

OS TEMPOS DA CARSIFICAÇÃO NAS COLINAS DOLOMÍTICAS A SUL DE COIMBRA (PORTUGAL CENTRO-OCIDENTAL)

THE KARSTIFICATION TIMES OF THE DOLOMITIC HILLS TO SOUTH OF COIMBRA (WESTERN-CENTRAL PORTUGAL)

Dimuccio, Luca Antonio, *CEGOT - Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal, luca@ci.uc.pt*

Cunha, Lúcio, *CEGOT - Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal, luciogeo@ci.uc.pt*

RESUMO

Com esta breve nota procura-se traçar um modelo evolutivo sintético da carsificação que afeta as colinas dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-ocidental). As formas cársticas observadas (*e.g.* lapiás, poços de dissolução, 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 paleocárstica. Reconhece-se uma múltipla e complexa carsificação (poligénica e polifásica) que inclui 8 fases principais, à escala local, integradas em 4 tempos, à escala regional: Jurássico, Cretácico Inferior, pré-Pliocénico e Pliocénico-Quaternário.

ABSTRACT

This brief note aims to outline a synthetic evolution model of the karstification affecting the dolomitic hills located south of Coimbra (western-central Portugal). The observed karst forms (*e.g.* karrens, dissolution shafts, dolines and few caves) are commonly filled by autochthonous and/or allochthonous post-Jurassic siliciclastics, implying a palaeokarstic nature. Multiple and complex karstification (polyphase and polygenic) were recognized, including 8 main phases, to local scale, integrated in 4 times, to regional scale: Jurassic, Lower Cretaceous, pre-Pliocene and Pliocene-Quaternary.

Palavras-chave: Grupo de Coimbra, Jurássico Inferior, Cobertura siliciclástica, (Paleo)carso

Keywords: Coimbra Group, Lower Jurassic, Siliciclastic cover, (Palaeo)karst

1. INTRODUÇÃO

Na região Coimbra-Penela (Portugal centro-ocidental), as unidades carbonatadas da base do Jurássico Inferior (Grupo de Coimbra, Bacia Lusitânica; Soares *et al.*, 2007; Kullberg *et al.*, 2013; Dimuccio, 2014), com um pendor generalizado para W a NW, localmente dão 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 morfo-estruturais correspondente às chamadas colinas dolomíticas (Soares *et al.*, 1985; Almeida *et al.*, 1990; Cunha, 1990; Dimuccio, 2014) e que, no aspeto morfológico, se salientam em função do comportamento diferencial das formações geológicas que as estruturam (calco-dolomíticas), relativamente aos materiais menos resistentes que as delimitam (rochas essencialmente pelito-dolomíticas e areno-conglomeráticas, a oriente, e margo-calcárias, a ocidente). Este tipo de relevo é reforçado pela importância da fraturação meridiana (Fig. 1).

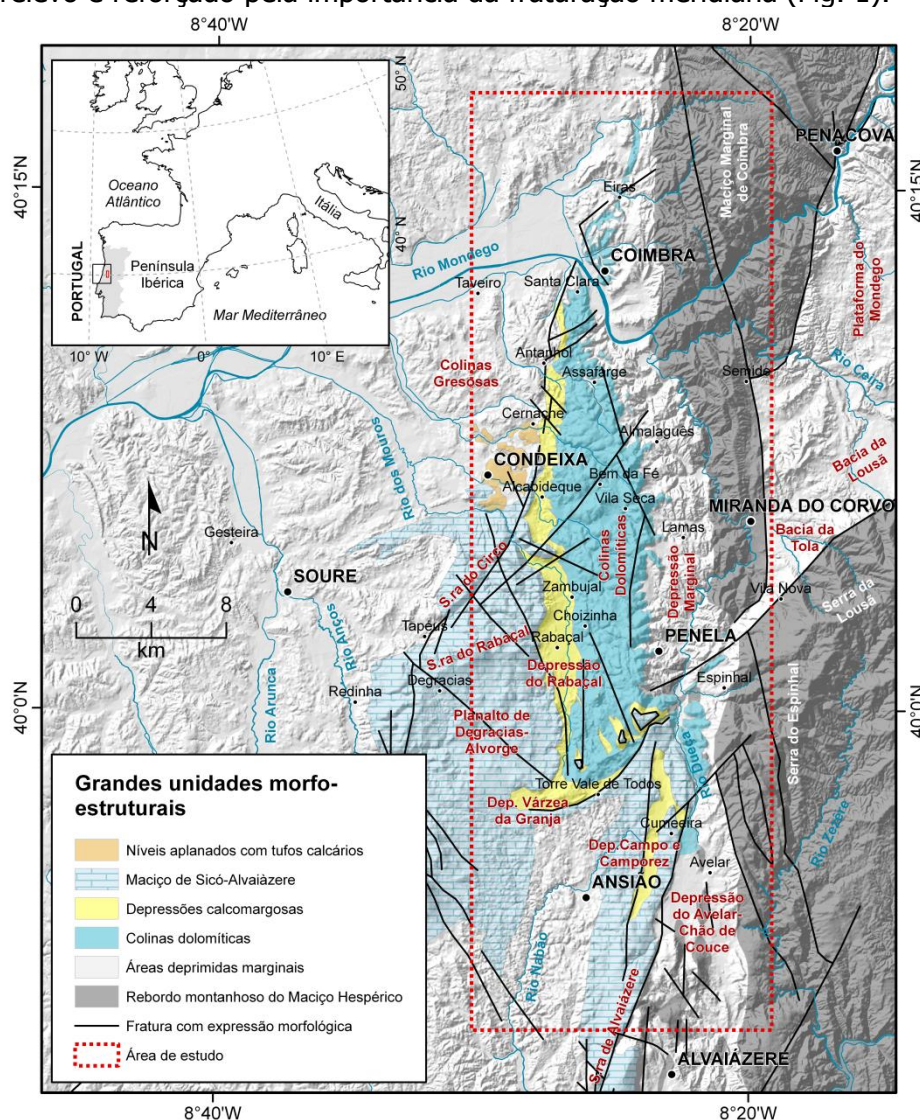


Figura 1 – Esboço de localização, à escala regional, da área de estudo e envolvente.

No Grupo Coimbra, apesar do caráter essencialmente dolomítico e da presença de níveis areno-pelito/argilosos e margosos interpostos (Soares *et al.*, 1985, 2007; Dimuccio, 2014), identifica-se alguma carsificação, sendo visíveis vários aspetos

ligados tanto à micro como a meso-carsificação (Cunha, 1990; Dimuccio *et al.*, 2014; Dimuccio, 2014).

O objetivo principal deste trabalho prende-se com a caracterização da carsificação que afeta o Grupo de Coimbra na região Coimbra-Penela. Desde o início que o grande objetivo era traçar um quadro evolutivo através da determinação e interpretação dos tempos da carsificação. Para alcançar este objetivo, e tendo como adquiridas as interpretações sedimentológicas e estratigráficas do Grupo de Coimbra (ver Dimuccio, 2014), caracterizar-se-ão, de forma sucinta, as evidências cársicas atualmente observáveis em que se relacionam formas, estruturas tectónicas e coberturas, todas inseridas num contexto de debate sobre a evolução do relevo. Para tal, realizou-se uma análise prévia dos lineamentos estruturais aplicando um modelo de tipo compósito utilizando imagens de satélite *Landsat* ETM+, fotografias aéreas, ortofotos digitais e modelos digitais de elevação (mais detalhes em Dimuccio, 2014). As formas cársicas foram classificadas/julgadas em função da localização geográfica atual, da respetiva morfologia, das descontinuidades a que estão associadas (planos de estratificação e/ou falhas/diaclases), da sua posição estratigráfica relativa e em função do seu grau de enterramento por parte de uma cobertura sedimentar siliciclástica pós-jurássica, permitindo diferenciar um carso exposto nu ou completamente exumado de um paleocarso coberto ou parcialmente enterrado. Esta cobertura foi também objeto de estudo, com uma descrição das litofácies à escala do afloramento, assim como de uma análise granulométrica com crivagem até à fração de 4 ϕ , numa sucessão de crivos com incremento das malhas de 1/2 ϕ , no laboratório. Seguiu-se uma análise morfoscópica, à lupa binocular, da fração arenosa 1,0-0,5 ϕ e a identificação mineralógica de ~100 grãos por amostra, com a determinação da forma e estado da superfície (fosca *vs.* brilhante) dos grãos de quartzo, assim como a avaliação visual do seu grau de arredondamento. A identificação do cortejo argiloso (na fração >9 ϕ) foi realizada através da difração de raios-X (DRX). Na fração arenosa 4-3 ϕ 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. RESULTADOS

2.1 Fraturação

As fraturas sistematicamente detetadas na área de estudo formam conjuntos distintos regulares, planares e subparalelos. A distribuição estatística das fraturas em função do comprimento evidencia como uma determinada direção apresenta segmentos mais compridos do que outras, por vezes mesmo arqueados, sendo este o caso das orientações NNW-SSE e NE-SW a ENE-WSW. As 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. O facto de as orientações subparalelas às principais falhas que caracterizam a área mostrarem uma alta distribuição do tamanho, a escalas distintas, 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 que as norтеadas) ganham uma importância relativa. Outro aspeto relevante prende-se com a cronologia relativa dos eventos 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.

2.2 Cobertura siliciclástica pós-jurássica

As observações de campo, conjugadas com os resultados das análises laboratoriais, permitem discriminar dois grandes grupos de cobertura siliciclástica: (1) as coberturas sedimentares superficiais (CSS), essencialmente cretácicas, paleogénicas e plio-pleistocénicas, *in situ* (geralmente observadas nas margens das colinas dolomíticas – ver mapa geológico anexo em Dimuccio, 2014); e (2) os depósitos de preenchimento cársico (DPC).

Entre as várias CSS salientam-se os areno-conglomerados, por vezes argilosos, do Cretácico Inferior (Formação de Figueira da Foz), ou mesmo remobilizações superficiais destes, que assentam diretamente sobre o Grupo de Coimbra enterrando parcialmente uma superfície erosiva carsificada. Na zona setentrional da área de estudo as Areias vermelhas do Ingote (de um provável Plistocénico inferior) parecem, também, estar afeioadas ao cripto-carso aberto nas unidades calco-dolomíticas locais. Parece verificar-se uma diferenciação entre a zona central e meridional da área de estudo, que se caracteriza essencialmente por um carso superficial pouco representativo e enterrado essencialmente pelas unidades cretácicas e/ou remobilizações destas, e a zona setentrional, em que a simples observação à meso-escala aponta para situações mais complexas, com as formas enterradas 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 os Conglomerados de Peixeiro (também de um possível Plistocénico inferior), assim como, no caso de algumas cavidades, possíveis unidades da formação de Antanol (do Pliocénico).

Os resultados das análises laboratoriais realizadas nas CSS locais apontam para uma associação de minerais argilosos dominada pela caulinite, com significantes quantidades de ilite e rara vermiculite (discretas quantidades de goethite/gibbsite). As amostras analisadas de DPC apresentam o mesmo padrão, com exceção do material que bordeja 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 (da ordem dos 15-20%) a que se associam alteritos (grãos escuros de minerais pesados não identificados, alguns destes correspondentes a grãos ferruginosos presumivelmente ligados à meteorização). Uma maior quantidade de alteritos condiciona a coloração mais avermelhada das remobilizações superficiais das coberturas cretácicas e da maioria dos preenchimentos cársicos. Entre os minerais pesados, a turmalina parece ser dominante, seguida 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 rútilo), assim como mais quantidades de

estauroлите e andaluzite relativamente aos sedimentos cretácicos. 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. As areias 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 carácter morfoscópico intermédio entre estas e as coberturas cretácicas. No entanto, apesar deste carácter intermédio, nas formas cársicas superficiais de maiores dimensões o material que caracteriza a porção central do preenchimento mostra grãos de quartzo com arredondamento e aspeto dominante 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 bimodais) e apresentam-se com uma distribuição mais constrangida. 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, na porção setentrional da área de estudo, 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/quartzito normalmente boleados e raramente bem rolados com dimensões e formas claramente comparáveis com os calhaus que caracterizam as coberturas plio-pleistocénicas referidas (sobretudo as fácies mais conglomeráticas onde os elementos maiores podem atingir diâmetros da ordem dos 50 cm), 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.

2.3 Formas cársicas

As formas cársicas que caracterizam o epicarso, geralmente enterradas, compreendem fendas pouco profundas e alargadas pela dissolução (lapiás estreitos), lapiás ligeiramente mais profundos que os anteriores e com os bordos internos mais arredondados como consequência de ações cripto-cársicas, alguns poços de dissolução e raras dolinas em funil (Fig. 2). Um carácter comum à maioria das formas cársicas superficiais é a visível inadaptação à topografia atual, nomeadamente o facto de estarem localizadas 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 fraturas NE-SW a NNE-SSW e N-S, subordinadamente NNW-SSE.

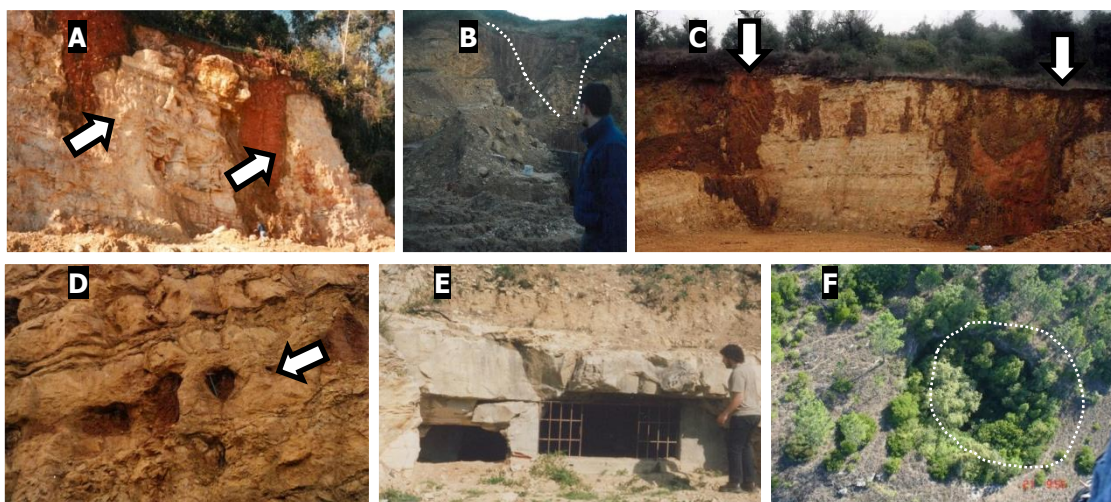


Figura 2 - Exemplos de formas (paleo) cársticas observadas. (A) Lapiás estreitos e arredondados como consequência de ações cripto-cársticas; (B) Dolina em funil; (C) Poços de dissolução; (D) Pequenas cavidades de inter/intraestrato; (E) Entrada da Gruta (lapa) dos Alqueves (Santa Clara, Coimbra); (F) Entrada, vista do céu, do Algar da Janeia (Zambujal, Penela).

No que diz respeito ao carso subterrâneo (endocarso), de uma forma geral, é comum a presença de cavidades de muito reduzidas dimensões (5-70 cm de diâmetro) com secção subcircular/elíptica que integram uma aparente rede de tipo anastomosado. Trata-se de uma tipologia de cavidades de inter/intraestrato muito característica que geralmente se relaciona 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 à estratificação que intersejam um horizonte embrionário. Todas, ou quase todas estas pequenas cavidades se apresentam preenchidas de DPC e por margas (com estruturação concêntrica – indicativa de deposição em condições freáticas) claramente relacionadas com os corpos margosos que interstratificam com as fácies dolomíticas (Fig. 2). Estas cavidades de inter/intraestrato desenvolvem-se horizontalmente aproveitando, na maioria dos casos, os planos de estratificação que mergulham ligeiramente para N e NW.

Outra grande tipologia de cavidades cársticas observadas são as controladas quase exclusivamente pela fissuração, pouco numerosas em comparação com as de inter/intraestrato mas bastante mais desenvolvidas, geralmente caracterizadas por (1) condutas horizontais (lapas) que aproveitam superfícies de estratificação (*e.g.* Gruta dos Alqueves e Gruta dos Mouros), a que se juntam (2) outras que se desenvolvem na vertical aproveitando falhas e/ou diaclases importantes (*e.g.* Café Gruta, Algar das Choupanas e Algar da Janeia) (Fig. 2), todas libertas de depósitos siliciclásticos. No caso das lapas salienta-se a correspondência entre as direções principais na fraturação observada nas grutas e fora delas, com uma predominância das NNW-SSE a NNE-SSW (ou mesmo N-S) sobre as outras WNW-ESE e NW-SE. Todos os algarres se desenvolvem no cruzamento entre importantes falhas de direção N-S (por vezes NNW-SSE) e NE-SW a ENE-WSW.

3. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Todas as afinidades encontradas em termos composicionais e texturais ajudam a confirmar as observações realizadas no campo que apontam para uma origem dos DPC ligada essencialmente a remobilizações progressivas das CSS do Cretácico Inferior, do Pliocénico e do Plistocénico, com misturas ocasionais. 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, que comprovam momentos de remeximento 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 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 caráter fluvial, em cavidades pré-existentes. 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-Pleistocénico, provenientes dos quadrantes orientais, a preencher formas cársicas entretanto exumadas (ou outras de nova formação). Tendo em atenção as características paleoclimáticas (climas 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, 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 impulsos tectónicos que geram as energias do relevo necessárias.

A análise estrutural realizada, no interior das grutas e fora destas, assim como a observação das tendências de desenvolvimento principal de todas as formas cársicas, mostra uma íntima relação entre as fraturas carsificadas e as detetadas à superfície. No caso 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, admite-se uma carsificação que aproveita descontinuidades mecânicas na rocha encaixante com orientações compatíveis com as direções de fraturação atribuídas a fase tectónica distensiva radial E-W mesozoica.

Para o carso subterrâneo, tendo em conta as direções de fraturas preferenciais no desenvolvimento dos algares, admite-se um início da espeleogénese a partir, pelo menos, do Cretácico Superior – Miocénico, segundo descontinuidades mecânicas na rocha compatíveis com o regime transpressivo pirenaico NE-SW, progressivamente abertas pelo *stress* compressivo bético em que 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.

Aceitando as relações genéticas estabelecidas entre os DPC e as CSS, assim como as considerações de caráter estrutural realizadas, reconhece-se para as colinas

dolomíticas uma múltipla e complexa carsificação - com (paleo)carso(s) claramente poligénicos e polifásicos – que inclui 8 fases principais (à escala local) integradas em 4 tempos (à escala regional): Jurássico, Cretácico Inferior, pré-Pliocénico e Pliocénico-Quaternário. A cada fase corresponde uma determinada tipologia de (paleo)carso: Fases 1 e 2 = Carso eogenético, no início do Jurássico Inferior (sedimentação calcodolomítica, pré-carso e importantes modificações da porosidade com possível carsificação ligada a exposições impostas por impulsos tectónicos locais; ver Dimuccio, 2014); Fase 3 = Carso subjacente de tipo intraestratal, no Jurássico Inferior terminal e Jurássico Médio (subsidência e sedimentação com possível desenvolvimento de uma espeleogénese de tipo hipogénica?); Fase 4 = Carso exposto desnudado, na passagem Jurássico Médio/Superior (não observado à escala local mas inferido por comparação com os maciços carbonatados vizinhos; Cunha e Dimuccio, 2014); Fase 5 = Carso em manto a enterrado, no Cretácico Inferior (carsificação importante, enterramento e prosseguimento da carsificação sob cobertura); Fase 6 = Alternância entre um carso enterrado e um carso exumado, no Cretácico Superior a Miocénico (cripto-carsificação, exumação, espeleogénese e fases de enterramento); Fase 7 = *idem*, na passagem Pliocénico-Plistocénico (levantamentos tectónicos e nova fase de carsificação superficial e subterrânea, seguida por novo enterramento parcial e cripto-carsificação); Fase 8 = Carso exumado, no Quaternário (continuação da carsificação sob cobertura e fraca espeleogénese).

AGRADECIMENTOS

Este estudo foi financiado pelo Fundo Europeu para o Desenvolvimento Económico e Regional (FEDER) através do Programa Operacional Fatores de Competitividade (COMPETE) e de Fundos Nacionais FCT: PTDC/CTE-GIX/117608/2010, FCOMP-01-0124-FEDER-022634.

REFERÊNCIAS

- Almeida A.C.; Soares, A.F.; Cunha L.; Marques J.F. (1990). Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblios*, LXVI: 17-47.
- Cunha L. (1990). *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.; Dimuccio L.A. (2014). Formas e processos cársicos nos maciços calcários do centro de Portugal. O caso particular do Maciço de Sicó. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(4): 673-685.
- Dimuccio L.A. (2014). *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, especialidade de geodinâmica externa, Universidade de Coimbra.
- Dimuccio L.A.; Duarte L.V.; Cunha L. (2014). 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. (eds.) *Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy*. Springer Geology XLV: 787-791.
- 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 Dias R.; Araújo A.; Terrinha P.; Kullberg J.C. (eds.) *Geologia de Portugal*. Escola Editora, II: 195-347.

- Soares A.F.; Marques J.F.; Rocha R.B. (1985). Contribuição para o Conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias, Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 100: 41-71.
- Soares A.F.; Marques J.F.; Sequeira A.J.D. (2007). *Notícia explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Departamento de Geologia, Lisboa.