-subtidal dolomitization by near-normal seawater, northern Belize. *Geology* 23, 341-344.
- MEISTER, P., MCKENZIE, J.A., VASCONCELOS, C., BERNASCONI, S.M., FRANK, M., GUTJAHR, M., 2007. Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin (ODP Leg 201). *Sedimentology* 54, 1007-1032.
- MEISTER, P., GUTJAHR, M., FRANK, M., BERNASCONI, S.M., VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J.A., 2011. Dolomite formation within the methanogenic zone induced by tectonically driven fluids in the Peru accretionary prism. *Geology* 39, 563-566.
- MEISTER, C., DOMMERMUES, J.-L., ROCHA, R.B., 2012. Ammonites from the *Apoderoceras* beds /Early Pliensbachian in São Pedro de Muel (Lusitanian Basin, Portugal). *Bulletin of Geosciences* 87, 407-443.
- MEISTER, P., MCKENZIE, J.A., BERNASCONI, S.M., BRACK, P., 2013. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology* 60, 270-291.
- MENDES, A.G., 1974. Os tufos de Condeixa. Morfologia da área dos tufos de Condeixa. Dissertação de Licenciatura em Geografia, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- MENDES, A.G., 1985. Os Tufos de Condeixa – Estudo de Geomorfologia. *Cadernos de Geografia* 4, 53-119, Coimbra (Portugal).
- MENDES, A.G., 1998. Escalas, representações e acção social. *Cadernos de Geografia* 17, 17-21, Coimbra.
- MENDES, G.A., DIMUCCIO, L.A., 2013. Geomorfologia: a construção de uma identidade. In: *Riscos naturais, antrópico e mistos, Livro de Homenagem ao Prof. Doutor Fernando Rebelo*, Departamento de Geografia, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Simões & Linhares Lda. (Eds.), 779-795, Coimbra.
- MENDONÇA, J.L., DIAS, J.L.M., 1999. Sistemas Aquíferos Aluvionares na Bacia Hidrográfica do Rio Mondego. *Ver. Recursos Hídricos*, APRH, 63-70.
- MENDONÇA FILHO, J.G., SILVA, T.F., SILVA, R.L., DUARTE, L.V., POÇAS RIBEIRO, N., 2013. Distribuição dos biomarcadores hopanóides e sua relação com a matéria orgânica nas séries jurássicas de S. Pedro de Moel, Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 101-105.
- MOECK, I., 1996. *Strukturgeologische Analyse im nördlichen Lusitanischen Becken*. Diplomarbeit einschließlich Diplomkartierung, Institut für angewandte Geowissenschaften II, Technischen Universität Berlin.
- MENICHETTI, S., 2011. Hypogenic cave in Western Umbria (Central Italy). *Acta Carsologica* 40/1, 129-145.
- MENICHETTI, M., 2013. Hypogene speleogenesis – case from Italy. In: OTONIČAR, B., GOSTINČAR, P., GABROVŠEK, F. (Eds.), *Abstracts 21th International Karstological School « Classical Karst »*, Postojna, Slovenia, 70-73.
- MOCOCHAIN, L., AUDRA, P., CLAUZON, G., BELLIER, O., BIGOT, J.-Y., PARIZE, O., MONTEIL, P., The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology* 106, 46-61.
- MOLINES, G., CUADRADO, V., 1997. La modélisation et la géographie enseignée. *L'information Géographique* 61, 144-153.
- MONTEIRO, A.C., 2007. A geologia no seu laboratório natural: a Praia da Foz da Fonte como um recurso educativo para o Ensino Secundário – Dissertação de Mestrado, Fa. Ciências Tecnologia, Universidade de Lisboa.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F., JAMET, M., BERTHOUE, P., 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In: BOILLOT, G., *et al.*, *proc. O.D.P.*, *Sci. Res.* 103, 757-775.

- MOODY, R.T., 1972. An analysis of the Coimbra facies and time-related carbonates of West Central Portugal. Unpublished report, Union Texas Petroleum.
- MOORE, C.H., 2001. Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. *Developments in Sedimentology* 55, Elsevier Science B.V., Amsterdam, Netherlands.
- MOORE, C.H., DRUCKMAN, Y., 1981. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 597-628.
- MOORE, C.H., HEYDARI, 1993. Burial diagenesis and hydrocarbon migration in platform limestones: a conceptual model based on the Upper Jurassic of Gulf Coast of USA. In: HORBURY, A.D., ROBINSON, A.G., (Eds.), *Diagenesis and Basin Development: Studies in Geology* 36, Tulsa, Oklahoma, AAPG, 213-229.
- MORROW, D.W., 1990. Diagenesis. Dolomite. Part I - The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. Part II – Dolomitization models and ancient dolostones. *Geoscience Canada* 9/1, 1-53 e 9/2, 5-13.
- MORSE, J.W., MACKENZIE, 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. New York, Elsevier Scientific Publ. Co., 696 p.
- MOUTERDE, R., 1955. Le Lias de Peniche. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXXVI, 87-115.
- MOUTERDE, R., 1967. Le Lias du Portugal – vue d'ensemble et division en zones. *Com.Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 52, 209-226.
- MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, Ch., 1975. Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. *Bull. Soc. Geol. France*, Paris, (7), XVII (5), 779-786.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., 1980/1981. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. I – Lias inférieur. *Ciência da Terra (UNL)* 6, 49-76.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., 1988. Essai de biozonation du Domérien portugais. *Ciências Terra (UNL)* 9, 63-68.
- MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, Ch., ALMEIDA F.M., 1965. Coupe du Lias au Sud de Condeixa. *Com. Serv. Geol. Portugal* 48, 61-91, Lisboa.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M.M., ROCHA R.B., RUGET-PERROT, Ch., TINTANT, H., 1971. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Boll. Soc. Geol. Portugal* 18, 73-104, Lisboa.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R.B., RUGET, C., TINTANT, H., 1972. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVIII (1), 73-104.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., RUGET-PERROT, Ch., 1978. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha). *Comum. Serv. Geol. Portugal* 63, 83-103, Lisboa.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., RUGET-PERROT, Ch., TINTANT, H., 1979. Facies biostratigraphie et paleogeographie du jurassique portugais. *Ciencias da Terra (UNL)* 5, 29-52, Lisboa.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., RUGET-PERROT, Ch., 1980. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha) (parties 2 à 4). *Comum. Serv. Geol. Portugal* LXVI, 79-97, Lisboa.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., RUGET-PERROT, Ch., 1981a. Le Jurassique au Nord do Taje. Stratigraphie et paleobiogeographie. In: *Livro Guia da Excursao do G.F.E.J., CEPUNL*, Lisboa.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., DELANCE, J., 1981b. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. I lias inférieur. *Ciências Terra (UNL)* 6, 49-76, Lisboa.
- MOUTERDE, R., DOMMARGUES, J.L., ROCHA, R.B., DELANCE, J., LAURIN, B., COMBEMOREL, R., TINTANT, H., 1983. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. II Carixien. *Ciências Terra (UNL)*, Lisboa, n. 7, 187-254.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R.B., KULLBERG, J.C., 1998. Stratigraphie du Lias et de l'Alénien de la région de Vale de Todos (carte n° 23-B, Figueiró dos Vinhos, au 50.000e). In: *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, *Comum. Inst. Geol. Mineiro de Portugal*, Lisboa, 84(1), A64-A66.
- MOUTERDE, R., DOMMARGUES, J.-L., MEISTER, C., ROCHA, R.B., 2007. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. III a) Domérien (Ammonites). *Ciências Terra (UNL)* 16, 67-111, Lisboa.

- MYROW, P.M., SOUTHARD, J.B., 1996. Tempestite deposition. *Journal Sedimentary Research* A66, 875-887.
- MYLROIE, J.E., CAREW, J.L., 2000. Speleogenesis in Coastal and Oceanic Settings. In: KLIMCHOUK ALEXANDER B., FORD DEREK C., PALMER ARTHUR N & DREYBRODT WOLFGANG (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Alabama, USA, 226-233.
- MYLROIE, J.E., MYLROIE, J.R., 2013. Flank Margin Caves in Carbonate Islands and the Effects of Sea Level. In: SHRODER, J., (Editor in Chief), FRUMKIN, A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, *Karst Geomorphology*, 351-362.
- MUNSELL 2009. Geological Rock-color chart, with genuine Munsell color5 chips, Produced by Munsell color, x rite.
- MURRAY, R.C., 1960. Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 30, 59-84.

## N

- NADER, F.H., SWENNEN, R., OTTENBURGS, R., 2003. Karst-meteoric dedolomitization in Jurassic carbonates, Lebanon. *Geologica belgica* 6, 3-23.
- NETO, C. 2003. Quem foi para Portugal. A Gruta de Legação. *Informativo da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE)* 85, (Brasil).
- NETO, C, TROGER, U., s/d. As estruturas hidráulicas da região de Rabaçal e os problemas relacionados à contaminação das águas superficiais e subterrâneas da região. (policopiado, não publicado).
- NETO, C., PESSOA, M., TROGER, U., SACRAMENTO, M.M., 1993. As feições cársticas encontradas nas proximidades de Conímbriga, e os Tufos de Condeixa: aspetos hidrogeológicos, geomorfológicos e espeleológicos. In: *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*, 171-181, Coimbra (Portugal).
- NEVES, J., SOARES, M., REDINHA, N, MEDEIROS, S., CUNHA, L., 2003. O Sistema espeleológico do Dueça. In: *Actas do IV CNEspeleo Congress*, Leiria (Portugal).
- NICOD, J., 1967. *Recherches morphologique en Basse Provence calcaire*. Thèse, Aix en Provence.
- NICOD, J., 1972. *Pays et Paysages du Calcaire*. Le Géographe, Section dirigée par Pierre George, Presses Universitaires de France, Paris, France.
- NICOD, J., 1994. Paleokarst et paleomorphologies dans le domaine méditerranéen (éléments de reflexion et discussion). *Rev. Géogra. Maroc*. (n. sp. Hom. G. Beaudet), vol. XVI (1 et 2), 309-333.
- NICOD, J., 1995. Découverte des karsts du Portugal Central. *Karstologia* 26, 59-60.
- NICOD, J., 1996. Le poljé de Minde (Portugal central) type de poljé tectonique. *Rev. Analyse Spatial Quantitative et appliquée* 38/39, 143-151, Nice (France).
- NOIRIEL, C., GOUZE, P., MADÉ, B., 2013. 3D analysis of geometry and flow changes in a limestone fracture during dissolution. *Journal of hydrology* 486, 211-223.
- N'ZABA-MAKAY, O., ANDREU, B., BRUNEL, F., MOUTERDE, R., REY, J., ROCHA, R.B., 2003. Biostratigraphie et paleoecology des peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien, Portugal. *Ciência Terra (UNL)* 15, 21-44.

## O

- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D., POHN, H.A., 1976. Limeament, linear lineation some proposed new standards for old terms. *Geological Society America Bulletin* 87, 1463-1469.
- OLIVÉ, L., 1995. Racionalidad, objectividad y verdade. In: OLIVÉ, L. (Eds.), *Racionalidad epistémica*, 91-121, Madrid.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M.T., MONTEIRO, J.H., 1992. *Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000*. 5ª edição, 2 folhas. Serviço Geológico de Portugal, Lisboa.
- OLIVEIRA, L.C.V., RODRIGUES, R., DUARTE, L.V., LEMOS, V., 2006. Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambientais com base em biomarcadores e isótopos estáveis do carbono da seção Pliensbaquiano-Toarciano inferior (Jurássico inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim de Geociências da Petrobras* 14(2), 207-234.

- OLIVEIRA, L.C.V., DUARTE, L.V., RODRIGUES, R., PERILLI, N., 2007. Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliesbachain-Toarcian boundary in Lusitanian Basin, Portugal. *Rev. bras. Paleontol.* 10(1), 5-16.
- OLIVET, J.-L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 20, 131-195.
- ORTEGA, Y., GASSET, J., 2000. *Meditazioni del Chisciotte*. Alfredo Guida editore.
- ORTEGA, O.J., MARRET, R.A., LAUBACH, S.E., 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement, *AAPG Bulletin* 90, 193-208.

## P

- PAIS, J., 1989. Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Comunic. Serv. Geol. Portugal* 75, 67-72.
- PAIS, J., LEGOINHA, P., 2000. Gruta da Figueira Brava (Arrábida): Geological setting. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Classe de Ciências, TOMO XXXVIII*, 69-81, Lisboa (Portugal).
- PAIS, J., CUNHA, P.P., PEREIRA, D., LEGOINHA, P., DIAS, R., MOURA, D., BRUM DA SILVEIRA, A., KULLBERG, J.C., GONZÁLEZ-DELGADO, J.A., 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). *A Cenozoic record in the European Atlantic Domain*. Springer.
- PALAIN, C., 1976. Une serie detritique terrigene. Les Gres de Silves, Trias et Lias inferieur du Portugal. *Mem. 25 (N.S.), Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- PALMA, R.M., KIETZMANN, D.A., BRESSAN, G.S., MARTÍN-CHIVELET, J., LÓPEZ-GÓMEZ, J., FARIAS, M.E., LLANOS IGLESIAS, P.M., 2013. Peritidal cyclic sedimentation from La Manga Formation (Oxfordian), Neuquén Basin, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 1-11.
- PALMER, A.N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of American Bulletin* 103, 1-21.
- PALMER, A.N., 2007. *Cave Geology*. Allen Press, Lawrence, Kansas (USA).
- PALMER, A.N. 2013. Sulfuric acid caves: morphology and evolution. In: SHRODER, J. (Editor in Chief), FRUMKIN, A (Eds.), *treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst geomorphology, 241-257.
- PALMER, M.V., PALMER, A.N., 1989. Paleokarst of the United States. In: P. BOSÁK, D.C. FORD, J. (Eds.), *Paleokarst, a systematic and regional review*, 337-363.
- PANIZZA, M., 2006. Geomorfologia aplicada à análise de riscos e à cultura do território. *Publicação da Associação Portuguesa de Geomorfólogos* 3, APGeom, 227-236.
- PATO, L., TAVARES, A.O., MAGALHÃES, M.C., 2008. Developments in land use in a periurban area of central Portugal: the importance of biophysical parameters. *Geo-environment & Landscape Evolution III*, Ed. WITT Press, vol. 100, 109-117.
- 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.
- PAREDES, R., COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., 2014. Dynamics of Upper Sinemurian Macro-benthic Groups (Bivalves and Brachiopods) Preserved in Organic-Rich Facies of the Lusitanian Basin (Western Iberia). In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (eds), *Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy*. Springer Geology XLV, pp. 1049-1052.
- PAVIA, G., ENAY, R., 1997. Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. *Episodes* 20(1), 16-22.
- PEIXINHO DE CRISTO, F., 1988. *Análise dos Sistemas da Abastecimento Público de água nos Distritos de Aveiro e Leiria*. Direção Geral dos Recursos Naturais, Lisboa (Portugal).
- PEIXINHO DE CRISTO, F., 1997. Águas subterrâneas no Baixo Mondego. In: *Organização geossistemicas e recursos naturais, Projecto PRAXI XXXI, 2/2.1/CTA-156/94*, 41-49, Coimbra (Portugal).
- PENA DOS REIS, R.P., 1983. *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos de Cretácico superior-Miocénico de Portugal*. Tese de Doutoramento apresentada no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

- PENA DOS REIS, R.P., CUNHA., 1989. A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 75, 99-109.
- PENA DOS REIS, R.P., CORROCHANO, A., BERNARDES, C., CUNHA. P.P., DINIS, J., 1992. O Meso-Cenozóico da margem atlântica portuguesa. In: *Actas III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Guías de las excursiones geológicas)*, Salamanca, 115–138.
- PENA DOS REIS, R.P., CORROCHANO, A., ARMENTEROS, I., 1997. El paleokarst de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal). *Geogaceta* 22, 149-152.
- PENA DOS REIS, R.P.B., PIMENTEL, N.L., GARCIA, A.J.V., 2010/2011. A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 19, n. ½, 23-52.
- PEREIRA, A.R., 1992. A Geomorfologia da Margem Continental Portuguesa e a Interdependência das Plataformas Continental e Litoral. *Evolução do Conhecimento e Linhas de Investigação. Centro de Estudos Geográficos -Linha de Acção de Geografia física*, re. N.º 30.
- PERILLI, N., DUARTE, L.V., 2006. Toarcian nannobiohorizons from the Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 112, 417-434.
- PÉRON-PINVIDIC, G., MANATSCHAL, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Int. Jou. Earth Sci.* 98, 1581-1597.
- PETELET-GIRAUD, E., DOERFLINGER, N., CROCHET, P., 2001. Evaluation multicritère de la vulnérabilité des aquifères karstiques en région méditerranéenne à l'aide de la méthode RISKE (karst nord montpelliérain). 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Sciences et Techniques de l'Environnement, Université de Franche-comté, Mémoire hors-série no. 13, 281-284.
- PÈWÈ, T.L., 1981. Desert dust: an overview. In: PÈWÈ, T.L., *Desert dust: origin, characteristics, and effect on man*. GSA Spec. Paper 186, 1-10.
- PESSOA, M., NETO, C., SACRAMENTO, M., 1993. Grutas, lapas abrigos e dolinas de Conimbriga. Roteiro, Grupo de Arqueologia e Espeleologia de Pombal (GAEP) e Liga de Amigos de Conimbriga (LAC) (Portugal).
- PEZDIČ, J., ŠUŠTERŠIČ, F., MIŠIŠ, M., 1998. On the role of clay-carbonate reactions in speleo-inception: a contribution to the understanding of the earliest stage of karst channel formation. *Acta Carsologica* 27, 187-200.
- PHILLIPS, J.D., 2012. Synchronization and scale in geomorphic systems. *Geomorphology* 137, 150-158.
- PICCINI, L., 1999a. I fattori geologici della speleogenesi in rocce carbonatiche. *Speleologia* 41, 93-98, S.S.I., Bologna, Italia.
- PICCINI, L., 1999b. Geomorfologia e Speleogenesi Carsica. *Quaderni Didattici della S.S.I. n. 1*, Erga Edizioni, Genova, Italia.
- PICCINI, L., MECCHIA, M., 2009. Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology* 106, 15-25.
- PINHEIRO, L.M., WILSON, R.C.L., PENA DOS REIS, R., WHITMARSH, R.B., RIBEIRO, A., 1996. The western Iberian Margin: a Geophysical and Geological Overview. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149.
- PLAN, L., 2005. Factors controlling carbonate dissolution rate quantified in a field test in the Austrian Alps. *Geomorphology* 68, 201-212.
- PLAN, L., FILIPPONI, M., BEHM, M., SEEBACHER, R., JEUTTER, P., 2009. Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology. A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Apls, Austria). *Geomorphology* 106, 118-129.
- PLUMMER, L.N., 1975. Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. In WHITTEN E.H.T. (Eds), *Quantitative studies in geological sciences*, Geol. Soc. Am. Mem. 142, 219-323.
- 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.

- POHL, C., VAN GENDEREN, J.L., 1998. Multisensor image fusion in remote sensing: concept, methods and applications. *International Journal of Remote Sensing* 19, 823-854.
- POLYAK, V.J., McINTOSH, W.C., GUVEN, N., PROVENCIO, P.P., 1998. Age and origin of Caslsbad Cavern and related caves from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  of Alunite. *Science* 279, 1919-1922.
- PONS, A.S., 1961. Description geologique de la carte d'Eespinhal (Penela), Portugal. *Fac. Sciences de Lyon*.
- POTTER, P.E., MAYNARD, J.B., PRYOR, W.A., 1980. *Sedimentology of shale*. New Yourk Springer-Verlang.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P., 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33, 313-343.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P., COWAN, C.A., 1992. Peritidal carbonates. In: WALKER, R.G., JAMES, N.P. (Eds.), *Facies models. Response to sea level change*. Ottawa, Geological Association Canada, 303-322.
- PREGO, A.M.R., 2008. A Brecha da Arrabida: perspetivas transdisciplinar de um georrecurso extinto. *Dissertação de Mestrado, Fac. Ciências Tecnologia, Universidade de Lisboa*.
- PULINA, M., 1974. Danudacja chemiczna na obszarach Krasu weglanowego. *Polska Akad. Nauk., Inst. Geogr., «Pr. Geogr.»* 105, Wroclaw.
- PURSER, B.H. (Eds.) 1973. *The Persina Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 471 p.
- PURSER, B.H., SEIBOLD, E., 1973. The Principal Environmental Factors Influencing Holocene Sedimentation and Diagenesis in the Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (Eds.) 1973. *The Persina Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 1-9.
- PURSER, N.H., BROWN, A., AISSAOUI, D.M., 1994. Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. In: PURSER, B.H., TUCKER, M.E. AND ZENGER, D.H. (Eds.), *Dolomites - a volume in honour of Dolomieu*. *Int. Ass. Sedim. Spec. Publ.* 21, 283-308

## Q

- QING, H., BOSENCE, D.W.J., ROSE, E.P.F., 2001. Dolomitization by penesaline sea water in early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology* 48, 153-163.
- QUESADA, S., ROBLES, S., ROSALES, I., 2005. Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Bsque-Cantabrian Basin, northern Spain. *Journal of the geological Society, London*, Vol. 162, 531-548.
- QUINIF, Y., 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue. Le tryptique de la karstification. *Actes du Colloque Européen Karts-99*, 159-164.
- QUINIF, Y., 2010. Fantôme de roche et Fantômisation. *Essais sur un nouveau paradigme em karstogenése. Karstologia-Mémoires* 18, 196 p.

## R

- RAAFAT, H., 2007. Climate. In: KUMAR, A., (Eds.), *Physical Geography Sector Paper. Environment Agency Abu Dhabi*, 72-89.
- RAINES, M.A., DEWERS, T.A., 1997. Dedolomitization as a driving mechanism for karst generation in Permian Blaine Formation, Southwestern Oklahoma, USA. *Carbonates and Evaporites* 12, 24-31.
- RAMEIL, N., 2008. Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platformra Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary geology* 212, 70-85.
- RAMOS, A.M., CUNHA, P.P., CUNHA, L.S., GOMES, A., LOPES, F.C., BUYLAERT, J.-P., MURRAY, A.S., 2012. The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal área (western central Portugal): geomorphological and sedimentological characterization of a terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy. *Geomorphology* 165-166, 107-123.
- RASMUSSEN, E.S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C., VEJBÆK, O.V., 1998. Aspects of the strctural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope área offshore Portugal. *Tectonophysics* 300, 199-225.
- RATCLIFFE, K.T., 1988. Oncoids as environmental indicators in the Much Wenlock Limestone Formation of the English Midlands. *J. Geol. Soc. London* 145, 117-124.



- RAUCH, H.W., WHITE, W.B., 1970. Lithologic controls on the development of solution porosity in carbonate aquifers. *Water Resources* 6, 1175-1192.
- RAUCSIK, B., VARGA, A., 2008. Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangia-Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: na evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265, 1-13.
- READ J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin-types, characteristics and evolution. *Tectonophysics* 81, 195-212.
- READ, J.F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. In: READ, J.F., KERANS, C., WEBER, L.J., SARG, J.F., WRIGHT, F.M., (Eds.), *Milankovitch sea-level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms of the greenhouse and icehouse worlds*. SEPM short course 35, 1-102.
- RONCHI, P., JADOUL, F., SAVINO, R., 2004. Quaternary dedolomitization along fracture systems in a Late triassic dolomitized platform (western Southern Alps, Italy). *Carbonate and Evaporites* 19, 51-66.
- REBELO F., 1966. Vertentes do rio Dueça. *Boletim do Centro de Estudos geográficos de Coimbra* 3(22-23), 155-237.
- REBELO, F., 1967. As vertentes do Rio Dueça. *Ver. Centro Est. Geográficos*, Vol. III, nº 22 e 23, 5-87.
- REBELO, F., 1982. Considerações metodológicas sobre o estudo dos ravinamentos. In: *Actas II colóquio Ibérico de Geografia* 1, 339-350, Lisboa.
- REBELO, F., 1985. Nota sobre o conhecimento geomorfológico da área de Coimbra (Portugal). *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico Geológico, Universidade de Coimbra*, 100, 193-202.
- REBELO, F., 1986. Modelado periglacial de baixa altitude em Portugal. *Cadernos de Geografia* 127-137.
- REBELO, F., 1995. Homes et érosion dans le Centre et le Nord du Portugal. Le cas du Bassin du Mondego. *Territorium* 25, 5-10, Coimbra.
- REBELO, F., 1999. A teoria do risco analisada numa perspectiva geográfica. *Cadernos de Geografia* 18, 3-13, Coimbra.
- REBELO, F., 2001. *Riscos Naturais e Acção Antrópica*. Imprensa da Universidade de Coimbra.
- REBELO, F., CUNHA, L., ROCHETTE, C.A.M., 1986. Sobre a origem e a evolução actual dos ravinamentos em calcários margosos na área de Condeixa. In: *Actas IV Colóquio Ibérico de Geografia*, 875-882, Coimbra.
- REGALA, R., LUÍS, R.F., 2004. Grutas do Cabeço da Pedra do Sino - Estudo Geomorfológico. *Trogle* 4, 4-11, Torres Vedras (Portugal).
- REGGIANI, L., MATTIOLI, E., PITTET, B., DUARTE, L.V., VEIGA DE OLIVEIRA, L.C., COMAS-RENGIFO, M.J., 2010a. Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils from the Peniche section (Lusitanian Basin): A clue for palaeoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology* 75, 1-16.
- REGGIANI, L., MATTIOLI, E., PITTET, B., 2010b. Spatial distribution of Late Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils within the Lusitanian Basin (Portugal). *Geobios* 43, 87-97.
- REOLID, M., DUARTE, L.V., 2014. Sponge –microbialite buildups from the Toarcian of the Coimbra region (Northern Lusitanian Basin, Portugal): paleoecological and palaeoenvironmental significance. *Facies* 60, 561-580.
- REID, R.P., VISSCHER, P.T., DECHO, A.W., STOLZ, J.F., BEBOUT, B.M., DUPRAZ, C., MACINTYRE, I.G., PAERL, H.W., PINCKNEY, J.L., PRUFERT-BEBOUT L., STEPPE, T.F., DESMARAIS, D.J., 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989-992.
- REID, R.P., FOSTER, J.S., RADTKE, G., GOLUBIC, S., 2011. Modern Marine Stromatolites of Little Darby Island, Exuma Archipelago, Bahamas: environmental setting, accretion mechanisms and role of Euendoliths. *Advances in Stromatolite Geobiology. Lecture Notes in Earth Sciences* 131, 77-89.
- REY, J., 1999. Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. *European Palaeont. Assoc. Workshop, Field trip A*.
- REY, J., DINIS, J.L., CALLAPEZ, P., CUNHA, P.P., 2006. Da rotura continental à margem passiva. *Composição e evolução do Cretácico de Portugal*. *Cadernos de geologia de Portugal*, INETI.

- RIBEIRO, A., 2002. *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer.
- RIBEIRO, A., 2013. Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: *Geologia de Portugal*, Rui DIAS, Alexandre ARAÚJO, Pedro TERRRINHA & José Carlos KULLBERG (Eds.), Escola editora, V. II, 15-57.
- RIBEIRO, A., SANDERSON, D., 1996. SW-Iberia – Transpressional Orogeny in the Variscide. In: D.G., GEE, H.J. ZEYEN (Eds.), *EUROPROBE-Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*. Published by Europrobe secretariate, Uppsala University, 138.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D., MONTEIRO, D., 1979. *Introduction à la géologie général du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPELLA, G. & PHIPPS, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* 184, 357-366.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., CHAMINÉ, H. & RODRIGUES, J., 1995. Tectónica de Megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa Morena e Zona Centro Ibérica na região de Porto-Lousã. In: *Atas 4º Congresso Nacional de Geologia*, Porto.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BAPTISTA, R., MATIAS, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* 15(2), 641-659.
- RIBEIRO, A., COSTA, C., KULLBERG, J.C., RODRIGUES, L., 2000. Riquezas Subterrâneas da Arrábida. Núcleo de Espeleologia da Costa Azul (NECA), Sesimbra (Portugal).
- RIBEIRO, A., MARCOS, A., PEREIRA, E., LLANA-FÚNEZ, S., FARIAS, P., FERNANDÉZ, F.J., CHAMINÉ, H.I., ROSAS, F., 2003. 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. VI Cong. Nac. De Geologia, Lisboa, Actas: D63-D64; Ciências Terra (UNL), n. especial V, CD-ROM, D63-D64.
- RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., DIAS, R., MATEAUS, A., PEREIRA, E., RIBEIRO, M.L., FONSECA, P., ARAÚJO, A., OLIVEIRA, J.T., ROMÃO, J., CHAMINÉ, H., CPKE, C., PEDRO, J.C., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26, Art. N. TC6009.
- RIBEIRO, A., ROMÃO, J., HENRIQUES, S., DUNNING, G., RIBEIRO, L., NEIVA, A., MUNHÁ, J., PEREIRA, E., CASTRO, P., 2010. Thick-skinned inter-plate and intra-plate tectonics in NW and SW Iberia. *e-Terra*, V. 11 (1), 1(4)-4(4).
- RIBEIRO, O., 1937. *A Arrábida – Esboço geográfico*. Fundação Oriente e Câ. Municipal Sesimbra, 3ª edição (re-edição no 2004).
- RIBEIRO, O., 1949. *Le Portugal Central (livre-guide de l'excursion C)*. XVI Congr. Inter. Géogr. Lisbonne, 180 p.
- RIBEIRO, O., 1987. As formas de relevo. In: *Geografia de Portugal I. A Posição geográfica e o território* (Ribeiro, O., Lautensach, H., Eds.), Eds. João Sá da Costa, Lisboa (Portugal).
- RICCHETTI, E., PALOMBELLA, M., 2007. Production of Geological Lineament Map of Southern Italy using Landsat 7 ETM+ imagery. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 126 (3), 567-572.
- RICHTER, D.K., FÜCHTBAUER, H., 1981. Merkmale und genese von breccien und ihre bedeutung im mesozoikum von hydra (Griechenland). *Z. deutsch. Geol. Ges.* 132, 451-501.
- RIDING, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179-214.
- ROBERTS, H.M., PLATER, A.J., 1999. U-andTh-series disequilibrium in coastal infill sediments from Praia da Rocha (Algarve Region, Portugal): a contribution to the study of late Quaternary weathering and erosion. *Geomorphology* 26, 223-238.
- ROCHA, A.S., 1904. *As Grutas de Columbeira*. Boletim Sociedade Arqueológica Santos Rocha I, 118-122.
- ROCHA, R.B. 1987. Exursion B, Controle structural de la sedimentation pendant le Jurassique supérieur dans le Bassin d'Estremadura; l'halocinése jurassique dans la marge portugaise. 2<sup>nd</sup> International Symposium Jurassic Stratigraphy, Lisboa.
- ROCHA, R.B., 2007 (Eds.). *The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP)*. Intern. Subcommission Jurassic Stratigraphy, Lisbon.
- ROCHA, R.B., SOARES, A.F., 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 97, 133-142.

- ROCHA, R.B., MANUPELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C., ZBYSZEWSKI, G., 1981. Carta geológica de Portugal, escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 19-C; Figueira da Foz. Serviço Geológico de Portugal.
- ROCHA, R.B., MOUTERDE, R., SOARES, A.F., ELMI S., 1987. Biostratigraphie et Evolution sequentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. In: 2<sup>nd</sup> International Symposium au Jurassic Stratigraphy, Exursion A, Lisboa.
- ROCHA, R.B., MARQUES, J., SOARES, A.F., 1990b. Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). Cahiers Univ. Cathol. Lyon, sér. Sci., Lyon, 4, 121-126.
- ROCHA, R.B., MARQUES, B., KULLBERG, J.C., CAETANO, P., LOPES, C., SOARES, A.F., DUARTE, L.V., MARQUES, J., GOMES, C., 1996. The 1st and 2st rifting phases of Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. C.E.C. Project MILUPOBAS, Contract n. JOU2-CT94-0348 (unpublished report), Lisboa.
- ROCHA FILHO, J.B., 2007. Transdisciplinaridade: A Natureza Íntima da Educação Científica. Porto Alegre, EDIPUCRS.
- ROCHA, J., MORGADO, P., 2007. A complexidade em geografia. In: Geophilia – o sentir e os sentidos da geografia. Lisboa, Centro de Estudo geográfico, Faculdade de Letras, Universidade de Lisboa, 137-153.
- RODRIGUES, M.L., 1988. As depressões de Minde e de Alvados. Depósitos e evolução quaternária das vertentes. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Regional, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1989. Morphostructural evolution of the Minde and Alvados depression (Maciço Calcário Estremenho, Portugal). Geoko plus, 238-239, Frankfurt (Germany).
- RODRIGUES, M.L., 1995. Geomorfologia e paisagem quaternária do Maciço Calcário Estremenho, Distrito de Leiria e Concelho de Ourém. In: Actas do 2º Congresso do Distrito de Leiria e Alta Estremadura, Leiria (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1996a. Geomorphology and environmental hazards in the Alvados depression and karstic springs of river Lena. In: Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology, Mediterranean and Urban Areas, ERASMUS, publ. 9, Centro de Estudos em Geografia (CEG), Universidade de Lisboa, 121-133, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1996b. Morphostructural conditions, slope deposits, and environmental problems in the Estremadura Limestone Massif (Portugal). In: Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology, Mediterranean and Urban Areas, ERASMUS, publ. 9, Centro de Estudos em Geografia (CEG), Universidade de Lisboa, 147-150, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1996c. The Minde depression: geomorphology and hydrologic features. In: Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology, Mediterranean and Urban Areas, ERASMUS, publ. 9, Centro de Estudos em Geografia (CEG), Universidade de Lisboa, 135-138, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1996d. Fórnia and Chão das Pias: karstification and Quaternary slope evolution. In: Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology, Mediterranean and Urban Areas, ERASMUS, publ. 9, Centro de Estudos em Geografia (CEG), Universidade de Lisboa, 139-142, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 1998. Evolução geomorfológica quaternária e dinâmica actual, aplicações ao ordenamento do território, exemplos no Maciço Calcário Estremenho. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., 2012. Classificação e tipologia dos lapiás. Contributo para uma terminologia das formas cársicas. Finisterra, XLVII, 93, 147-158.
- RODRIGUES, M.L., PEREIRA, A.R., 1994. Impactes no território. O caso do sector montante das nascentes do rio Lena (Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros). In: Actas da 4º Jornadas Ambiente Cársico, Recreio, Lazer e Turismo, Porto de Mós (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., ZÉZERE, J.L., 1992. Cartografia Geomorfológica de Pormenor. Exemplos da região a Norte de Lisboa e do Maciço Calcário Estremenho. Geonovas: A Geologia e o Ambiente, numero especial 1, 119-133, Lisboa (Portugal).
- RODRIGUES, M.L., ZÉZERE, J.L., 1996. The landslide of Boiça/Feteira (Serro Ventoso). In: Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology, Mediterranean and Urban Areas, ERASMUS, publ. 9, Centro de Estudos em Geografia (CEG), Universidade de Lisboa, 143-145, Lisboa (Portugal).

- RODRIGUES, M.L., FONSECA, A., 2010. Geoheritage assessment based on large-scale geomorphological mapping: contributes from a Portuguese limestones massif exemple. *Géomorphologie: relief, processus, environment* 2, 189-198.
- RODRIGUES, M.L., CUNHA, L., RAMOS, C., RAMOS PEREIRA, A., TELES, V., DIMUCCIO, L., 2007. Glossário Ilustrado de Termos Cársicos. Coordenação Maria Luisa Rodrigues, Edições Colibri, Lisboa (Portugal).
- ROMAN, F., 1917. Nouvelles observations sur les faunes tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage. *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 2, 70-101.
- ROMAN, F., TORRES, A., 1907. Le Néogène continental de la basse vallée du Tage. *Comiss. Serv. Geol. Portugal*.
- ROMARIZ C., 1960. Estudo geologico e petrografico da área tifónica de Soure. *Com. Serv. Geol. Portugal*, XLIV, 3-228, Lisboa.
- RONCHI, P., CONSONNI, A., BORROMEO, O., BATTISTELLI, A., GELONI, C., 2012. Reactive transport modelling applied to the prediction of the dolomitization distribution in carbonate hydrocarbon reservoirs. *First break volume* 30, 57-65.
- ROSALES, I., QUESADA, S., ROBLES, S., 2006. Geochemical arguments for identifying second-order sea-level changes in hemipelagic carbonate ramp deposits. *Terra Nova* 18, 233-240.
- ROSEN, M.R., MISER, D.E., WARREN, J.K., 1988. Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet Lake, Coorong region, South Australia. *Sedimentology* 35, 105-122.
- ROSEN, M.R., MISER, D.E., STARCHER, M.A., WARREN, J.K., 1989. Formation of dolomite in the Coorong region, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 661-669.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G.S., DUBOZ, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117-129.
- ROSSET, J., MOUTERDE, R., 1971. La tectonique du Lias au Nord de Tomar. *Comum. Serv. Geol. Portugal* LV, 49-53, Lisboa.
- ROSSET, J., MOUTERDE, R., ROCHA, R., 1971. Existence d'une tectonique tangentielle dans le Lias sur les feuilles d'Alvaiázere, d'Ancião et Espinhal au 25000<sup>e</sup>. *Com. Serv. Geol. Portugal* 55, 97-103, Lisboa.
- ROSSET, J., MOUTERDE, R., ROCHA, R., 1975. Structure du Jurassique sur les feuilles de Coimbra sud et de Figueiró dos Vinhos au 50000<sup>e</sup> me depuis Cernache jusqu'à Serra de Mouro. *Bol. Soc. Geol. Portugal* 19(3), 103-115.
- ROSSI, G., 1976. Karst et dissolution des calcaires en milieu tropical. *Zeit. Für Geomorph.*, suppl. 26.
- ROTT, M.C., QING, H., 2013. Early dolomitization and recrystallization in shallow marine carbonates, mississippian alida beds, williston basin (Canada): evidence from petrographyc and isotope geochemistry. *Journal of Sedimentary Research* 83, 928-941.
- ROUGERIE, G., BEROUTCHACHVILI, N., 1991. Géosystèmes et Paysages, Bilan et méthodes – Armand Colin, Paris.
- RUFFEL, A., MCKINLEY, J.M., WORDEN, R.H., 2002. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 360, 675-693.

## S

- SAINT-SUZANNE, S., 1963 Étude géologique de la région d'Alvaiázere (province de Beira Litoral – Portugal). *Dipl. d'Ét.*, Université de Lyon.
- SALLER, A.H., HENDERSON, N., 1998. Distribution of porosity and permeability in platform dolomites, insight from the Permian of west Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81, 1528-1550.
- SALOMON, J.N., 2000. Précis de Karstologie. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac, Bordeaux, France.
- SALOMON, J.N., PULINA, M., 2005 (Eds.). Les karsts des régions climatiques extrêmes. *Karstologia Mémoires* 14.
- SALOMON, J.N., CUNHA, L., MATEUS, M. (Eds.), 1995. Le Karst au Portugal (Géomorphologie, Spéléologie, Etudes Environnementales). *Livret-guide de l'Excursion Massif de Sicó, Massif Calcaire de l'Estremadura, Table-Ronde Franco-Portugaise, Coimbra (Portugal)*.
- SALVADOR, A., (Eds.), 1994. *International stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*. Geological Society of America, 214 pp.

- SANCHES, R., 1996. O problema secular do Mondego e a sua resolução. LNEC, Col. Testemunhos, Lisboa.
- SANTOS, J.G., 1996. A Depressão Marginal – Elementos para a sua caracterização geomorfológica do sector Coimbra – Penela e análise de riscos de movimentos de terreno. Dissertação de Mestrado em geografia, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- SATTLER, U., IMMENHAUSER, A., HILLGARTNER, H., ESTEBAN, M., 2005. Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a carbonate platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology* 52, 339-361.
- SAURO, U., 1979. Morfologia carsica. In: "Geomorfologia" di CASTIGLIONI G.B., UTET, Italia, 208-253.
- SASOWSKY, D., MYLROIE, J., 2007. Studies of cave sediments. *Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Springer.
- SCHAUER, M., AIGNER, T. 1997. Cycle stacking patterns, diagenesis and reservoir geology of peritidal dolostones, Trigonodus-Dolomit, Upper Muschelkalk (Middle Triassic, SW-Germany). *Facies*, 37, 99-114.
- SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H., (Eds.) 1983. Carbonate depositional environments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, 708 p.
- SCHREIBER, B.C., EL TABAKH, M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47, 215-238.
- SELLWOOD, B.W., VALDES, P.J., 2006. Mesozoic climates: general circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190, 269-287.
- SEQUEIRA, A.J.D., PROENÇA CUNHA, P, BERNARDO DE SOUSA, M., 1997. A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Cenral). *Com. Inst. Geol. E Mineiro* 83, 95-126.
- SGEA-DGUL., 1987. Karst systems of the Atlantic Border. *Field Trips Book of IV Symposium on Applied and Environmental Geology, Secção de Geologia Económica e Aplicada, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciencias, Universidade de Lisboa (SGEA-DGUL), Geolis 1, 7-12 March, Tomar (Portugal)*.
- SHARPE, D., 1850. On the secondary district of Portugal with the Lias of the north of the Tagus. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. VI, parte 1º, 135-200.
- SHINN, E.A., 1983. Tidal flat environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H., (Eds.), *Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 33, 171-210.
- SHINN, E.A., 1986. Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features. *Colorado School of Mines Quart.* 81, 7-35.
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. , LLOYD, R.M., 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: PRAY, L.C. AND MURRAY, R.C. (Eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, 112-123.
- SHINN, E.A., STEINEN, R.P., LIDZ, B.H., SWART, P., 1989. Perspectives: whittings a sedimentologic dilemma. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 147-161.
- SIBLEY, D.F., GREGG, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *J. Sed. Petrol.* 57/5, 967-975.
- SIBUET, J.C., COLLETTE, B., 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology* 19, 522-525.
- SIBUET, J.C., SRIVASTAVA, S. SPAKMAN, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of arch* 112(6), 84-106.
- SINGER, A., 1988. Illite in arid soils, desert drusts and desert loess. *Sedimentary geology* 59, 251-259.
- SILVA, A.F., REBELO, J.A., RIBEIRO, M.L., 1987/89. Folha 11-C (Torre de Moncorvo) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 e respetiva Notícia Explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- SILVA., C.M., 2001. *Gastrópodes Pliocénicos Marinhos de Portugal: sistemática, Paleoecologia, Paleobiologia, Paleogeografia*. PhD Thesis, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- SILVA, M.C., LANDAU, B., DOMÉNECH, R., MARTINELL, J., 2010. Pliocene Atlantic molluscan assemblages from the Mondego Basin (Portugal): Age and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285, 248-254.

- SILVA, R., 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, ~187 Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitania Basin (Portugal). *Chemical Geology* 283, 177-184.
- SILVA, R., MENDONÇA FILHO, J.G., DA SILVA, F.S., DUARTE, L.V., SILVA, T.F., FERREIRA, R., AZERÊDO, A.C., 2012. Can biogeochemistry aid in the palaeoenvironmental/early diagenesis reconstruction of the ~187 Ma (Pliensbachian) organic-rich hemipelagic series of the Lusitania Basin (Portugal)? *Bulletin of Geosciences* 87, 373-382.
- SILVA, R.L., DUARTE, L.V., COMAS-RENGIFO, M.J., MENDONÇA FILHO, J.G., AZERÊDO, A.C., 2013a. A sedimentação margo-calcária rica em matéria orgânica do Pliensbaquiano da Bacia Lusitânica: estratigrafia integrada e evolução paleoambiental. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 83-87.
- SILVA, R.L., DUARTE, L.V., MENDONÇA FILHO, J.G., 2013b. Optical and geochemical of Upper Sinemurian (Lower Jurassic) fóssil wood from the Lusitaniana Basin (Portugal). *Geochemical Journal* 47, 489-498.
- SILVEIRA, A.L., ABREU, M.M., 2006. Os lapiás da região da Pedra Furada. Potencialidades e valor geomorfológico e paisagístico. *Publicação da Associação Portuguesa de Geomorfologia* 3, 221-226, Coimbra (Portugal).
- SIMMS, M., 1984. Dolomitization by groundwater - flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.* 34, 411-420.
- SLABE, T., 1995. Cave Rocky Relief. *Cave Rocky Relief and its Speleogenetical Significance*. SAZU Center, Ljubljana.
- SOARES, A.F., 1966. Estudo das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego). *Revista Faculdade de Ciências Universidade de Coimbra*, Vol. XL. Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico Universidade de Coimbra 62, 1-343.
- SOARES, A.F., 1990. Apontamentos sobre a geologia de Coimbra. Livro de homenagem a Carlos Romariz, *Sec. Geol. Económica e Aplicada*, 311-331, Lisboa (Portugal).
- SOARES, A.F., 1993. O tempo das caretas (pretexto para algumas ideias). *Acta 3ª reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, 363-375.
- SOARES, A.F., 1998/2001. Reflexões sobre os tempos de carsificação dos Maciços Calcários de Sicó, Alvaiázere e Estremenho. In: *Livro de Homenagem ao Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho*, 103-128, Braga (Portugal).
- SOARES, A.F., 1999. As unidades pliocénicas e quaternárias no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, Braga, Vol. 2, 7-17.
- SOARES, A.F., 2000. As unidades pliocénicas e quaternárias no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, Ver. Ass. Port. Est. Quaternário 2, 7-17.
- SOARES, A.F., 2001. Um buraco de minhoca (Algumas reflexões sobre o prefixo paleo). *Cadernos de Geografia, Actas II Coloqui da geografia de Coimbra*, n.º esp., 57-63.
- SOARES, A.F., 2002. Um gosto – um sentir. *Geomorfologia Ordenamento do território*: In: CUNHA, L. (Eds), *Livro de resumos, encontro Científico sobre desafios para as regiões cársicas no início do terceiro milénio*, Coimbra.
- SOARES, A.F., 2002/2004. Um tiro no pé (outras coisas em Coimbra). *Cadernos de Geografia, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra*, vol. 21-23, 231-239.
- SOARES, A.F., 2006a. Um conhecer geológico: apontamentos. In: Lopes, F.C., & Callapez, P.M. (Coord.), *As Ciências da terra ao serviço do ensino e do desenvolvimento; o exemplo da Figueira da Foz*. Kiwanis Clube, Figueira da Foz, 25-39.
- SOARES, A.F., 2006b. Opinião (entre a ciência e a ignorância). *Publ. Assoc. Portuguesa de Geomorfólogos (APgeom)*, Vol. 3, 21-28.
- SOARES, A.F., 2007/2008. Um fragmento curioso. *A Serra de Sicó. Cadernos de Geografia* 26/27, 19-24, Coimbra (Portugal).
- SOARES, A.F., CONDE, N.L., 1956. Contribuição para o estudo das grutas da província da Beira Litoral. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico* 41, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- SOARES, A.F., PENA DOS REIS, R., 1984. Considerações sobre as unidades litostratigráficas post-jurássicas na região do Baixo Mondego. In: *livro de homenagem a Orlando Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, v. 1, 183-202, Lisboa (Portugal).

- SOARES, A.F., ROCHA, R.B., 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na Orla Meso-cenozoica ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 97, 133-142.
- SOARE, A.F., ROCHA, R.B., 1985. Profil d'un géologue. Motif pour une réflexion sur la sédimentation jurassique dans la bordure occidentale du Portugal. *Les Cahiers de l'institut Catholique de Lyon* 14, Lyon (France).
- SOARES, A.F., DUARTE, L.V., 1995. A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. *Univ. do Porto, Fac. de Ciências, Mus. Lab. Min. Geológico, Memoria* 4, 139-142, Porto.
- SOARES, A.F., DUARTE, L.V., 1997. Tectonic and eustatic signatures in the lower and middle Jurassic of the Lusitanian Basin. In: *Com. IV Congr. Jurasico de España, Alcañiz*, 111-114.
- SOARES, A.F., GOMES C., 1997. A geologia do Baixo Mondego. (Organização do Mesozoico). *Comun. Seminario "O Baixo Mondego: Organização geosistémica e recursos naturais, Coimbra*, 5-20.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F., 2004a. O Quaternário da Bacia da Lousã. Algumas ideias. In: *Araujo, M.A., & Gomes, A. (Eds.), Geomorfologia do Noroeste Península Ibérica, Fac. de Letras Universidade do Porto*, 139-154.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F., 2004b. Os recursos geológicos do Concelho de Coimbra. *Camara Municipal de Coimbra, Relatório Técnico (não publicado)*.
- SOARES, A.F., TAVARES, A.F., CONDE, L.N., 1957. Algumas grutas da província da Beira Litoral. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico* 44, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F., ROCHA, R.B., 1985a. Contribuição para o Conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 100, 41-71, Coimbra (Portugal).
- SOARES, A.F., REBELO, F.M.S., MARQUES, J.F., 1985b. O perfil longitudinal do Rio Dueça a jusante de Miranda do Corvo. I Reunião do Quaternário Ibérico, v. II, 345-353, Lisboa (Portugal).
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F., BARBOSA, B.P., 1985c. Visita a diversos lugares em estudo. In: *DAVEAU, S. (Eds.), Livro-Guia Pré-Reunião, I reunião do Quaternário Ibérico*, 84-97, Lisboa (Portugal).
- SOARES, A.F., FERREIRA, A.B., BARBOSA, B., MARQUES, J.F. 1986a. Evolução geomorfológica e sedimentológica das plataformas litorais entre o Mondego e o Vouga. A margem direita do Baixo Mondego. *Maleo, Bol. Inform. Soc. Geol. Portugal*, v. 2, 13, 42-43.
- SOARES, A.F., LAPA, M.L.R., MARQUES, J.F., 1986b. Contribuição para o conhecimento da litologia das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia Lusitaniana a Norte do «Acidente» da Nazaré (sub-zona setentrional). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral Geol.* 102, Univ. Coimbra, Coimbra.
- SOARES, A.F., ROCHA, R., ELMI, S., HENRIQUES, H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET-PERROT, Ch., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, C., KULLBERG, J., 1988. Essai d'interprétation dynamique de la paleogeographie du Bassin Lusitanien (secteur nord) depuis le Trias jusqu'au Dogger. In: *Resumo da Comunicação apresentada em III Coloquio da Estratigrafie y Paleogeografie do Giurassico de Espana*.
- SOARES, A.F., SOUSA, B.M., MARQUES, J., 1989. Esboço geológico dos concelhos de Lousã, Miranda do Corvo, Penela e Vila Nova de Poiares. *Noticias explicativas, Projecto de Cartografia geológica Carta 19-D Coimbra Sul, escal 1:50 000 (policopiado)*.
- SOARES, A.F., ROCHA, R., ELMI, S., HENRIQUES, H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET-PERROT, Ch., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, C., KULLBERG, J., 1990. Évolution sédimentaire du secteur nord-lusitanien du Trias au callovien. In: *MEGS 6, 6th Meet. European Geol. Societies, Lisboa*.
- SOARES, A.F., ROCHA, R., ELMI, S., HENRIQUES, H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, C., KULLBERG J., 1993a. Les sous bassin nord lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassic moyen: histoire d'un rift avorté. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, Serie II, Paris, 1659-1666.
- SOARES, A.F., ROCHA, R., MARQUES, B., DUARTE, L., MARQUES, J., HENRIQUES, M.H., KULLBERG, J., 1993b. Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian

- Basin (Triassic to Malm). In: MORTON N & BOYD D., (Eds), Abstracts of Arkell International Symposium on Jurassic Geology, London.
- SOARES, A.F., CUNHA, L., MARQUES, J.F., 1997. Les tufs calcaires dans la région du Baixo Mondego (Portugal) – Les tufs de Condeixa. Présentation générale. *Études de Géographie Physique, Travaux 1997, Suppl. XXVI, Aix-en-Provence, 55-58.*
- SOARES, A.F., CUNHA, L., MARQUES, J.F., 1998. Les tufs calcaires de Condeixa. Présentation générale et encadrement dans le modèle géomorphologique de l'évolution de la région du bas mondego (Portugal). (policopiado e não publicado).
- SOARES A.F., MARQUES, J.F., SEQUEIRA, A.J.D., 2007 (Eds.). *Notícia explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Departamento de Geologia, Lisboa (Portugal).*
- SOARES, A.F., ROCHA, R.B., KULLBERG, J.C., 2010. Algumas ideias sobre geomorfologia. In: *Ensino e Investigação e sua história, volume I, Capítulo V, Geomorfologia, 507-514.*
- SOARES, A.F., KULLBERG, J.C., MARQUES, J.F., ROCHA, R.B., CALLAPEZ, P.M., 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves group (Triassic, Lusitanian Basin, Portugal). *Bull. Soc. Géol. France 183(3), 203-216.*
- SOTO, R., KULLBERG, J.C., OLIVIA-URCIA, B., CASAS-SAINZ, A.M., VILLALÁIN, J.J., 2012. Switch os Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian Basin (Portugal): insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics 536, 122-135.*
- SOUSA, M.B., SEQUEIRA, A.J.D., 1987/89. Folha 10-D (Alijó) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 e respetiva Notícia Explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal.*
- SOUSA, V.M., 1964. Casos de Aplicação da Espeleologia ao Estudo de Águas Subterrâneas e a Problemas de Engenharia. *Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Publicação Especial 3, Lisboa.*
- SPENCE, G.H., TUCKER, M.E., 1999. Modeling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes. *Journal Sedimentary Research B69, 947-961.*
- SPIGOLON, A.L., PENA DOS REIS, R.P., PIMENTEL, N.L., MATOS, V.G., 2010/2011. Geoquímica orgânica de rochas potencialmente geradoras de petróleo no contexto evolutivo da Bacia Lusitânica, Portugal. *Bol. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 19, n. 1/2, 131-162.*
- SRIVASTAVA, S.P., ROESET, W.R., KOVACKS, L.C., OAKLEY, G., LEVESQUE, S., VERHOEF, J., MACNAB, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics 184, 229-260.*
- STAMPFLI, G.M., BOREL, G.D., MARCHANT, R., MOSAR, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer 8, 77-106.*
- STAPEL, G., CLOETINGH, S., PRONK, B., 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). *Tectonophysics 266, 493-507.*
- STEINHOFF, I., STROHMENGER, C., 1996. Zechstein 2 carbonate platform subfacies and grain-type distribution (upper Permian, northwest Germany). *Facies 35, 105-132.*
- STOCK, G.M., GRANGER, D.E., SASOWSKY, I.D., ANDERSON, R.S., FINKEL, R.C., 2005. Comparison of U-Th, paleomagnetic, and cosmogenic burial methods for dating caves: implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters 236, 388-403.*
- STRAHLER, A.N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin Geological Society of America 63, 117-142.*
- STRASSER, A., 1984. Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *J. Sed. Petrol. 54, 1097-1109.*
- STRASSER, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of Swiss and French Jura. *Sedimentology 33.*
- STRASSER, A., 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: EINSELE, G., RICKEN, W. AND SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy, 709-721.*
- STRASSER, A., 1994. Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian - Lower Berriasian, French Jura Mountains). In: DE BOER, P.L. AND SMITH, D.G. (Eds.), *Orbital forcing and cyclic sequences. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol. 19, 285-301.*



- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGARTNER, H., PASQUIER, J.-B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate dominated sedimentary system: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128, 201-221.
- STROHMENGER, C., WIRSING, G., 1991. A proposed extension of Folk's textural classification of carbonate rocks. *Carbonate and Evaporites* 6, 23-28.
- SUN, S. Q., 1994. A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic. *J. Sed. Res.* 64, 369-404.
- SUN, S. Q., 1995. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 79, 186-204.
- SUN, S.Q., WRIGHT, V.P., 1989. Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geology* 65, 165-181.
- SUAN, G., PITTET, B., BOUR, I., MATTIOLI, E., DUARTE, L.V., MAILLIOT, S., 2008. 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.
- SUAN, G., MATTIOLI, E., PITTET, B., LÉCUYER, C., SUCHÉRAS-MARX, B., DUARTE, L.V., PHILIPPE, M., REGGIANI, L., MARTINEAU, F., 2010. Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 448-458.
- SUAREZ-GONZALEZ, P., QUIJADA E., BENITO, M.I., MAS, R., MERINERO, R., RIDING, R., 2014. Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sedimentary geology* 300, 11-27.
- ŠUŠTERŠIČ, F., REJŠEK, K., MIŠIČ, M., EICHLER, F., 2009. The role of loamy sediment (terra rossa) in the context of steady state karst surface lowering. *Geomorphology* 106, 35-45.
- SÜZEN, M.L., TOPRAK, V., 1998. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a fault zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing* 19, 1101-1114.

## T

- TAHER, G.A., 2014. Microbially induced sedimentary structures in evaporite-siliciclastic sediments of Ras Gemsa sabkha, red Sea Coast, Egypt. *Journal of Advanced Research* (in press) <http://dx.doi.org/10.1016/j.jare.2013.07.009>.
- TAHER, A.G., ABDEL-MOTELIB, A., 2014. Microbial stabilization of sediments in a recent Salina, Lake Aghormi, Siwa Oasis, Egypt. *Facies* 60, 45-52.
- TAVARES A. F., 1959. Relatório dos trabalhos efectuados pelo grupo de espeleologia do laboratório mineralógico e geológico da universidade de Coimbra na exploração dos algares do Maciço de Sicó durante o ano de 1959, Coimbra (relatório técnico não publicado).
- TAVARES, A.M., 1999. Condicionantes físicas ao planeamento (Análise da Susceptibilidade no espaço do Concelho de Coimbra). Tese de doutoramento, Departamento Ciências da Terra, Universidade de Coimbra.
- TAVARES, A.O., 2003. Caracterização das unidades líticas carbonatadas na região de Coimbra. In: *A Geologia de Engenharia e os Recursos geológicos*, Imprensa da Universidade de Coimbra, 333-342.
- TAVARES, A.O., 2004a. Landslide and gully erosion in Jurassic marl-limestones áreas (Central Portugal). In: *Proceeding IX International Symposium on Landslides. Landslides evaluation & stabilization*, Ed. Balkema Publish, vol. 1, 405-410.
- TAVARES, A.O., 2004b. Geotechnical and natural hazard mapping on urban and outer planning. *Proceeding GéoQuebec 2004 Conference*, D. DEMERS, D. LEAHY, R. LEFEBVRE, S. LEROUÉIL ET R. MARTEL (Eds.), CD – Session 4C, 27-33.
- TAVARES, A.O., 2008. A Gestão Territorial dos Riscos Naturais e Tecnológicos e o Ordenamento do Território. A perspectiva a partir do Plano Regional de Ordenamento do Território. *Centro. RevCEDOUA*, nº 22 (2), CEDOUA/FDUC, Coimbra, 59-73.
- TAVARES, A.O., CUNHA, L., 2006. Perigosidade associada a movimentos de massa em vertentes (relatório não publicado). DCT-FCTUC e CMC.
- TAVARES, A.O., CUNHA, L., 2008. Perigosidade natural na gestão territorial. O caso do Município de Coimbra. In: *Terra: conflito e ordem, Homenagem ao prof. Ferreira Soares*, 89-100.

- TAVARES, A.O., SOARES, A.F., 2002. Instability relevance on hand use planning in Coimbra municipality (Portugal). In: R. MCINNES & J. JAKEWAYS (Eds.), Conf. Instability, planning and management, 29-41, London (England).
- TAVARES, A.M., SOARES, A.F., 2010. Componentes ambientais e acção antrópica. O caso do espaço de Coimbra. Ciências Geológicas, Ensino e Investigação e sua História, Volume II, Capítulo II – Geologia e Ambiente, 259-268.
- TEIXEIRA, C., GONCALVES, F., 1980. Introdução a Geologia de Portugal. INIC Lisboa.
- TEIXEIRA, C., PAIS, J., ROCHA, R., 1979. Quadros de Unidades Estratigráficas e da Estratigrafia Portuguesa. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa.
- TELES, V., 1992. Erosão fluvial em áreas cársicas. O vale do Lapedo, da Quebrada e da Fonte Nova (bordadura setentrional do Maciço Calcário Estremenho). Dissertação de Mestrado em Geografia Física, Universidade de Coimbra, Coimbra (Portugal).
- TELES, V., 1993. Erosão fluvial em áreas cársicas. Análise de três vales localizados no sector setentrional do Maciço Calcário Estremenho. In: Livro de Resumos da Reunião do Quaternário Ibérico, 347-353, Coimbra (Portugal).
- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., 1995. Tectonics of the Algarve Basin, south Portugal. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto 4, 321-325.
- TERRINHA P.A.G., KULLBERG J.C., KULLBERG M.C., MOITA, C, RIBEIRO A., 1996. Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bidimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal. In: 2ª Conf. Anual G.G.E.T./S.G.P., 17-20, Lisboa.
- TERRINHA, P.A.G., RIBEIRO, C., KULLBERG, J.C., LOPES, C., ROCHA, R.B., RIBEIRO, A., 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting in the Algarve and Lusitanian Basins, Southwest Iberia. Journ. Geology 110, 101-113, Chicago.
- TERRINHA, P.A.G., MATIAS, L., VICENTE, J., DUARTE, J., LUIS, J., PINHEIRO, L., LOURENÇO, N., DIEZ, S., ROSAS, F., MAGALHÃES, V., VALADARES, V., ZITELLINI, N., ROQUE, C., VICTOR, L.M., TEAM M.A.T.E.S.P.R.O., 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. Marine Geology 267(3-4), 156-174.
- TERRINHA, P., ROCHA, R.B, REY, J., CACHÃO, M., MOURA, D., ROQUE, C., MARTINS, L., VALADARES, V., CABRAL, J., AZEVEDO, M.R., BARBERO, L., CLAVIJO, E., DIAS, R.P., MATIAS, H., MADEIRA, J., SILVA, C.M., MUNHÁ, J., REBELO, L., RIBEIRO, C., VICENTE, J., NOIVA, J., YOUNI, N., BENSALAH, M.K., 2013. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Geologia de Portugal, Rui DIAS, Alexandre ARAÚJO, Pedro TERRINHA & José Carlos KULLBERG (Eds.), Escola editora, V. II, 29-166.
- THOMAS, C., 1985. Grottes et Algares du Portugal. Editado pelo autor, Comunicar Lda, impressão EUROGRAF, Lisboa (Portugal).
- THOREZ, J., BOURGUIGNON, P., PAEPE, R., 1970. Étude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess pleistocènes en Belgique. Ann. Soc. Geol. Belgique 93, 265-285.
- TRUDGILL, S., 1985. Limestone Geomorphology. Geomorphology Texts n. 8, Edited by K.M. Clayton, Longman Group Limited, New York, USA.
- TUCHOLKE, B.E., SIBUET, J.-C., 2007. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. In: TUCHOLKE, B.E., SIBUET, J.-C., AND KLAUS, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results 210, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1-56.
- TUCKER, M.E., 1991. Sedimentary Petrology, an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 260 p.
- TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P., (Eds.) 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford (Blackwell).
- TUCKER, M.E., WILSON, J.L., CREVELLO, P.D., SARG, J.R., READ, J.F., (Eds.) 1990. Carbonate platforms. Facies, sequences and evolution. International Association of Sedimentologists Special Publication 9, 328 p.

## U

- UIS, 1973. Léxico Multilíngue de Espeleologia Física e Carsologia. União Internacional de Espeleologia (UIS), Sociedade Portuguesa de Espeleologia, Publicação Especial 6, Lisboa (Portugal).

- UNDERWOOD, C.A., COOKE, M.L., SIMO, J.A., MULDOON, M.A., 2003. Stratigraphic controls on vertical fracture patterns in Silurian dolomite, northeastern Wisconsin, AAPG Bulletin 87(1), 121-142.
- USGS, 2001. Landsat ETM+ Pan-Sharpener, Scene EPP203R032\_7F20010620, Orthorectified remote-sensing image and Scene ELP203R032\_7T20010620, USGS Center for Earth Resources Observation and Science (EROS), Sioux Falls, SD USA, 2001/06/20.

## V

- VACHER, H.L., MYLROIE, J.E., 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites* 17, 182-96.
- VALLEGA, A., 1990. *Esistenza, società, ecosistema*. Milano, Mursia.
- VANDEGINSTE, V., JOHN, C.M., 2012. Influence of climate and dolomite composition on dedolomitization: insights from a multi-proxy study in the central Oman mountains. *Journal of Sedimentary Research* 82, 177-195.
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., BAILEY, T.R., ROSENTHAL, Y., KATZ, M.E., WRIGHT, J.D., MILLER, K.G., FEIST BURKHARDT, S., FALKOWSKI, P.G., 2005. Early Jurassic climate change and the radiation of organic walled phytoplankton in the Tethys Ocean. *Paleobiology* 31, 73-97.
- VAN LITH, Y., WARTHMAN, R., VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J.A., 2003. Sulphate-reduction bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology* 1, 71-79.
- VANNEY, J.R., MOUGENOT, D., 1981. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S. 28, 1-154, Lisboa.
- VANNEY, J.R., MOUGENOT, D., 1990. Un canyon sous-marin du type gouf: le canhão da Nazaré (Portugal). *Oceanologica Acta* 13(1), 1-14.
- VARGAS, H.S., ALMEIDA, J.A., KULLBERG, J.C., BRITO, M.G., 2003. Prospecção de endocarso através duma aplicação SIG. *Ciências da Terra*, numero especial V, M45-M49, Lisboa (Portugal).
- VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J.A., 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, rio de janeiro, Brazil). *J. Sed. Research* 67, 378-390.
- VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J.A., BERNASCONI, S., GRUJIC, D., TIEN, A.J., 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature* 377, 220-222.
- VASCONCELOS, C., WARTHMAN, R., MCKENZIE, J.A., VISSCHER, P.T., BITTERMANN, A.G., VAN LITH, Y., 2006. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: modern Precambrian relics? *Sed. Geol.* 185, 175-183.
- VASCONCELOS, C., DITTRICH, M., MCKENZIE, A.J., 2014. Evidence of microbiocenosis in the formation of laminae in modern stromatolites. *Facies* 60, 3-13.
- VARNES, D.J., 1984. *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.
- VEGAS, R., 2005. Deformación alpina de macizos antiguos. El caso del Macizo Ibérico (Hespérico). *Bol. R. So. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.* 100(1-4), 39-54.
- VEGAS, R., 2006. Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.* 101(1-4), 31-40.
- VERA, J.A., (Eds.) 2004. *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- VERGÉS, J., FERNÁNDEZ, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144-172.
- VÍAS J.M., ANDREO B., PERLES M.J., CARRASCO F., VADILLO I. & JIMÉNEZ P., (2002) – Preliminar proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers. In: *Karst and Environment* (F. Carrasco, J.J. Durán and B. Andreo, Eds.), pp. 75-83, Malaga.
- VIEIRA, M.C., 2009. *Palinologia do Pliocénico da Orla Ocidental Norte e Centro de Portugal: Contributo para a compreensão da cronostratigrafia e da evolução paleoambiental*. Ph.D., Univ. Minho.
- VIGNA, B., 2001. *Gli acquiferi carsici*. Quaderni Didattici della S.S.I. n 12, Erga Edizione, Genova.

- VILAÇA, R., RIBEIRO, J.P.C., 1987. Escavações arqueológicas na gruta dos Alqueves (S. Martinho do Bispo, Coimbra). *Trab. Antropologia e Etnologia*, vol. XXVII (fs. 1-4), 27-49.
- VISSERS, R.L.M., MEIJER, P.Th., 2012. Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews* 110, 93-110.

## W

- WALKER, R.G., JAMES, N.P., (Eds.), 1992. Facies models. Response to sea level change. 409 p., St. John's Geol. Ass. Canada, Dep. Earth Sci.
- WALLMANN, K., ALOISI, G., HAECKEL, M., TISHCHENKO, P., PAVLOVA, G., GREINERT, J., KUTTEROLF, S., EISENHAURER, A., 2008. Silicate weathering in anoxic marine sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta* 72, 3067-3090.
- WARREN, J., 1999. Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong Lakes, South Australia. *J. Sed. Petrol.* 60, 843-858.
- WARREN, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews* 52, 1-81.
- WATKINSON M.P., 1989. Triassic to middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. Thesis PhD, Open Univ., U.K.
- WEBB, J.A., WHITE, S., 2013. Karst in Deserts. In: SHRODER, J., (Editor in Chief), FRUMKIN, A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, 397-406.
- WENBERG, O.P., SVĀNĀ, T., AZIZZADEH, M., AQRAWI, A.M.M., BROCKBANK, P., LYSLO, K.B., OGILVIE, S., 2006. Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran. *Petroleum Geoscience* 12, 235-245.
- WHITE, W.B., 1984. Rate processes: Chemical kinetics and karst landform development. In "Groundwater as a Geomorphic Agent", R.G. LaFleur, Ed., Allen and Unwin, Boston, 227-248.
- WHITE, W.B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University press, Inc., New York, USA.
- WHITE, W.B., 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology* 65, 8-105.
- WHITE, W.B., WHITE, E.I., 2001. Conduit fragmentation, cave patterns and localization of karst ground water basins. The Appalachians as a test case. *Theoretical and Applied Karstologie* 13-14, 9-23.
- WIENER, N. 1948. *Cybernetics or control and communication in the animal and the machine*. New York, John Wiley.
- WILLIAMS, P.W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* 61, 45-67.
- WILLIAMS, P.W., 1985. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeitschrift für Geomorphologie* 29.
- WILLIAMS, W.B., 2007. Evolution and age relations of karst landscape. In: *Time in Karst*, Postojna, KWI, Special publication 12, 45-52.
- WILMSEN, M., NEUWEILER, F., 2008. Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology* 55, 773-807.
- WILSON, R.C.L., 1989. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. Espana* 1(2-3), 393-407.
- WILSON, P.C.L., ALLAN, P.M., ELLIS, P.M., ELLWOOD, P.M., KITSON, D.C., SKELTON, P.W., WRIGHT, V.P., 1983. Aspects of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal-Pointers for other Atlantic margin Basins? In: A seminar organised for Husky Oil Operations Ltd and Bow Valley Exploration, Calgary, ay 15 t 3rd, England.
- 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.
- WILSON, J.L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. 471 p., New York (Springer).
- WILKIN, R.T., ARTHUR, M.A., DEAN, W.E., 1997. History of water column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distribution. *Earth Planetet Science Letter* 148, 517-525.

- WITT, W.G., 1977. Stratigraphy of the Lusitanian Basin. Relatório não-publicado, Shell Prospex Portuguesa, Ref. 21170-OFF/Shell, DPEP/DGGE.
- WOOD, W.W., SANFORD, W.E., AL HABSHI, A.R.S., 2002. Source of solutes to the coastal sabkha of Abu Dhabi. *GSA Bull.* 114, 259-268.
- WOODHEAD, J., HELLSTROM, J., MAAS, R., DRYSDALE, R., ZANCHETTA, G., DEVINE, P., TAYLOR, E., 2006. U-Pb geochronology of speleothems by MC-ICPMS. *Quaternary Geochronology* 1, 208-221.
- WORTHINGTON, S.R.H., 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. In: PALMER, A.N., PALMER, M.V., SASOWSKY, I.D., (Eds.), *Karst modelling, Special Publication 5, Karst Water Institute, Charles Town, WV*, 30-7.
- WRAY, R.A.L., 1997. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and karst Science* 24, 81-86.
- WRIGHT, P.L., 1991. Paleokarst: Types, recognition, controls and associations. In: WRIGHT V.P., ESTEBAN M. and SMART P.L., (Eds.), "Paleokarsts and paleokarstic reservoirs", P.R.I.S. Occasional Publication Ser. 2, 56-88, University of Reading.
- WRIGHT, V.P., 1984. Peritidal carbonate facies models: a review. *Geological Journal* 19, 309-325.
- WRIGHT, V.P., 1986 (Eds.). *Paleosols: their recognition and interpretation*. Blackwell, 315 p.
- WRIGHT, V.P., 1990. Peritidal carbonates. In: TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. (Eds.), *Carbonate sedimentology*, Oxford Blackwell, 137-164.
- WRIGHT, V.P., 1991. Paleokarst: types, recognition, controls and associations. In: WRIGHT V.P., ESTEBAN M. and SMART P.L., 1991 (Eds.), *Paleokarsts and paleokarstic reservoirs*, P.R.I.S. Occasional Publication Ser. 2, University of Reading, 56-88.
- WRIGHT, V.P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Science Reviews* 35, 367-395.
- WRIGHT, V.P., WILSON, R.C.L., 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journ. Sediment. Petrol.* 54, 394-412.
- WRIGHT, V.P., WILSON, R.C.L., 1987. A Terra Rossa: like paleosol complex from the upper jurassic of Portugal. *Sedimentology* 34, 259-273.
- WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E., 1991. Calcretes. *Int. Ass. Sedimentol. Reprint Ser.* 2, 380 pp.
- WRIGHT, V.P., PLATT, N.H., 1995. Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology* 99, 65-71.
- WRIGHT, V.P., CHERNS, L., 2004. Are there "black holes" in carbonate deposystems? *Fransesc Calvet memorial Volume. Geol. Acta* 2, 285-290.
- WRIGHT V.P., ESTEBAN M. and SMART P.L., 1991 (Eds.). "Paleokarsts and paleokarstic reservoirs", P.R.I.S. Occasional Publication Ser. 2, University of Reading.
- WÜLLNER, C., 1995. *Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Cumeeira un Espinhal im Lusitanischen Becken (Zentralportugal)*. Diplomarbeit einschließlich Diplommkartierung, Institut für angewandte Geowissenschaften II, Technischen Universität Berlin.

## Y

- YAPP, C., 2001. Rusty relics of Earth history: Iron (III) oxides, isotopes and surficial environments. *Annual review of Earth and Planetary Sciences* 29, 165-199.

## Z

- ZENTMYER, R.A., PUF AHL, P.K., JAMES, N.P., HIATT, E.E., 2011. Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: widespread synsedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada. *Sedimentary Geology* 238, 116-131.
- ZHANG, Y., 2004. Highlight Article: Understanding Image Fusion. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 70, 657-661.
- ZBYSZEWSKI, G., 1958. *Le Quaternaire du Portugal*. *Bol. Soc. Geol. Portugal, Porto*, XIII, (1-11).
- ZBYSZEWSKI, G., 1959. *Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha (Portugal)*. *Mem. Serv. Geol. Portugal* 3, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., VIANA, A., 1949. *Grutas de Maceira (Vimeiro)*. *Separata de Trabalhos de Antropologia e Etnologia* 12(1-2), 114-125, Porto (Portugal).
- ZBYSZEWSKI, G., VAULTIER, M., NOGUEIRA, A.M., 1941. *Primeiras pesquisas na gruta do Almonda*. *Separata de Brotéria XXXII*, Lisboa (Portugal).
- ZBYSZEWSKI, G., PAÇO, A., VAULTIER, M., 1947. *Gruta da nascente do rio Almonda*. *Separata de Trabalhos de Antropologia e Etnologia XI, fasc. I*, Porto (Portugal).

- ZBYSZEWSKI, G., MANUPELLA, G., FERREIRA, O.V., MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, C., ASSUNÇÃO, C.T., 1974. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém. Serv. Geol. Portugal, 1-82, Lisboa.
- ZITELLINI, N., GRÁCIA, E., MATIAS, L., TERRINHA, P., ABREU, M.A., DeALTERIIS, G., HENRIET, J.P., DAÑOBEITIA, J.J., MASSON, D.G., MULDER, T., RAMELLA, R., SOMOZA, L., DIEZ, S. 2009. The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 280(1-4), 13-50.
- ZUPAN HAJNA, N., MIHEVC, A., PRUNER, P., BOSÀK, P., 2008. Palaeomagnetic and Magnetostratigraphy of karst sediments in Slovenia. *Carsologica* 8. Karst Research Institute, Postojna.



