

FERNANDA CRAVIDÃO
LÚCIO CUNHA
PAULA SANTANA
NORBERTO SANTOS
(ORG.)

IMPRESA DA
UNIVERSIDADE
DE COIMBRA
COIMBRA
UNIVERSITY
PRESS

ESPAÇOS E TEMPOS EM GEOGRAFIA

HOMENAGEM A
ANTÓNIO GAMA

**TEMPO E ESPAÇO NUM GEOSSISTEMA CÁRSICO:
OS “PILARES” EM QUE ASSENTA E SE SUSTENTA
A INTERPRETAÇÃO DA SUA EVOLUÇÃO
GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA**

Luca Antonio Dimuccio/luca@ci.uc.pt

CEGOT – Centro de Estudos de Geografia
e Ordenamento do Território das Universidades
de Coimbra, Porto e Minho

Introdução

No âmbito das metodologias, é geralmente 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, os pressupostos, os postulados e as 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 deste ensaio teórico, e tendo em consideração a complexidade do fenómeno em análise (a carsificação), aborda-se o tema de uma forma integrada e integradora 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; entre outros). De facto, para alcançar um entendimento exaustivo dos processos inerentes à carsificação de um maciço lítico carbonatado (funcionamento/desenvolvimento), torna-se quase sempre necessário reunir entendimentos em campos científicos/disciplinares distintos, mas complementares – a geologia e a geomorfologia, *s.l.* – em que o pensamento sistémico desempenha um papel fundamental em duas vertentes: (1) a observação qualitativa do sistema, útil na medida em que permite esclarecer qual é o nosso entendimento acerca das relações entre os fatores que influenciam a atuação do fenómeno em análise; (2) a observação quantitativa, na medida em que permite testar a nossa compreensão do fenómeno através da construção de modelos que simulam os processos que lhe estão subjacentes.

Neste contexto, de acordo com aquilo que sempre nos transmitiram os nossos mestres, para poder entender as dinâmicas geomorfológicas (*s.l.*) é preciso reunir entendimentos no campo da geologia, geografia física, geomorfologia e geodinâmica externa (a que se junta o da edafologia) através da construção de modelos (geológico-estruturais, tal como geomorfológicos) em que os processos se movimentam num sistema espaciotemporal na construção das formas do relevo.

A abordagem sistémica e a 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 geomorfológicos, 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). Neste contexto, a abordagem sistêmica pode apresentar-se como sendo o quadro conceptual de orientação deste ensaio e estrutura-se em volta do conceito nuclear de “geossistema”.

Um geossistema é aqui entendido como sistema espacial complexo (Beroutchachvili & Bertrand, 1978; 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 específicos que interagem constantemente para determinar a estrutura e a dinâmica do sistema no seu todo. Por mecanismos entendem-se os modos de atuação de um determinado processo; por seu turno, 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 facto de estes serem, por sua vez, o produto da conjugação de variáveis exógenas do sistema. Estas interações entre as componentes do sistema, muitas vezes não lineares (imprevisíveis), conduzem a propriedades emergentes (comportamento complexo imprevisto 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 se transformam nas propriedades básicas do sistema (Rocha & Morgado, 2007; Murray *et al.*, 2014; entre outros). 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 de controlá-lo deliberadamente. A adaptação é conseguida constantemente redefinindo a relação entre o sistema e o seu ambiente através de ações e retroações positivas (que reforçam a alteração aplicada) ou negativas (que resistem à alteração). O 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 inter-relacionados 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”. 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 de fluxos de matéria, energia e informação (Strahler, 1952; Rougerie & Beroutchachvili, 1991; Baud *et al.*, 1999; entre outros).

A modelização pode constituir 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, suficientemente simples para ser legível e memorizável (Molines & Cuadrado, 1997). No entanto, importa salientar que os sistemas complexos (*e.g.* o geossistema) correspondem a muito mais do 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). 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”.

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 percepções e as representações e, algumas vezes, mesmo, a natureza dos fenómenos (cársicos e/ou paleocársicos, no caso deste 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 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 (Kohler, 2002), equivalem não só à tomada em consideração de conjuntos espaciais de maior ou menor dimensão, mas também à definição de 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; (b) os valores estabelecidos em função dos processos/mecanismos que geram relações na observação do fenómeno e que contêm, inevitavelmente, um certo grau de subjetividade.

O geossistema cársico: definição e aplicabilidade

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 de um determinado maciço lítico (que é um carácter da litosfera), 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 *Karral/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 dolomitos), 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 termos das formas do relevo (*i.e.* o resultado da justaposição e sobreposição de processos que atuam sincrónica e diacronicamente), 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 num maciço lítico carbonatado ser um fenómeno essencialmente químico, a dissolução da rocha 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, 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 em relação aos pontos de descarga do sistema (geralmente exsurgências). 90% das formas cársicas conhecidas (superficiais e subterrâneas) manifestam-se tipicamente em rochas carbonatadas (*i.e.* calcários/dolomitos 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 (*e.g.* Dreybrodt *et al.*, 1996; Kaufmann & Dreybrodt, 2007; Ford & Williams, 2007). Simplificando, três reações químicas reversíveis operam em simultâneo: $\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$; $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$; $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- + \text{OH}^-$; ou, de forma ainda mais simplificada, $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Quase toda a água subterrânea na maioria dos aquíferos cársicos conhecidos é de origem meteórica, circulando a pouca profundidade relativamente à superfície topográfica, de forma não confinada (*i.e.* livre) e com tempos de armazenamento genericamente curtos, com definição de um carso epigénico (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 (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). Águas de origem profunda com propriedades hidroquímicas variáveis (*i.e.* águas fósseis e juvenis, por vezes quentes e/ou ricas em CO₂ ou H₂S) (Ford & Williams, 2007; Auler, 2013; Barton, 2013) podem proporcionar uma recarga profunda (*per ascensum*), em condições por vezes confinadas ou semi-confinadas, com definição de um carso hipogénico (Klimchouk, 2009, 2013) (= hipercarso *sensu* Cigna, 1978, 1983). De facto, mais recentemente, a revalorização da importância de uma origem profunda da agressividade dos fluidos que proporcionam dissolução, 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).

Outras litologias, diferentes das carbonatadas, podem mostrar morfologias similares às cársticas em várias condições climáticas e geográficas: *e.g.* as rochas salinas (sal-gema) podem ser muito solúveis (Frumkin, 1994), seguidas das 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 paracársticos os fenómenos cársticos pouco desenvolvidos (*i.e.* atenuados) que se desenvolvem em litologias geralmente menos suscetíveis à corrosão meteórica (*e.g.* calcários margosos ou ricos em matéria orgânica, dolomitos, calcários grosseiros, quartzarenitos, quartzitos, etc.). As morfologias paracársticas 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 “[...] *ces 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) (ver 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 facto de se desenvolver através de uma mudança de fase (sólido-líquido) e não por dissolução. Termocarso (ou glaciocarso em Salomon, 2000) aplica-se a depressões topográficas que resultam da fusão de grandes quantidades de gelo. O termo 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). Para além disso, 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 (Gams, 1994).

O geossistema cársico assim definido pode ser comparável a uma caixa negra, 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 desde aquíferos adjacentes), circula e em parte, ou no todo, sai do sistema (*output* – *e.g.* perdas às exsurgências) (Castiglioni & Sauro, 2002).

Assim sendo, e de acordo com Klimchouk & Ford (2000), um sistema cárstico pode 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*”. De facto, 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).

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 (Figura 1). Por sua vez, os elementos que definem a estrutura do geossistema são entidades (ou grupos de entidades) físicas 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 + lineamentos estruturais) 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 características climáticas e de ocupação humana. É neste sentido que o carso pode ser considerado um “sistema aberto”, composto por diferentes subsistemas integrados, entre os quais se destacam o hidrológico e o geoquímico que operam no modelado do maciço lítico. As formas cárnicas (superficiais e/ou subterrâneas) são produtos fundamentais da interação entre os elementos/mecanismos que caracterizam e atuam nestes dois subsistemas (Ford & Williams, 2007).

Em termos das condições de suscetibilidade à carsificação 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 determinam diferentes graus de suscetibilidade à carsificação para as unidades geológicas que o compõem; por outro lado, diacrónicas ou sincrónicas, 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”.

O 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. 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 m³/km²/ano (Crispim, 1986) e 67,6 m³/km²/ano (Cunha, 1990, 1996) para o Maciço de Sicó, a contrastar com os outros de 11,5 (?) m³/km²/ano (Fleury, 1925), 70 m³/km²/ano (Ferreira *et al*, 1988) e 40-90 (56,4) m³/km²/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 m³/km²/

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 (características hidráulicas, 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). Experiências de laboratório têm 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). Dolomite pura [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] normalmente apresenta uma dissolução mais lenta por comparação com a calcite, mas Rauch & White (1970) têm demonstrado como a maior solubilidade em rochas carbonatadas ocorre quando apresentam um conteúdo em MgO entre 1-3%. James & Choquette (1984) sugerem que, em 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.

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) que, num contexto evolutivo variável no espaço-tempo, avaliado através de uma análise multiescalar

(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 geossistêmico.

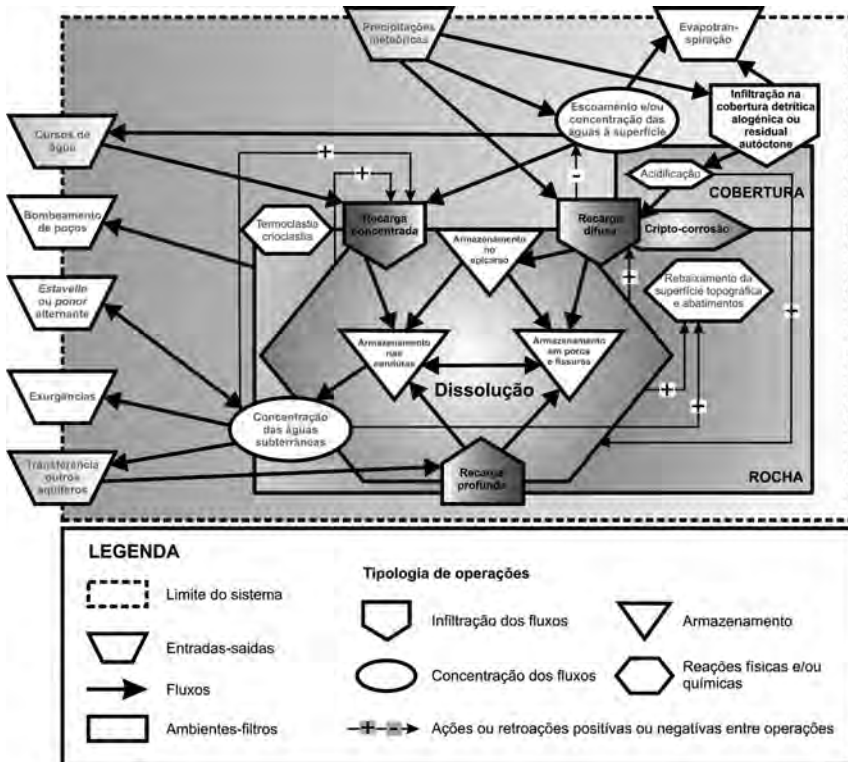


Figura 1

Esquemática de um geossistema cársico onde se apresentam as operações e os fluxos do elemento água que, por sua vez, registam 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

Fonte: Revisto e adaptado de Boyer *et al.*, 1998; Castiglioni, 2005.

A litologia e as características 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), granulometria e

textura (uma matriz micrítica/biomicrítica – microcristalina – é mais solúvel e a solubilidade diminui substancialmente quando a esparite – cristais grosseiros – se torna superior a 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 CaCO_3 original por carbonato de magnésio, através da ação de fluidos com elevada proporção de $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$), desdolomitização (ou calcitização da dolomite), 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 fenómenos 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, 1988; Ford, 2002; Ford & Williams, 2007).

A estrutura geológica (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) é importante a todas as escalas (particularmente à meso e macro-escalas) na medida em que condiciona a orientação e transmissibilidade do fluxo hídrico 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 monoclinial, dobrada, cavalgamento, domo diapírico, etc.), com estas últimas a controlar as taxas de levantamento/denução 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: a precipitação, essencialmente pela quantidade de água disponível para propor-

cionar a dissolução dos carbonatos e pelo modo como esta se distribui no tempo; a 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 CO₂ 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 detrítica, com a topografia e com o grau de ocupação humana, está o desenvolvimento dos solos e do coberto vegetal, também estes suscetíveis de introduzir importantes modificações no mecanismo de corrosão dos carbonatos através da acidificação das águas por incorporação de CO₂ 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 CO₂ atmosférico 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, glaciário ou alpino, periglaciário, litoral (tropical e temperado) (Jennings, 1985; Salomon & Pulina, 2005; entre outros).

Importa salientar também 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 exurgências) 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 (e.g. 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 esta 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*”.

A carsificação no contexto da geologia sedimentar

Num contexto analítico de cariz essencialmente sedimentológico, o processo de carsificação, entendido como o conjunto dos mecanismos que condicionam 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 *et al.*, 1983; James & Choquette, 1984; Tucker & Wright, 1990; Moore, 2001; entre outros). A porosidade e a permeabilidade são inicialmente 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 con-

trolada pela dissolução, migração nas águas naturais e eventual precipitação do carbonato de cálcio (Esteban & Klappa, 1983; Esteban & Wilson, 1993).

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 do CO₂) 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 (*i.e. carbonate island karst model, sensu* Mylroie & Carew, 2000; Jenson *et al.*, 2006). 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. 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 & Mckenzie, 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. A dissolução da calcite magnesiana, em geral, não desenvolve uma porosidade moldada; pelo contrário, a dissolução da aragonite resulta num transporte significativo de CaCO₃ 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 car-

bonatados que caracterizam a fase eogenética controlam o sistema diagenético e a evolução da sua porosidade através do equilíbrio dissolução/precipitação e enquanto as diferenças mineralógicas e de solubilidade estiverem presentes, a dissolução e a precipitação continuarão.

De acordo com Vacher & Mylroie (2002), esta reorganização da porosidade em ambiente meteórico durante a eogénese leva a um surpreendente aumento da permeabilidade sem grande aumento da porosidade; 10-20% do sedimento corresponde a uma porosidade larga, geralmente de tipo fábrica não seletiva (*e.g.* pequenos espaços cavernosos, 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), podem desenvolver-se pisólitos, nódulos e crustas carbonatadas (caliche/calcretos) (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* e quimicamente agressivos que proporcionam dissolução, 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 preexistente moldada (ou da preexistente 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 dolomitos), 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 preexistente estabelecida inicialmente no ambiente de deposição original, ou desenvolvida sucessivamente por diagênese 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 controlo da porosidade final, a possível presença e distribuição dos estilólitos (superfícies serrilhadas resultantes de dissolução e recristalização – que 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/evaporíticas, com a tectónica e sismos ou, também, com a formação de solos) (Wright, 1994; Davis & Reynolds, 1996; Flügel, 2004; Ford & Williams, 2007; entre outros).

O paleocarso: a 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 configura-se uma situação de paleocarso (carso antigo) em que o sistema é enterrado (recoberto) por sedimentos mais recentes, ou coevos, ficando assim inerte (*i.e.* 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), retomando assim um desenvolvimento que foi interrompido (natureza poligénica e polifásica do carso) 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 subseqüentes (Cunha & Soares, 1987;

Cunha, 1990; Dimuccio, 1998, 2014; Dimuccio & Cunha, 1999, 2015; Cunha & Dimuccio, 2014). 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.

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 (*i.e. in situ*); de facto trata-se de um sedimento com origem claramente mais complexa (poligénica) e com um papel geomorfológico ainda largamente em debate (ver Šušteršič *et al.*, 2009 e referências neste incluídas).

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. Bosàk *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 tais limites são imprecisos, baseando-se em critérios distintos e, muitas vezes, é mesmo complicado estabelecer as diferenças entre 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 modificações 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 e 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 que é de esperar dentro da sucessão carbonatada que tipifica um determinado sistema deposicional (*e.g.* plataforma/rampa carbonatada). Esta tipologia está em regra 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 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, em geral, são maiores que no carso local, embora em sítios onde a tectónica resulte em elevados soerguimentos (com conseqüente longa exposição subaérea) seja de difícil entendimento a diferenciação entre as duas escalas de carso.

Neste contexto, em que a determinação e interpretação dos tempos da carsificação de um maciço lítico carbonatado são questões atuais e fundamentais – White (1988) escreveu: “[...] *the time scale for the development of karst features cannot be longer than that of the rocks on which they form*” – 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, paleoclimáticas e paleoambientais. 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 de a 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 de um longo período 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*), 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. Em geral, os planos de estratificação são as entidades espacialmente mais contínuas num maciço lítico que, quando suficientemente abertas, permitem o fluxo de águas subterrâneas na maioria das configurações estruturais conhecidas e, normalmente, apresentam desvios superiores em relação à abertura média, em comparação com falhas e diáclases. 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 o desenvolvimento de proto-cavidades em rochas carbonatadas a menos que certas pré-condições favoráveis (*i.e. pré-carso*) estejam presentes: *e.g.* se uma determinada camada ou plano de estratificação contém grandes concentrações de sulfuretos (pirite, etc.), estes minerais podem oxidar e produzir H₂S, ou mesmo ácido sulfúrico (H₂SO₄), nas águas subterrâneas; de acordo com a hipótese do horizonte embrionário, mesmo uma libertação lenta de ácido por este processo seria suficiente e crucial para tornar os fluidos de circulação subterrânea soluções altamente corrosivas e assim acelerar a etapa inicial (*inception*) 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).

Conclusões

Tendo em conta o que foi dito neste breve ensaio teórico, 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, numa determinada área de estudo). Neste sentido, o estudo do carso e do(s) paleocarso(s) deve ser abordado de uma forma integral, atendendo a aspetos sedimentares, estratigráficos e estruturais, tanto na perspetiva local, a partir do estudo de detalhe dos afloramentos (micro e meso-escalas), como na perspetiva regional (macro-escala), marcada pelo desenvolvimento da ossatura carbonatada e dos posteriores agentes e processos (morfo-genéticos) 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).

Evidencia-se ainda que o conceito de (paleo)carso não se limita aqui à definição de formas e eventualmente de depósitos, que resultam de um ou vários processos/mecanismos, mas sim como parte do registo geológico local e regional. Além disso, importa referir que, 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*”.

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”.

Agradecimentos

Este texto foi retirado e adaptado da secção introdutória sobre a definição de um quadro conceptual de sustentação à Tese de Doutoramento do autor e que, em muito, aproveitou das discussões, trocas de ideias e sugestões do amigo e colega António Gama Mendes, que sempre nos transmitiu um saber incontornável e indiscutivelmente precioso no nosso percurso formativo de cientista, académico e de ser humano. De facto, foi com estas poucas palavras que, na altura de apresentação da dita Tese de Doutoramento, o autor quis evidenciar e agradecer o contributo que, durante os últimos 20 anos, lhe foi disponibilizado, de forma absolutamente gratuita e incondicional, pelo amigo: “[...] 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 que 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” (Dimuccio, 2014).

Agradece-se ao Prof. Doutor Lúcio Cunha do Departamento de Geografia da Universidade de Coimbra pela leitura atenta do texto, assim como pelas sugestões críticas realizadas.

Bibliografia

- Alsharhan, A. S. & Kendall, C. G. S. T. C. (2003). Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61, pp. 191-243.
- Anelli, F. (1959). Nomenclatura Italiana dei Fenomeni carsici. *Le Grotte d'Italia*, Ser. III, II, 1957-1958, Trieste.
- Anelli, F. (1963). Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici. *Giornale di Geologia*, 31(6), pp. 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, pp. 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), pp. 165-198.
- Auler, A. S. (2013). Sources of water aggressiveness - the driving force of karstification. In J. Shroder & A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 23-28.
- Ballais, J-L. (2000). Les rythmes de la morphogénèse: leurs conceptions à travers l'histoire de la géomorphologie. *L'Espace Géographique*, 2, pp. 97-104.
- Barton, H. A. (2013). Biospeleogenesis. In J Shroder & A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 38-56.
- Batty, M. & Torrens, P. M. (2001). Modeling complexity: the limits to prediction. *CyberGeo* (online journal) 201 (<http://cybergeogeo.revues.org/1035>) (último acceso – 11 Novembro 2014).
- 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*. Methuen, London.
- Beroutchachvili, N. & Bertrand, G. (1978). Le Géosystème ou «Système territorial naturel». *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, pp. 167-180.
- Bertalanffy, L. V. (1968). *General System Theory: foundations, development, applications*. New York: George Braziller.
- Bertrand, G. (1982). Construire la Géographie Physique. *Herodote*, 26, pp. 90-116, Paris.
- Bosák, P. (2002). Karst processes from the beginning to the end: how can they be dated? In F. Gabrovšek, F. (Ed.), *Evolution of Karst: from prekarst to cessation*, ZRC SAZU, pp. 191-223, Postojna, Slovenia.
- Bosák, P. (2007). Time and karst processes: some considerations. In A. Kranjc, F. Gabrovšek, C. D. Culver & I. D. Sasowsky (Eds.), *Time in Karst*, KWL, Special Publication 12, pp. 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.
- 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), pp. 103-113.
- Calaforra, J. M. (1998). *Karstologia de yesos*. Universidad de Almería.
- Castiglioni, B. (2005). Il geo-ecosistema carsico. Studi Trentini di Scienze naturali, *Acta Geologica*, 80, pp.11-16.

- Castiglioni, B. & Sauro, U. (2002). Paesaggi e geosistemi carsici: proposte metodologiche per una didattica dell'ambiente. In M. Varotto & Zunica, M., (Eds.), *Scritti in ricordo di Giovanni Brunetta*, Università di Padova.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C. (1970). Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, pp. 207-250.
- 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, pp. 3-9.
- Cigna, A. (1983). Sulla classificazione dei fenomeni carsici. *Le Grotte d'Italia*, 4(11), pp. 497-505.
- Crispim, J. A. (1986). *Dinâmica cársica da Região de Ansião*. Dissertação no Âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Científica, em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Crispim, J. A. (1995). *Dinâmica cársica e implicações ambientais nas depressões de Alvados e Minde*. Tese de Doutoramento, em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- 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. (1996). Les Karsts Portugais, Problèmes et Perspectives. *Karstologia*, 28(2), pp. 41-48.
- Cunha, L. & Dimuccio, L. A. (2014). Formas e processos cársicos nos maciços calcários do centro de Portugal. O caso particular do Maciço de Sicó. Karstic landforms and processes in the limestone massifs of the central Portugal. The particular case of the Sicó Massif. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(4), pp.673-685.
- Cunha, L. & Soares, A. F. (1987). A carsificação no Maciço de Sicó, principais fases de evolução. *Cadernos de Geografia*, 6, pp. 119-137, Coimbra.
- Cvijic, J. (1893). Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen Monographie. *Geog. Abhandl. Wien*, 5(3), pp.218-329.
- Cvijic, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Rec. Trav. Inst. Géogr. Alpine*, VI, pp. 375-426.
- Cvijic, J. (1960). *La Géographie des terrains calcaires*. Monogr. Serbian Acad. Sci. Arts.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. 2nd eds., John Wiley & Sons, U.S.A.
- Dimuccio, L. A. (1998). *Studio morfevolutivo dell'Altopiano Carbonatico di Cantanhede (NW di Coimbra – Portugallo)*. 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 Geográficos, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra.
- 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, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra (Portugal).
- Dimuccio, L. A. & Cunha, L. (1999). O estudo de fenómenos cársicos aplicado à 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.

- Dimuccio, L. A. & Cunha, L. (2015). Os tempos da carsificação nas Colinas dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-occidental). In *Actas do 7º Congresso nacional de Geomorfologia*, Lisboa (Portugal), APGeom 2015, pp. 19-27.
- 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 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 18, pp. 3375-3381.
- Esteban, M. & Klappa, C. F. (1983). Subaerial exposure environment. In P. A. Scholle, D. G. Bebout & C.H. Moore (Eds.), *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, pp. 2-95.
- Esteban, M. & Wilson, J. L. (1993). Introduction to karst systems and plaeokarst reservoirs. In R. D. Fritz, J. L. Wilson & D. A. Yurewicz (Eds.), *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*. Society of Sedimentary Geology (SEPM), Core Workshop 18, pp. 1-9.
- 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, pp. 87-98.
- Ferreira, A. B.; Rodrigues, M. L. & Zêzere, J. L. (1988). Problemas de evolução Geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho. *Finisterra*, XXIII(45), pp. 5-28, Lisboa.
- Filipponi, M.; Jeannin, P.-Y. & Tacher, L. (2009). Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106, pp. 86-99.
- Fleury, E. (1925). *Portugal subterrâneo*. Col. Natura, Lisboa.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Ford, D. (2002). From pre-karst to cessation: the complicating effects of differing lithology and geologic structure on karst evolution. In F. Gabrovšek (Eds.), *Evolution of Karst: from prekarst to cessation*, ZRC SAZU, 31-41, Postojana-Ljubljana.
- Ford, D. & Williams, P. (2007). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, London.
- Frumkin, A. (1994). Morphology and development of salt caves. *National Speleological Society Bulletin*, 56, pp. 82-95.
- Gams, I. (1993). Origin of the term “karst”, and transformation of the classical karst (kras). *Environmental Geology*, 21(3), pp. 110-114.
- Gams, I. (1994). Types of contact karst. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, pp. 37-46.
- Gams, I. (2003). *Kras v Sloveniji v prostoru in času*. Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana.
- Gavrilović, D. (1989). Paleokarst of Yugoslavia. In P. Bosák & D. C. J. Ford (Eds.), *Paleokarst, a systematic and regional review*, pp. 201-216.
- Hay, A. & Johnston, R. J. (1983). The study of process in quantitative human geography. *L'Espace Géographique*, 1, pp. 69-76.
- James, N. P. & Choquette, P. W. (1984). Diagenesis 9. Limestones – the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11, pp. 161-194.
- James, N. P. & Choquette, P. W. (Eds.) (1988). *Paleokarst*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Jennings, J. N. (1968). Syngenetic karst in Australia, in contributions to the study of Karst. *Australian Nat. University, Dep. of Geography publications*, G/5, pp. 41-110.

- Jennings, J. N. (1985). *Karst Geomorphology*. Oxford 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 R. S. Harmon & C. Wicks (Eds.), *Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry. A tribute volume to Derek Ford and William White*. Geological Society of American Special Paper 404, pp. 129-138.
- Jože, C. & Stanka, Š. (1998). Bedding planes, moved bedding planes, connective fissures and horizontal cave passages. (Examples from Postojnska Jama Cave). *Acta Carsologica*, 5, pp. 75-95.
- Kaufmann, G. & Dreybrodt, W. (2007). Calcite dissolution kinetics in the system $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ at high undersaturation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, pp. 1398-1410.
- Klimchouk, A. (1992). Large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis. *Cave Science*, 19, pp. 3-11.
- Klimchouk, A. (2009). Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, pp. 100-107.
- Klimchouk, A. (2013). Hypogene Speleogenesis. In J. Shroder & A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 220-240.
- Klimchouk, A. B. & Ford, D. (2000). Types of Karst and Evolution of Hydrogeological Setting. In A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer & W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Alabama, USA, pp. 45-53.
- Kohler H. C. (2002). A Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 3, N.º 1, pp. 21-31.
- Kranjc, A. (2001). About the name kras (karst) in Slovenia. In *Proceedings of the 13th International Congress of Speleology*, Brazilia, vol. 2, 140-2.
- Kronert, R.; Steinhardt, U. & Volk, M. (2001). *Landscape balance and landscape assessment*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- 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, pp. 261-265, Liège.
- Lacoste Y. (1976). *La géographie, ça sert d'abord pour faire la guerre*. F. Maspero, Paris.
- Lowe, D. J. (1992). A historical review of concepts of speleogenesis. *Cave Science*, 19(3), pp. 63-90.
- Lowe, D. J. (2000). Role of Stratigraphic Elements in Speleogenesis: The Speleoinception Concept. In A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer & W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, pp. 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, pp. 13-35.
- Martini, J. E. (2000). Quarzite caves in Southern Africa. In A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer & Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Alabama, USA, pp. 458-461.
- Martins, A. F. (1949). *Maciço Calcário Estremenho. Contribuição para um estudo de Geografia Física*. Tese de Doutoramento, Ciências Geográficas, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra. Reedição em 1999 - Maciço Calcário Estremenho: 50 anos. Jornadas de Estudo, Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, 7-8 Maio, Bairro.

- Mendes, A. G. (1998). Escalas, representações e acção social. *Cadernos de Geografia*, 17, pp. 17-21, Coimbra.
- Mendes, A. G. & 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, pp. 779-795.
- Menichetti, M. (2013). Hypogene speleogenesis – case from Italy. In B. Otoničar, P. Gostinčar & F. Gabrovšek (Eds.), *Abstracts 21th International Karstological School «Classical Karst»*, pp. 70-73, Postojna.
- Molines, G. & Cuadrado, V. (1997). La modélisation et la géographie enseignée. *L'information Géographique*, 61, pp. 144-153.
- Moore, C. H. (2001). *Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Developments in Sedimentology, 55, Elsevier Science, Amsterdam.
- Moore, C. H. & Druckman, Y. (1981). Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, pp. 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 A. D. Horbury & Robinson, A. G. (Eds.), *Diagenesis and Basin Development*. Studies in Geology 36, AAPG, pp. 213-229, Tulsa, Oklahoma.
- Morse, J. W. & Mckenzie (1990). *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. New York, Elsevier Scientific Publ.
- Mylroie, J. E. & Carew, J. L. (2000). Speleogenesis in Coastal and Oceanic Settings. In A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer & W. Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Alabama, USA, pp. 226-233.
- Mylroie, J. E. & Mylroie, J. R. (2013). Flank Margin Caves in Carbonate Islands and the Effects of Sea Level. In J. Shroder & A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 351-362.
- Murray, A. B.; Coco, G. & Goldstein, E. B. (2014). Cause and effect in geomorphic systems: complex systems perspectives. *Geomorphology*, 214, pp. 1-9.
- Nicod, J. (1994). Paleokarst et paleomorphologies dans le domaine méditerranéen (éléments de réflexion et discussion). *Rev. Géogra. Maroc*. (n. sp. Hom. G. Beaudet), vol. xvi (1 et 2), pp. 309-333.
- Noiriel, C.; Gouze, P. & Madé, B. (2013). 3D analysis of geometry and flow changes in a limestone fracture during dissolution. *Journal of hydrology*, 486, pp. 211-223.
- Olivé, L. (1995). Racionalidad, objetividad y verdade. In L. Olivé, L. (Ed.), *Racionalidad epistémica*, pp. 91-121, Madrid.
- Ortega, Y. & Gasset, J. (2000). *Meditazioni del Chisciotte*. Alfredo Guida editore.
- Palmer, A. N. (2007). *Cave Geology*. Allen Press, Lawrence, Kansas.
- Palmer, M. V. & Palmer, A. N. (1989). Paleokarst of the United States. In P. Bosäk & D. C. J Ford (Eds.), *Paleokarst, a systematic and regional review*, pp. 337-363.
- Phillips, J. D. (2012). Synchronization and scale in geomorphic systems. *Geomorphology*, 137, pp. 150-158.

- 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, pp. 15-25.
- 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 Alps, Austria). *Geomorphology*, 106, pp. 118-129.
- Rauch, H. W. & White, W. B. (1970). Lithologic controls on the development of solution porosity in carbonate aquifers. *Water Resources*, 6, pp. 1175-1192.
- 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, pp. 137-153.
- Rodrigues, M. L.; Cunha, L.; Ramos, C.; Ramos Pereira, A.; Teles, V. & Dimuccio, L. (2007). *Glossário Ilustrado de Termos Cársticos*. Coordenação Maria Luisa Rodrigues, Edições Colibri, Lisboa.
- Rossi, G. (1976). Karst et dissolution des calcaires en milieu tropical. *Zeit. Für Geomorph.*, suppl. 26.
- Rougerie, G. & Beroutchachvili, N. (1991). *Géosystèmes et Paysages, Bilan et méthodes*. Armand Colin, Paris.
- Salomon, J. N. (2000). *Précis de Karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac, Bordeaux.
- Salomon, J. N. & Pulina, M. (Eds.) (2005). Les karsts des régions climatiques extrêmes. *Karstologia Mémoires*, 14.
- Scholle, P. A.; Bebout, D. G. & Moore, C. H. (Eds.) (1983). Carbonate depositional environments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33.
- 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*, pp. 103-128, Braga.
- Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin Geological Society of America*, 63, pp. 117-142.
- 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.
- Trudgill, S. (1985). *Limestone Geomorphology*. Geomorphology Texts 8, Clayton, K.M., (Eds.), Longman Group Limited, New York.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. (Eds.) (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford Blackwell.
- Vacher, H. L. & Mylroie, J. E. (2002). Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*, 17, pp. 182-96.
- Vallega, A. (1990). *Esistenza, società, ecosistema*. Mursia, Milano.
- White, W. B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University press, Inc., New York.
- Wiener, N. (1948). *Cybernetics or control and communication in the animal and the machine*. John Wiley, New York.

- Wray, R. A. L. (1997). Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and karst Science*, 24, pp. 81-86.
- Wright, V. P. (1991). Paleokarst: types, recognition, controls and associations. In V. P. Wright, M. Esteban & P. L. Smart (Eds.), *Paleokarsts and paleokarstic reservoirs*, P.R.I.S. Occasional Publication Ser. 2, University of Reading, pp. 56-88.
- Wright, V. P. (1994). Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*, 35, pp. 367-395.