



REVISÃO DE LITERATURA

Geomorfologia Cárstica

Luís B. Piló

Universidade de São Paulo

Membro do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE

Av. Nossa Senhora do Carmo, 221 - 307/308

Belo Horizonte, MG - CEP: 31015.190

E-mail: pilo@inet.com.br

1. Introdução

O relevo cárstico é particularmente associado a rochas calcárias, podendo se referir também, a paisagens similares elaboradas em outras rochas, carbonáticas ou não. Nesse cenário, o modelado apresenta uma morfologia específica (dolinas, vales cegos, paredes, lapiás, entre outras), como também uma drenagem predominantemente subterrânea. Essas características estão associadas ao processo de dissolução da rocha.

O conjunto espacial que constitui a geomorfologia cárstica pode ser compartimentado em três domínios, envolvendo a superfície (exocarste), a subsuperfície (epicarste) e o meio subterrâneo (endocarste). Esses domínios apresentam-se na qualidade de lugares onde se encontram estruturas e mecanismos responsáveis pela operação de processos geomorfológicos atuais, assim como de lugares que guardam importantes registros de processos do passado. Dois parâmetros se inter-relacionam nesse conjunto espacial: morfologias e materiais constituintes (rocha, alterita, solos e depósitos).

Nesse sentido, a presente revisão pretende elaborar um panorama sobre a geomorfologia cárstica dentro de uma perspectiva mais global, através da identificação das inter-relações entre as morfologias do carste e dos seus materiais, integrantes desses três domínios que funcionam de modo acoplado. Visa, também, fornecer dados sobre a rocha cárstica e a dissolução, principal processo geomorfológico dessa tipologia de relevo.

No Brasil, é possível reconhecer alguns eixos de pesquisa sobre a geomorfologia cárstica. O primeiro está relacionado a análises descritivas da geomorfologia regional, as quais prevaleceram até o início da década de 90. Nesse contexto, citam-se os trabalhos de Tricart (1956), Coutard *et al* (1978), Kohler *et al* (1978) e Kohler (1989), sobre

o relevo cárstico de Lagoa Santa; Barbosa (1961), diante do relevo cárstico da Mata de Pains (MG); Auler e Basílio (1988), sobre a geologia e a geomorfologia da região cárstica de Santana do Riacho (MG); Piló (1989), referente à morfologia do vale do Peruaçu (MG), Ferrari (1990), sobre as feições cársticas da região de Iraquara (BA) e Moura (1990), através de mapeamento morfológico no carste de Prudente de Moraes, MG, dentre outros. Esse eixo tem contribuído principalmente na revelação das diversas tipologias cársticas existentes através do levantamento das morfologias do relevo, nas quais encontram-se calcadas as interpretações geomorfológicas.

No início da década de 90, o caráter descritivo da produção científica começa a se modificar em temários mais específicos. Nesse contexto, podemos destacar, inicialmente, os estudos quantitativos no ambiente hidrogeológico e geomorfológico elaborados por Karmann (1994), na região do vale do Ribeira (SP), e os estudos hidroquímicos e hidrológicos no carste de Matozinhos e Pedro Leopoldo (MG), realizados por Auler (1994). Esses trabalhos, com forte conteúdo técnico e teórico, desenvolvidos particularmente por hidrogeólogos e geólogos, vêm contribuindo em muito para a revelação de sistemas hidrológicos cársticos, de grande interesse para os geomorfólogos. A aplicação de métodos morfométricos para uma melhor sistematização das formas do relevo também vem obtendo bons resultados.

Um outro enfoque, ainda nascente no Brasil, diz respeito às questões relativas ao estudo das cavernas (carste subterrâneo). Aspectos espeleogenéticos têm sido estudados por Corrêa-Neto *et al* (1993), Karmann (1994), Laureano (1998), Cruz Júnior (1998), Piló (1998) e Auler (1999). Esses trabalhos começam a tecer as primeiras interpretações sobre a gênese e evolução das cavernas brasileiras.

Destacam-se, também, os estudos relacionados ao Quaternário. Listam-se os trabalhos de Coutard *et al* (1978), Kohler (1989), Parizzi (1994), Malta (1995), Karmann (1994), Piló (1998), Laureano (1998) e Auler (1999), os quais procuram, através de registros sedimentológicos, morfológicos e palinológicos, a interpretação das transformações ambientais ocorridas na paisagem cárstica durante o Quaternário.

Por último, crescem os estudos mais aplicados à questão ambiental, dentre os quais Brandt (1988), Silva *et al* (1987; 1988), Auler (1994), Pessoa (1996) e Piló (1999), dentre outros.

2. Rochas Cársticas e Dissolução dos Carbonatos

As rochas carbonáticas, particularmente calcários e dolomitos, apresentam-se como as mais frequentes no desenvolvimento de paisagens cársticas, inclusive no Brasil. Destaca-se ainda o grupo dos evaporitos, que inclui o gipso, a anidrita e a halita.

Atualmente existe uma tendência para incluir as rochas silicatadas, particularmente os quartzitos e arenitos, no grupo das rochas *carstificáveis*. Esta propensão, que pode ser constatada em Gillieson (1996), deriva de demonstrações de que a dissolução da sílica, anteriormente considerada de baixa solubilidade, tem tido um papel importante na configuração de morfologias superficiais e subterrâneas tipicamente cársticas. Bons exemplos da ação efetiva desses processos podem ser observados na região quartzítica do Roraima venezuelano (Urbani, 1986) e na região do Parque Estadual do Ibitipoca, MG (Corrêa-Neto *et al.*, 1993).

Salienta-se que uma indefinição recorrente nessa discussão é sobre os critérios que qualificam uma paisagem como sendo cárstica. Segundo White (1988), é necessário que o transporte de massa em solução seja mais importante que o transporte por outros processos. No entanto, tais mecanismos, no contexto da morfogênese, são marcados por descontinuidades, geralmente de difícil mensuração.

Acreditamos que deva prevalecer, para essa definição, a representatividade do conjunto das formas do relevo típicas dos processos de dissolução, tendo em vista que o termo carste tem uma origem morfológica, assim como a questão da drenagem subterrânea, que é outra característica própria dos relevos cársticos.

Na elaboração dessas paisagens, a rocha exerce uma influência marcante, pois propriedades petrográficas estão intimamente relacionadas à dissolução. Porém, somente a solubilidade da rocha não é suficiente para a configuração de um típico carste. A estrutura, representada pelo arranjo das geometrias planares e lineares, é também funda-

mental, tendo em vista sua influência como guia inicial dos processos de dissolução.

A porosidade da rocha, no domínio cárstico, encontra-se dividida em primária e secundária. A porosidade primária é representada principalmente pelas características da petrofábrica, ou seja, relacionadas à porosidade intergranular, constituída durante a diagênese. Não é de muita importância no carste, tendo em vista que os calcários, geralmente, apresentam-se de forma maciça, não permitindo uma circulação da água de forma eficiente através de seus grãos.

Já a porosidade secundária, representada por juntas, planos de acamamento, fraturas, falhas, entre outras estruturas (descontinuidades) formadas geralmente pós-diagênese, são de real importância no carste. Dentro desse contexto, pode-se destacar, inicialmente, que o ambiente de deposição determina muito da pureza, textura, espessura dos bancos e outras propriedades da rocha carbonática final, importantes para a análise geomorfológica.

Os minerais argilosos e a sílica são as impurezas mais comuns em rochas carbonáticas. Em calcários com mais de 20-30% de argila são elaborados carstes inibidos (Ford e Williams, 1989). Onde a sílica também excede 20%, o conjunto dos processos cársticos é pouco desenvolvido. Porém, dolinas rasas bem formadas, além de pequenas cavernas, são conhecidas em calcários silicosos das regiões cársticas de Lagoa Santa e Paracatu-Vazante, em Minas Gerais.

Gerstehauer e Pfeffer (1966) registraram, em laboratório, que as maiores velocidades de dissolução ocorrem em calcários com menos de 14% de material insolúvel, revelando uma correlação positiva entre percentagem de CaO e taxa de dissolução.

Os planos de acamamento em rochas sedimentares testemunham mudança na sedimentação ou interrupção dos processos de agradação. As maiores diferenças estão no tamanho dos grãos e na introdução de material argiloso. O trabalho da água acidulada, no carste, se faz presente principalmente nessas desconformidades deposicionais. Exemplos da ação da água nessas estruturas podem ser observados de forma generalizada em várias regiões cársticas de Minas Gerais (Arcos e Pains, Montes Claros, Vale do Peruaçu) e Bahia (Iraquara e Campo Formoso), que apresentam o acamamento sedimentar das seqüências carbonáticas bem preservado.

As fraturas ou juntas, ou sejam, descontinuidades sem um significativo deslocamento vertical ou lateral dos estratos, podem ocorrer durante a diagênese, posterior tectonismo, compressão deposicional e descompressão (Hasui e Mioto, 1992). Sua origem está ligada à força tensional e de cisalhamento. Juntamente com os planos de acamamento, as fraturas são descontinuidades de grande importância na elaboração e desenvolvimento do

carste. Mas, para isso, devem ter algum espaçamento para uma melhor ação do ácido carbônico (H_2CO_3).

Onde largas falhas estão presentes é comum encontrar dolinas e paredões alinhados ao longo delas. A situação é variável e menos expressiva com relação à dissolução de cavernas.

Dobramentos em camadas de rochas carbonáticas podem criar diferentes estilos de carstes e variadas organizações hidrogeológicas. Forças tensionais tendem a criar um conjunto de juntas na crista dos anticlinais e nas depressões dos sinclinais, o que certamente potencializa os processos de dissolução neste tipo de estrutura. Auler *et al* (1994) destacam a importância dos eixos de dobras suaves na espeleogênese de alguns setores da Toca da Boa Vista (BA), maior caverna do Brasil, com 85 km de desenvolvimento, assim como na configuração dos morros residuais que se destacam no relevo local. Ressaltam-se, também, as lineações de estiramento elaboradas durante eventos tectônicos, particularmente aquelas que registram transporte horizontal. Na região de Lagoa Santa, lineações participam da configuração de alguns lapiás.

Diante do exposto, é possível compreender a importância do controle litológico e estrutural na modelagem e na própria existência do relevo cárstico. Na análise dos processos climáticos, considerados os mais recentes e influentes na evolução do relevo, na escala do Quaternário, o estudo das características da rocha cárstica não pode ser desconsiderado.

Atualmente existe uma concordância, entre os pesquisadores, de que o desenvolvimento do relevo cárstico em rochas calcárias é controlado e direcionado pelo equilíbrio químico do sistema $CO_2-H_2O-CaCO_3$. No entanto, particularmente no início do desenvolvimento do carste subterrâneo (endocarste), o ácido sulfúrico tem sido considerado um agente importante. Dois mecanismos são propostos para explicar a origem do H_2SO_4 na água: a oxidação de H_2S e a oxidação de sulfetos, particularmente a pirita. Auler (1999) tem apresentado claras evidências da participação do ácido sulfúrico no desenvolvimento de cavernas nos carbonatos do Grupo Una, localizado na Bahia.

O efeito químico denominado de *corrosão de mistura* (Bögli, 1964) também tem sido reconhecido como um participante na dissolução dos calcários. Apesar da demonstração de que duas águas cársticas saturadas, ao se encontrarem, tornam-se agressivas e ocasionam uma dissolução adicional, esse mecanismo físico-químico tem sido considerado, na dinâmica global do carste, de menor importância por vários autores, particularmente devido a sua lentidão para a formação de grandes vazios. James (1992) tem demonstrado, porém, que

a *corrosão de mistura* é o processo dominante na evolução do endocarste de Nullarbor (Austrália).

A influência do clima na dinâmica e evolução do relevo cárstico têm sido alvo de debate nas últimas décadas. Corbel (1959) destacou os climas frios como os mais aptos à carstificação, em função da maior capacidade da água fria de absorver CO_2 . Por exemplo, a $20^\circ C$ a solubilidade do CO_2 é a metade que a $0^\circ C$ (Bögli, 1964). Por outro lado, Lehmann (1936) privilegiou os climas tropicais úmidos como os de maior desenvolvimento, em função da maior quantidade de CO_2 disponível, particularmente nos solos.

Buscando uma análise quantitativa mais apurada da taxa de desenvolvimento de carstes em diferentes regimes climáticos, Corbel (1959), entre outros, adotou a concepção de desnudação cárstica. A taxa foi estimada a partir da precipitação e da medida de dureza dos cursos d'água que drenam áreas cársticas pela fórmula,

$$X = \frac{4ET}{100}$$

onde X é a desnudação cárstica em $mm\ Ka^{-1}$, E é a precipitação em dm e T a dureza em $mg\ l^{-1}$. Devido à variabilidade de medidas, como a de dureza nas diversas estações do ano, tipo de rocha, e da variação de drenagens de bacias adjacentes não cársticas, a fórmula original vem sofrendo várias modificações (Pulina, 1971; Smith e Atkinson, 1976; White, 1984; Karmann, 1994). A utilização de várias equações, por sua vez, vem dificultando uma melhor análise comparativa das taxas de desnudação dos terrenos cársticos existentes no mundo.

Smith e Atkinson (1976) realizaram uma primeira comparação das taxas de desnudação cárstica estabelecidas por diferentes métodos e em diferentes domínios climáticos. Eles concluíram que as taxas de desnudação em carstes árticos podem ser facilmente diferenciadas dos carstes temperados e dos tropicais. Porém, diante do temperado e do tropical, não foi possível uma diferenciação nítida, pois os valores são próximos. A precipitação revelou-se a variável principal na velocidade da evolução cárstica.

White (1984) realizou uma comparação entre taxas de desnudação de vários carstes, com regimes climáticos distintos, e suas taxas de precipitação-*evapotranspiração*. Os resultados mostraram uma correlação positiva, ou seja, quanto maior a precipitação maiores as taxas de desnudação (Figura 1).

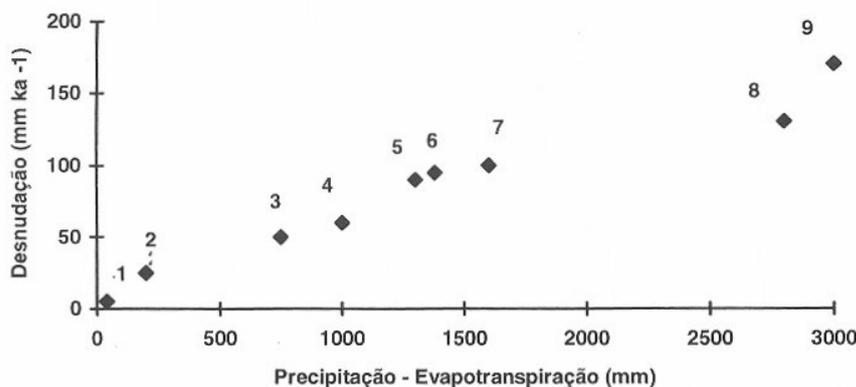


Figura 1: Taxas de desnudação cárstica em função da precipitação. Dados extraídos de White (1984). 1 - Ártico Canadense; 2 - Polônia; 3 - Virgínia (USA); 4 - Irlanda; 5 - Bulgária; 6 - Jamaica; 7 - Belize; 8 - Iugoslávia; 9 - Malásia.

Auler (1994), através de estudos hidroquímicos, estimou para o carste de Lagoa Santa, MG, taxas de desnudação entre 70-150mm. ka⁻¹, valores concordantes com outras áreas cársticas tropicais.

Diante da demonstração dos referidos resultados, a quantidade de água tem sido considerada como o fator climático principal para um melhor desenvolvimento do carste, assim como para o controle da desnudação.

Sendo a dissolução e o transporte em solução os processos dominantes no carste, o conceito de *desnudação química* vem sendo muito valorizado. As taxas de desnudação estabelecidas apresentam-se como um parâmetro importante para o geomorfólogo na discussão global dos processos hidroquímicos. No entanto, em carstes cobertos por solos, existe uma interação entre os processos geoquímicos e mecânicos, que demonstra participação variada no tempo e no espaço e merece ser considerado na avaliação da desnudação do relevo cárstico.

3. Exocarste

O conjunto morfológico superficial do carste, denominado exocarste por Bögli (1980), pode adquirir uma grande variedade de tipologias em função do conjunto de variáveis que se ajustam para configurar o relevo. White (1988) tem caracterizado vários tipos de carste, em função do arranjo morfológico de seus principais componentes: carste de dolinas, carste em torres, carste em pavimento, carste labiríntico, carste poligonal, fluviocarste etc.

Apesar dessa diversidade, é possível identificar o que poderíamos chamar de formas típicas, destacando-se entre elas as dolinas, poljes, maciços rochosos, lapiás (*karren*), vales cegos e recuados.

As dolinas podem ser consideradas como as formas mais particulares do exocarste. O termo foi utilizado por Cvijic (1893), para designar de-

pressões fechadas circulares ou elípticas que se formam na superfície, em função da dissolução de rochas solúveis, normalmente em subsuperfície. As dolinas podem atingir de poucos metros a centenas de metros de profundidade por várias centenas de metros de diâmetro.

Em termos morfogenéticos, a classificação mais utilizada se refere a quatro tipos de dolinas (Jennings, 1985): dolinas de dissolução, dolinas de colapso ou abatimento, dolina de colapso devido ao carste subjacente e dolinas aluviais ou de subsidência.

As primeiras se formam quando ocorre maior dissolução em pontos mais suscetíveis da rocha (fraturas, juntas, planos de acamamento) formando pequenas depressões. Em seguida, as águas superficiais convergem para a área central de absorção, a qual torna-se uma zona de dissolução acelerada.

Dolinas de abatimento ou colapso podem ser constituídas quando tetos ou paredes de cavernas, localizadas abaixo da superfície sofrem abatimentos. Em carstes cobertos por materiais inconsolidados, podem ocorrer dolinas de abatimento da cobertura de solos ou alterita. Essas feições são consequência da maior dissolução em pontos da zona epicárstica (contato solo-rocha) ou do endocarste, e do transporte de materiais móveis para essas zonas internas. Diante disso, são formados vazios na área de contato com a criação de um arco entre a rocha e o solo remanescente. Com o contínuo alargamento dessas áreas pela dissolução pode ocorrer a perda de sustentação do referido arco e consequente colapso, normalmente abrupto.

As dolinas aluviais ou de subsidência ocorrem quando existem espessas coberturas de solo ou outro material móvel cobrindo a rocha, sendo o mesmo introduzido gradualmente nas fraturas da zona epicárstica, o que ocasiona pequenas subsidências na superfície da cobertura e a criação de dolinas.

Sob o ponto de vista morfodinâmico, as dolinas se constituem em unidades hidrográficas elementares, comparáveis a simples bacias que, com seus sistemas de vertentes, convergem inicialmente as águas superficiais para pontos de absorção localizados no fundo das depressões e, em seguida, para o meio subsuperficial (quando da existência de coberturas) e subterrâneo.

No carste de Lagoa Santa, estimamos de forma indireta, através de datações $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ em depósitos químicos de caverna, a taxa de aprofundamento máximo de uma dolina em aproximadamente 110mm/ka. Filizola e Boulet (1993), através de datações C14 em material orgânico de depressões fechadas sobre rochas sedimentares quartzocauliníticas da bacia de Taubaté (SP), estimaram taxas de 120 e 230mm/ka, atribuídas à exportação geoquímica.

Por outro lado, os fundos de dolinas apresentam-se como os principais sítios deposicionais da dinâmica superficial. Isto pode ser constatado através de horizontes enterrados no fundo de dolinas. Diante de datação C14 em horizonte orgânico enterrado na dolina do Baú (carste de Lagoa San-

ta), obtivemos uma idade máxima de 580 ± 60 anos (B.P). Foi possível estabelecer uma taxa de sedimentação da dolina do Baú em mais de 3mm/ano. Deve-se considerar, nesse sítio, uma sedimentação descontínua no tempo e no espaço e um incremento dos processos erosivos e de colmatação em função das atividades antrópicas.

Além das dolinas individuais, pode-se destacar, no relevo cárstico, as uvalas ou dolinas compostas. Segundo White (1988), essas morfologias podem ser interpretadas como consequência da dinâmica de um conjunto de depressões de dissolução que, com o tempo, vão crescendo e coalescendo (Figura 2). As taxas de ampliação das depressões estariam diretamente relacionadas à eficiência do processo de realimentação hidrológica e ao desenvolvimento das rotas de drenagem subterrânea. Com a ampliação da área de captação de águas pluviais, seria reforçado o fluxo de água ao longo da zona de infiltração. Com isso, aumentariam a corrosão, o aprofundamento das depressões e, conseqüentemente, a bacia de captação (Karmann, 1994).

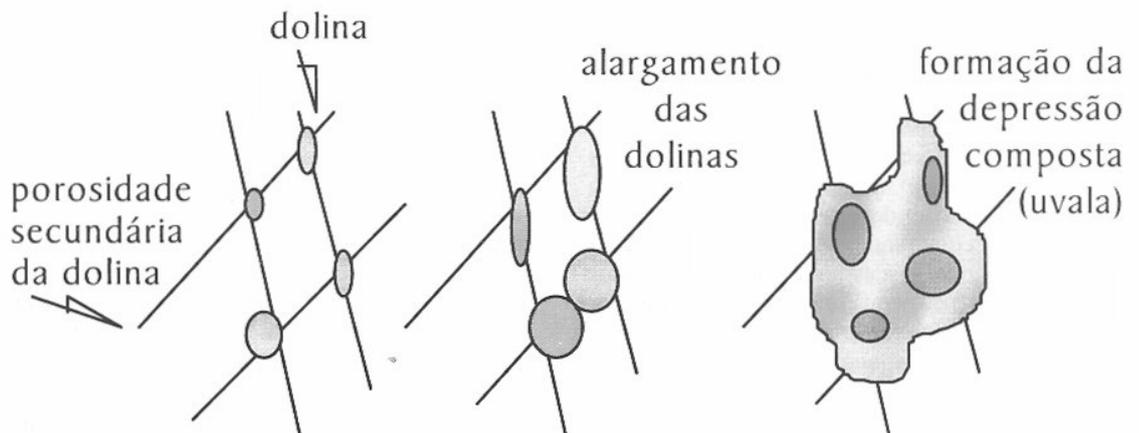


Figura 2: Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de dolinas para uma uvala ou depressão composta (baseado em White, 1988).

Um outro modelo de formação de depressões compostas, denominado de *valley sinks* por White (1988), apresenta uma transformação de vales fluviais em depressões fechadas. A fase inicial seria caracterizada por uma drenagem superficial com um nível freático raso. Posteriormente, alguns pontos de absorção (sumidouros) se instalariam na calha de drenagem, aprofundando o nível freático. Em seguida, a drenagem superficial apresentaria segmentos superficiais e subterrâneos e o desenvolvimento de dolinas próximas à drenagem. Por último, ocorreria o desenvolvimento e ampliação dos divisores entre sumidouros e a configuração das uvalas (Figura 3).

Em paisagens onde as depressões fechadas, de origem cárstica, ocupam intensamente os espaços disponíveis das vertentes, essas são cha-

madas de carste poligonal, tendo em vista que o padrão morfológico (planimétrico) dos divisores de drenagem formam uma rede celular de polígonos irregulares. Esse modelo morfológico foi primeiramente identificado e analisado por Williams (1971), em Papua-Nova Guiné.

Karmann (1994), através de mapeamento morfológico e cálculos de índices morfométricos, definiu para o carste do alto vale do rio Ribeira de Iguape (SP) quatro unidades morfológicas: zona fluvial, fluviocárstica, de transição e poligonal, as quais permitiram estabelecer diferentes estágios evolutivos do relevo cárstico. Partindo de uma paisagem fluvial, o autor identificou a segmentação gradativa do sistema fluvial pela implantação de drenagem fechada, cujo desenvolvimento levou à formação de carste poligonal.

Outra forma típica das paisagens cársticas são os *poljes*. O termo diz respeito a largas depressões fechadas, com comprimentos e larguras que chegam a dezenas de quilômetros de largura, com paredes abruptas, fundo plano rochoso ou, mais comumente, recoberto por argilas de descalcificação, aluviões ou depósitos lacustres.

Atualmente, aceita-se a idéia de que os *poljes* evoluem particularmente pela dissolução em suas bordas, devido ao barramento ou inibição dos processos de rebaixamento do relevo (vetor vertical), provocado pela impermeabilização do fundo das depressões por sedimentos argilosos, litologias não carbonáticas ou proximidade do nível de base. Formas cársticas residuais isoladas (maciço calcário) ocorrem frequentemente nessas depressões.

As regiões cársticas de transição, com características morfológicas fluviais e cársticas, são denominadas de fluvio-cársticas (White, 1988). Incluem-se, nesse contexto, os vales cegos, caracte-

rizados pela interrupção abrupta da drenagem superficial diante da ocorrência de um sumidouro. Após seu percurso subterrâneo, essa drenagem pode ressurgir na base de escarpamentos e novamente drenar superficialmente, configurando um vale com características fluviais, os quais são denominados de vales recuados. Vales secos também são comuns no fluvio-carste, configurando antigos vales fluviais cuja drenagem foi capturada para o meio subterrâneo devido ao rebaixamento dos aquíferos. Vales com paredões abruptos na forma de *canyons* podem ser observados em diversas paisagens cársticas. Normalmente estão relacionados a processos de abatimento de sistemas subterrâneos.

Os paredões, maciços rochosos, torres e cones de blocos constituem as formas residuais do relevo cárstico, remanescentes rochosos dos processos de

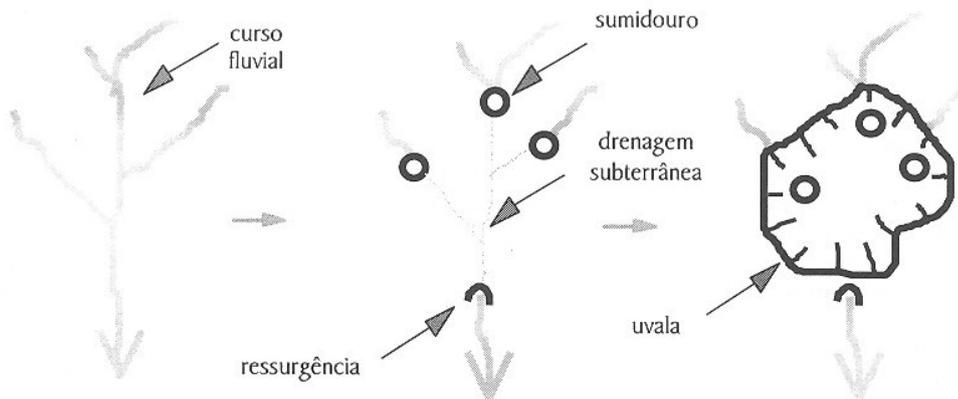


Figura 3: Modelo esquemático (planimétrico) da evolução de um sistema fluvial para um relevo de depressões compostas (uvalas). Baseado em White (1988).

dissolução diferencial da rocha. Apesar de não serem exclusivas, as formas do tipo torres e cones são típicas de carstes tropicais, recebendo denominações locais como colinas sigmoides (Borneo), cones e torres elevadas (China), *cockpits*, mogotes (Porto Rico), paredões e maciços calcários (Brasil).

As formas residuais calcárias podem se apresentar marcadas por sulcos, furos ou saliências irregulares de reduzidas dimensões (alguns milímetros a poucos metros). Essas microformas são denominados de *karren* (terminologia alemã, sendo atualmente a mais usada internacionalmente) ou *lapiés* (termo de origem francesa). No Brasil, essas microformas têm sido denominadas de *Lapiez*, *lapiez* ou *lapiás* (Tricart, 1956; Barbosa 1961; Kohler *et al*, 1978; Kohler, 1989, 1994) e, mais recentemente, de *karren* (Auler, 1994; Karmann, 1994).

Em função das diversas variáveis envolvidas, assim como pela atuação de dois ou mais diferentes processos combinados, os *karren* apresentam uma tipologia variada e muitas vezes poligênica.

Bögli (1960), apresentou uma exaustiva classificação morfológica dessas feições, as quais podem ser divididas em dois grandes grupos: os *karren* formados diretamente sobre a rocha e os elaborados em carste parcialmente coberto ou coberto. No primeiro grupo podem-se destacar os *rillenkarren*, constituídos geralmente por canais de poucos centímetros de largura e profundidade, dispostos paralelamente em direção à maior inclinação do afloramento. Já no segundo grupo, destacam-se as bacias de dissolução (*kamenitzas*), semelhantes às *marmitas* fluviais. As larguras variam de poucos centímetros a poucos metros e as profundidades até poucos centímetros.

Jennings (1985) também tem distinguido outros tipos de *karren* não classificados por Bögli (1960), dentre os quais *rain pits* (buracos de chuva) e *solution ripples* (marcas onduladas). Já Ford e Williams (1989) apresentaram uma classificação com base na gênese dos *karren*. Os autores listam formas lineares controladas por fraturas, formas lineares de controle hidrodinâmico e formas poligênicas, além das formas planas circulares.

4. Epicarste

O epicarste, ou zona subcutânea, é constituída pela porção superior da rocha subjacente coberta por material inconsolidado ou não, contendo uma rede de fissuras alargadas por processos cársticos (Williams, 1985; Ford e Williams, 1989; Palmer, 1991).

Nesse contexto, o manto de alteração e os solos assumem um papel de destaque na análise da zona epicárstica, pois esses materiais encontram-se em contato direto com a rocha solúvel subjacente, influenciando a circulação hídrica interna e a elaboração da morfologia rochosa coberta, como também o exocarste e o endocarste.

Nas paisagens calcárias, a dissolução do CaCO_3 e a sua lixiviação da pedosfera são os processos predominantes no intemperismo químico das referidas rochas. Segundo Lamouroux (1972), o mecanismo fundamental dessa alteração, em meios muito lixiviados, é a *alteração pelicular*, sendo a desagregação e a dissolução das rochas condicionadas pela mineralogia dos carbonatos, textura, estrutura e porosidade.

Particularmente nas rochas contendo calcita ou dolomita assiste-se a um processo muito mais rápido e menos tardio na seqüência de alteração da rocha. O grão de quartzo, por exemplo, é solubilizado apenas numa última etapa de alteração, muito após o desaparecimento da maior parte dos outros minerais primários. Já a calcita, ao contrário, desaparece desde as primeiras fases da alteração, quando silicatos vizinhos não foram ainda alterados (Delvigne, 1983).

Segundo o mesmo autor, é necessário, porém, que o meio não seja confinado ou enriquecido em cálcio alóctone. Nos calcários cristalinos, pobres em silicatos e em outros minerais que não a calcita, a estrutura porosa observada faz-se a partir de todos os grãos simultaneamente, devido à freqüente existência de uma rede de fissuras interminerais, chegando assim por simples gravidade ao

esmagamento dos vazios, ao desaparecimento das pseudomorfozes e das estruturas originais.

O resultado dos processos de alteração pelicular é a acumulação do resíduo insolúvel da rocha, normalmente encontrado em pequenas quantidades nos calcários (<10%). A fração insolúvel dos calcários é composta primariamente de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 . A sílica pode estar presente como *chert*, grãos de areia autigênicos ou detríticos, ou como componente de outros silicatos. Alumínio e ferro podem estar representados como minerais de argila ou como óxidos hidratados.

Outros minerais como fosfatos, sulfatos e uma certa quantidade de matéria orgânica também podem ocorrer. No entanto, a sílica, em suas variadas formas, e os minerais de argila compõem o volume principal da fração insolúvel das rochas carbonáticas. Dos minerais silicatados mais comumente encontrados nas rochas carbonáticas destaca-se a caolinita e a illita.

Pedro (1976) assinala que a individualização de solos com a presença significativa de argila pode ser originada do material geológico de natureza argilosa, dos processos de alteração de rochas silicatadas ou da alteração das rochas calcárias com uma quantidade considerável de impurezas argilosas. Como o carbonato de cálcio se dissolve mais rapidamente que a fração silicatada, a evolução superficial sob climas úmidos se traduz por uma acumulação relativa de argilas, que nesses casos, são essencialmente herdadas dos processos de alteração da rocha.

Ciric (1967), estudando solos sobre calcários na Suíça, Alemanha, Bulgária, Paquistão e Iugoslávia, demonstrou a direta dependência existente entre o tipo de solo formado e o modo de alteração da rocha calcária subjacente (Tabela 1).

Os calcários dolomíticos ou margosos (30 a 40% de resíduo insolúvel) apresentaram o desenvolvimento de solos minerais com carbonatos bem representados (*rendzines*), e com maior intensidade de formação. Os perfis são de moderadamente pro-

Tabela 1: Características dos solos gerados nos dois principais grupos de calcários estudados por Ciric (1967).

	calcário margoso e dolomitizado	calcário puro
Características do intemperismo	intensa desintegração mecânica precede a decomposição química	decomposição química
manto de alteração	carbonato margoso produzido pela desintegração mecânica	resíduo insolúvel
fase primária de desenvolvimento	bem expressiva com minerais carbonáticos	bem expressiva com solos orgânicos sem carbonato
Intensidade de formação	rápido e intenso	muito lento
espessura nos primeiros estágios	moderadamente profundo a profundo	raso
Desenvolvimento de processos cársticos	restrito	bem desenvolvido

fundos. Já nos solos sobre calcários puros (+ 90% de CaCO_3), a parte mineral é originada da decomposição química da rocha, da qual é produzido o resíduo não solúvel. Destacam-se solos não carbonáticos, de lenta intensidade de formação e de perfil raso.

Salienta-se, mais uma vez, que os resíduos insolúveis em calcários puros mostram-se em pequenas quantidades, sendo necessário muito tempo para a formação de um perfil de solo. Nessas condições de dependência do produto residual, os solos sobre calcários são frequentemente antigos e, por conseqüência, quase sempre policíclicos (Duchaufour, 1968).

Quanto ao tempo de formação de solos sobre calcários, Yuan (1991) calculou, para o carste tropical úmido de Guangxi (China), que são necessários de 250.000 a 850.000 anos para produ-

ção de 1m de solo. Cálculos feitos por A. Thévenin (apresentados no 1º Colóquio Internacional de Espeleologia - Grécia, 1963) indicaram que para cada 1m^3 de argilas de descalcificação são necessários 80m^3 de calcário. Já Lamouroux (1972), após pesquisa de laboratório sobre a alteração de rochas carbonatadas, concluiu que para a formação de 30cm de solo são necessários 5m de rocha dura carbonatada contendo 2,2% de resíduo, sendo necessários 50.000 a 100.000 anos para a formação de um solo. É importante salientar que o clima e a quantidade de resíduo na rocha calcária têm um papel decisivo na questão do tempo de formação de solos sobre calcários.

Diante das referências levantadas, é possível constatar que a alteração e a formação de solos sobre calcários puros e maciços apresentam algumas características básicas bem peculiares, sintetizadas na Figura 4.

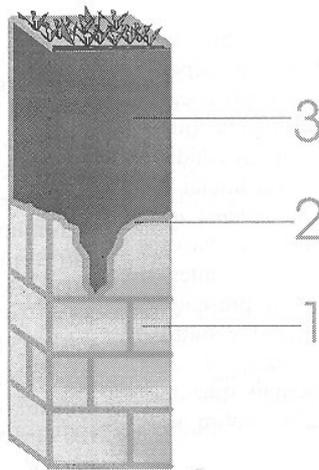


Figura 4: Perfil típico de alteração e de solos (autóctones) elaborados sobre calcário em meio muito lixiviado: 1 - rocha calcária maciça com mais de 90% de CaCO_3 ; 2 - alteração química do tipo pelicular através da dissolução do CaCO_3 e sua lixiviação da pedosfera, levando ao imediato desaparecimento das estruturas originais e das pseudomorfose, ou seja, não ocorre um nível de alteração do tipo isalterita; 3 - solos com lenta intensidade de formação, constituídos pelo produto residual insolúvel, particularmente por minerais de argila (ilita e caolinita), geralmente rasos, antigos e, quase sempre, policíclicos.

No Brasil, existem diversos carstes cobertos ou predominantemente cobertos por espessas coberturas pedológicas (Lagoa Santa, Ijaci e Pains, em MG). Particularmente no Grupo Bambuí, os carbonatos estão geralmente associados com rochas pelíticas (filitos, siltitos etc.), geradoras de solos argilosos e profundos. Nesses casos, a participação do produto residual da rocha carbonática dissolvida, na formação dos solos, é pequena.

Os estudos sobre os solos têm passado por importantes transformações. Inicialmente, pode-se destacar a introdução da noção de *cobertura pedológica*, originada da escola russa, no sentido de ampliação da noção vaga e ambígua do termo *solo* (Baize, 1986). O termo *pedológica* demarca a es-

pecificidade do objeto, enquanto a palavra *cobertura* implica em uma certa extensão geográfica, uma certa continuidade e também o recobrimento da rocha por um outro material.

Destaca-se, ainda, a abordagem denominada de análise estrutural da cobertura pedológica (Boulet *et al* 1982), na qual o perfil de solo passou a ter um significado não só vertical mas também lateral. Essa análise enfoca a sucessão de horizontes que se superpõem, justapõem e superimpõem do topo à base de uma vertente, e que permite identificar a distribuição desses horizontes, como também suas relações entre si e com as vertentes.

As relações geométricas verticais e laterais existentes entre os horizontes pedológicos

também têm permitido raciocinar em termos de equilíbrio e desequilíbrio da cobertura com o pedoclima atual. As coberturas em equilíbrio evoluem em condições pedoclimáticas suficientemente estáveis no tempo para que a seqüência de transformação que vai da rocha-mãe à superfície do solo seja mantida. Nessas condições é produzida uma sucessão de horizontes constantes, sem discordância entre si e mais ou menos paralelos à superfície topográfica (Boulet *et al.*, 1993).

No carste de Lagoa Santa, os horizontes que formam a cobertura pedológica, apresentaram-se mais ou menos paralelos à superfície topográfica atual, não apresentando frentes de transformação (laterais) atuais. As concordâncias geométricas entre as médias e altas vertentes e o relevo epicárstico, juntamente com os horizontes dos solos, marcam um acoplamento notável entre o exocarste e o epicarste. Essas características foram interpretadas como um estado de equilíbrio da morfogênese/pedogênese com as condições climáticas e tectônicas atuais (Piló, 1998).

Por outro lado, meios em desequilíbrio se instalam quando os fatores que determinam o pedoclima mudam suficientemente para provocar uma transformação da cobertura pedológica, que tende a restabelecer equilíbrio com as novas condições bioclimáticas. O conjunto cobertura inicial e cobertura transformada é chamado de *sistema de transformação*, geralmente localizado na baixa vertente, podendo também localizar-se nos interflúvios (Boulet *et al.*, 1993). Assim, a presença simultânea de uma cobertura dita inicial e outra que corta por truncamento erosivo ou transformação pode evidenciar mudanças ambientais quaternárias, assim como auxiliar na análise sobre as relações pedogênese-morfogênese.

Outro aspecto importante, particularmente em relação ao carste, diz respeito à questão da circulação interna nos solos e na zona de contato solo-rocha. Segundo Williams (1985), onde a água contida no solo excede a capacidade de campo, essa drena para baixo pela ação da gravidade, até a superfície da rocha cárstica subjacente. A saturação do solo acima da rocha freqüentemente ocorre devido à baixa capacidade de absorção, permitindo o fluxo lateral ao longo do contato e a configuração de uma zona de dissolução acelerada no epicarste. As taxas de dissolução da calcita na zona de contato rocha-solo são normalmente altas (0.1cm/ano), segundo White (1988). Karmann (1994) estimou a taxa de rebaixamento da superfície epicárstica do carste do vale do rio Ribeira de Iguape em torno de $31,1 \pm 6$ mm/ka.

No carste de Lagoa Santa (MG) este fluxo lateral seria o grande responsável pela carstificação da superfície da rocha carbonática coberta por solos e alterita, principalmente pelo maior tempo de residência da drenagem interna na superfície de contato com a rocha (ação da dissolução). Essas

feições, sob a cobertura de solos, evidenciam a atual zona mais dinâmica na elaboração do relevo cárstico local.

5. Endocarste

O termo endocarste foi utilizado por Bögli (1980), dentre outros autores, para designar essa zona do carste, onde se incluem os condutos subterrâneos e seus depósitos químicos, clásticos e orgânicos (carste subterrâneo).

Segundo Ford e Williams (1989), o fator principal da gênese das cavernas está condicionado à atitude estrutural da rocha (geometrias planares e lineares e inter-conecções) e sua relação geográfica entre a área de recarga e de descarga hídrica.

A abertura de condutos por dissolução no meio carbonático pode ser atribuída principalmente às reações lentas de dissolução da calcita em função da cinética química do sistema $H_2O - CO_2 - CaCO_3$, onde soluções próximas do equilíbrio são capazes de percolar a rocha por grandes distâncias sem atingir a saturação total em carbonato.

Uma longa discussão sobre o regime hidrológico mais propício para a formação de cavernas e a existência ou não de um nível de base no carste vem marcando os estudos espeleogenéticos nas últimas décadas. Sabe-se hoje que as cavernas são formadas tanto na zona vadosa como na zona freática ou mesmo no nível freático (Bretz, 1942; Ford, 1971; White, 1988; Ford e Williams, 1989; Palmer, 1991; entre outros). Aceita-se, também, a existência de um nível piezométrico no carste. No entanto, devido ao padrão hidrológico dos aquíferos em condutos e fissuras, este se mostra heterogêneo.

A tese central da teoria vadosa é que as cavernas são formadas pela ação de cursos de água subterrâneos acima do nível freático por ação gravitacional (Fifura 5). É alegado que a água de superfície que infiltra através dos sumidouros (áreas de recarga) tem grande potencial de dissolução, em função de sua agressividade hidrodinâmica. Porém, esta perde energia na passagem para a zona saturada. A dissolução acontece, portanto, mais ativamente no topo da zona freática. Na zona saturada, a água torna-se um fluxo menos agressivo, trabalhando predominantemente ao longo dos planos de acamamento e fraturas.

A maioria dos condutos vadosos tem a forma de *canyon*, com piso geralmente entrenchado na direção do curso de água de superfície livre. Eles podem ser tubulares, quando o entrenchamento é limitado pela resistência litológica ou por insuficiência de tempo de elaboração (Palmer, 1991). A água descendo verticalmente ao longo da porosidade secundária pode formar poços, ou seja, vazios com paredes subverticais a verticais.

Cavernas freáticas (Bretz, 1942) são aquelas formadas abaixo do nível freático, em zonas onde todos os vazios estão ocupados pela

água. Inicialmente um fluxo lento através das fraturas e juntas cria um importante arranjo de condutos

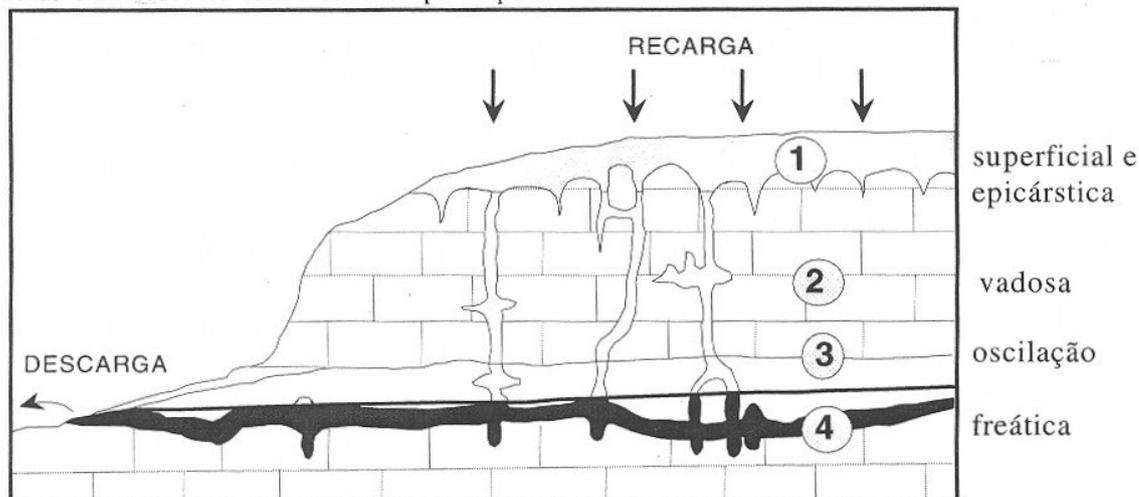


Figura 5: Zonas hidrológicas no carste: 1 - zona superficial e epicárstica, onde a água esco superficialmente ou percola pelo solo, alterita ou fissuras alargadas no calcário; 2 - zona vadosa, onde a água circula livremente pelos condutos, sob a ação da gravidade; 3 - zona de oscilação do nível freático, onde os condutos apresentam-se alternadamente seco e inundado; 4 - zona freática, onde os condutos estão totalmente ocupados por água.

de diâmetro pequeno, denominados anastomoses. Em consequência da dissolução diferencial, alguns desses condutos se desenvolverão mais rapidamente que outros, acelerando o processo hidrodinâmico. Ao alcançar um diâmetro entre 5 e 15mm, abertura mínima para a mudança de fluxo lento para turbulento, a dissolução aumenta consideravelmente (Ford e Williams, 1989). Com o contínuo aumento do diâmetro, a dissolução ocorre em todos os pontos do conduto, devido ao fato dos mesmos encontrarem-se totalmente preenchidos por água. A morfologia típica mostra cortes circulares e elípticos, dependendo do arranjo da porosidade secundária.

Outro modelo espeleogenético que vem, atualmente, proporcionando um importante debate é o paragenético. O termo foi originalmente usado no sistema cárstico por Renault (1967) para descrever alguns condutos freáticos ou de nível freático, onde o perfil transversal foi modificado devido à acumulação de sedimentos.

Lauritzen e Lauritzen (1995) têm definido a paragênese como um processo espeleogenético onde a circulação do fluido corrosivo ocorre de baixo para cima, a partir da interface entre a rocha e o sedimento que obstrui parcial ou totalmente um conduto (Figura 6). O resultado, segundo o autor, é a ampliação do conduto pré-existente de forma ascendente, pelo entalhamento nessa zona de contato.

Nesse sentido, destacam-se morfologias remanescentes típicas desses processos, dentre as quais: paredes e tetos em *half-tubes*, frequentemente sinuosos ou meandantes; *half-tubes* apresentando um padrão negativo de canais anastomo-

sados residuais (*rock pendants*) e, finalmente, tetos em *half-tubes* formando *canyons* verticais invertidos, acima de condutos pré-existent.

Em função da espessa cobertura pedológica, os condutos das cavernas da região de Lagoa Santa apresentam-se, muitas vezes, colmatados por sedimentos alóctones e com claras referências de organizações morfo-sedimentares paragenéticas na evolução do endocarste (Coutard *et al*, 1978; Piló, 1998; Auler, 1999).

Palmer (1991) apresentou um modelo para um melhor entendimento entre o padrão morfológico do cavernamento, tipo de recarga hídrica e porosidade. Por exemplo, cavernas dentríticas seriam influenciadas pelo tipo de recarga mais freqüente que, nesse caso, seria feita via infiltração da água em dolinas. As variações no padrão dentrítico ficariam, dessa forma, condicionadas ao tipo de porosidade mais susceptível à dissolução. Portanto, o modelo dos condutos depende do modo como é feita a recarga hídrica para o meio subterrâneo, assim como do tipo da porosidade existente. O modelo de Palmer representa um bom exemplo das inter-relações entre o exocarste e o endocarste.

Ainda segundo o autor, as cavernas epigênicas (formadas posteriormente à constituição da rocha por forças vindas do exterior) desenvolvem-se sincronicamente com os arredores da paisagem, tendo sua origem raramente superior a poucos milhões de anos. No Brasil, a grande maioria das rochas carbonáticas data do Proterozóico, ou seja, possui mais de 600 milhões de anos. Isto pode ter propiciado a ocorrência de cavernas bem mais antigas, sem relação com a evolução mais recente do relevo.

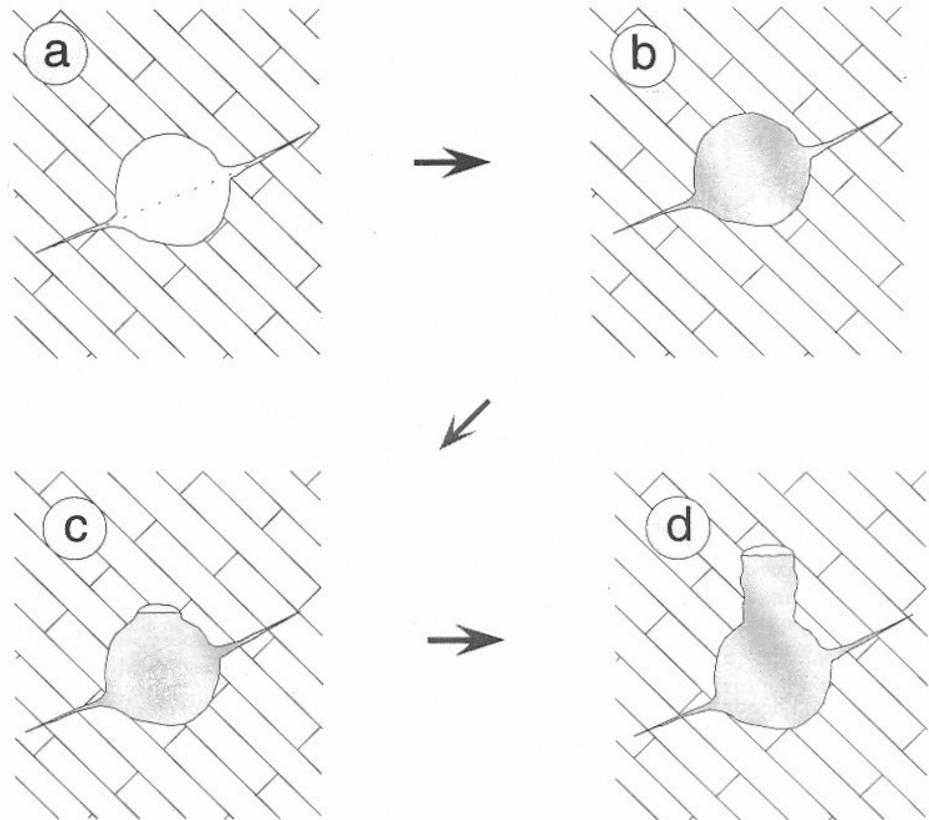


Figura 6: Modelo esquemático da evolução paragenética, segundo Lauritzen & Lauritsen (1995).

Nesse sentido, Dupont (1978) tem colocado a ocorrência de um paleocarse Proterozóico na região cárstica do vale do rio Peruaçu, MG, no qual se desenvolveram cavernas que, com frequência, apresentam-se preenchidas por mineralizações. Na lapa do Boi, localizada no município de Sete Lagoas, MG, Auler (1994a) observou um depósito de filitos preenchendo parcialmente um conduto, cuja origem, segundo a interpretação do autor, poderia estar relacionada a um período de exposição subaérea do carbonato Bambuí (600-900 Ma).

O tempo necessário para a formação de cavernas também tem sido outro tema bastante debatido nas últimas décadas. Apoiados em experimentos de laboratório e evidências de campo, Mylroie e Carew (1987) têm elaborado uma importante síntese sobre o tempo mínimo para a espeleogênese. Os dados avaliados sugerem que a dissolução em um conduto macroscópico ($r \sim 1m$) pode se desenvolver em calcarenitos eólicos no intervalo de 10.000 anos. Dreybrodt (1990) e Palmer (1991), diante de estudos teóricos da cinética da dissolução dos carbonatos de cálcio, associados a ensaios de laboratório, produziram equações indicando que, para a fase de iniciação da espeleogênese, são necessários, no mínimo, 10.000 anos.

Cavernas são também ambientes favoráveis para a deposição de sedimentos de vários

tipos. Os depósitos endocársticos se dividem em autóctones e alóctones, em distinção entre os materiais gerados na própria gruta e aqueles de origem externa (Ek e Quinif, 1988). Entre os autóctones destacam-se: os depósitos químicos, representados pelos espeleotemas, resultantes das interações químicas carbonato-água-dióxido de carbono; as argilas de descalcificação (resíduos insolúveis da rocha); e os blocos abatidos, originários dos processos de colapso de tetos e paredes dos condutos.

Os depósitos químicos são deposições minerais formadas basicamente por processos químicos de dissolução e precipitação da calcita. A possibilidade de datações nesses depósitos pelo método Th/U, que cobre um período de poucos milhares de anos até 350 mil anos, têm tornado as cavernas arquivos para elaboração de cronologias e reconstituições paleoambientais do Pleistoceno Superior. Karmann (1994), com base em idades Th/U de calcita secundária sobre depósitos fluviais subterâneos, estimou uma taxa média de entalhamento vadoso para o sistema de cavernas Pérolas-Santana (SP) em 42mm/ka. A idade mínima do referido sistema foi estimada em torno de 2 Ma. No carste de Lagoa Santa, datações em capas estalagmíticas sinalizam a existência de um clima mais úmido entre 70-80/ka (estágio isotópico 4 ?) (Piló, 1998). Auler (1999), através de uma série de datações

Th/U nos depósitos de travertinos no vale do rio Salitre (BA), tem demonstrado ambientes mais úmidos na região durante o último máximo glacial e período subsequente (21-9 ka).

As argilas de descalcificação não são muito importantes e se misturam rapidamente aos sedimentos alóctones. Já os processos de movimentos de massa no endocarste são produzidos em uma fase mais tardia no contexto evolutivo da espeleogênese. Trata-se de deslocamentos ao longo de descontinuidades e movimentação de fragmentos da rocha encaixante da caverna, resultando, principalmente, na modificação e, às vezes, na ampliação de salões e condutos subterrâneos.

Os sedimentos alóctones são provenientes das áreas de recarga dos aquíferos (dolinas, sumidouros de vales cegos, fraturas alargadas etc.). Tais sedimentos são transportados através do trabalho gravitacional e da água. Segundo Ek e Quinif (1988), os depósitos alóctones apresentam normalmente, após sua deposição, menor diagênese que os sedimentos superficiais, tendo em vista que o ambiente endocárstico é caracterizado por umidade e temperatura mais constantes, ausência de pluviosidade e luz, além de pouca evolução pedológica e bioturbação. Entretanto, uma certa epigênia pode ocorrer.

A aplicação de técnicas de paleomagnetismo (medidas de orientação de minerais magnéticos) nos sedimentos clásticos dos depósitos das cavernas também tem possibilitado a obtenção de dados cronológicos. Através dessa técnica, Auler (1999) estendeu a evolução da gruta do Padre (BA) e seus depósitos correlativos para o Terciário, como também proporcionou o cálculo da incisão fluvial no Craton do São Francisco, estimada em 25-34 m/Ma.

Osborne (1984) tem salientado a freqüente complexidade das estratigrafias de sedimentos em cavernas, tendo em vista os diferentes ambientes deposicionais gerados por uma série de eventos de deposição e erosão. Essas descontinuidades apresentam uma longa história deposicional, complementa o autor, podendo gerar estratigrafias do tipo normal ou reversa, com estruturas primárias e secundárias e com mudanças laterais de fácies. Laureano (1998) tem realizado associações de fácies sedimentares em depósitos de cavernas na região de Iraquara (BA), as quais têm fornecido importantes registros da evolução do endocarste e do relevo regional.

Na caverna do Baú (Lagoa Santa, MG) foram constatados episódios intensos de sedimentação clástica dos condutos em períodos bem anteriores a 135 ka e antes de aproximadamente 80 ka e 60 ka. Para esses períodos admite-se uma morfogênese mais ativa (chuvas intensas, gerando episódios de instabilidade física da superfície), capaz de transportar e depositar grandes volumes de sedimentos para o interior das cavernas, via fluxos

gravitacionais (leques aluviais e corridas de lama)(Piló, 1998). Gillieson (1996) destaca que as fortes flutuações do nível d'água, e subsequentes fluxos hídricos em condutos, podem remover todo ou parte do sedimento de um evento anterior.

Cavernas com depósitos fossilíferos também são freqüentes em diversas regiões cársticas brasileiras. Nesses sítios jazem ossadas de animais como preguiça-gigante, mastodonte, gliptodonte, tigre-dente-de-sabre, entre outros. Esses documentos paleobiológicos revelam-se fundamentais para o conhecimento taxonômico, anatômico e paleoecológico dos mamíferos quaternários (Ab'Saber, 1994). Datações radiométricas (Th/U) em cavernas do carste de Lagoa Santa possibilitaram, de forma indireta, a obtenção de idades superiores a 70 ka para fósseis da megafauna extinta (*Hoplophorus euphractus*). Também nessa região, restos ósseos e cropólitos de uma preguiça terrícola extinta foram datados em 9.700 anos B.P. (Prous, 1999).

As idades obtidas em Lagoa Santa e em outras regiões cársticas da Bahia demonstram que os sítios deposicionais contendo restos da antiga fauna pleistocênica não são resultado do mesmo evento e sim de vários eventos durante o Pleistoceno (Piló & Castro, 1999; Auler, 1999). Não foi confirmado o "sincronismo absoluto" proposto por Cartelle (1992).

6. Considerações Finais

O estudo do carste, como visto, tem passado por sucessivas mudanças nas concepções teóricas e na utilização de novas técnicas. Esses avanços têm proporcionado importantes estímulos aos geomorfólogos, na procura de meios para uma melhor estruturação teórico-metodológica de sua disciplina, assim como no emprego de um conjunto de procedimentos inovadores, visando uma crescente compreensão do relevo cárstico dentro de uma orientação geográfica mais global, na qual se insere a geomorfologia dinâmica.

A valoração dessa abordagem direciona a pesquisa para uma maior aproximação com áreas afins, dentre as quais a geologia, a pedologia e a espeleologia. Essas áreas apresentam uma afinidade estreita com a geomorfologia, pois abrangem as morfologias e os materiais que formam o conjunto espacial de análise, envolvendo o exocarste, o epicarste e o endocarste. As inter-relações entre morfologias e materiais constituintes, visando a análise de processos geomorfológicos atuais e passados, são fundamentais para o melhor entendimento do relevo cárstico.

Bibliografia

- Ab'Saber, A. N. (1994) Viagem ao mundo dos documentos paleobiológicos. *In*: Cartelle, C. 1994. Tempo Passado. Mamíferos fósseis em Minas Gerais. Belo Horizonte: Editora Palco. 132p.
- Auler, A. e Basílio, M.S. (1988) Geologia da região a leste de Santana do Riacho com ênfase ao estudo das feições cársticas. Belo Horizonte: Instituto de Geociências da UFMG. 80p. (Monografia de Graduação).
- Auler, A. (1994) Hydrogeological and Hydrochemical Characterization of The Matozinhos - Pedro Leopoldo Karst, Brazil. Bowling Green: Faculty of the Department of Geography and Geology / Western Kentucky. 110p. (Thesis, Master of Science).
- Auler, A. (1994a) Intercalação de filitos nos calcários da lapa do Boi, Sete Lagoas, MG: possível feição paleocárstica?. *Espeleo-Tema*, São Paulo, v.17, p.1-6.
- Auler, A., Rubioli, E. e Piló, L. B. (1994) Santuário Subterrâneo. *Revista Ciência Hoje*, Rio de Janeiro, n.101, p.70-71.
- Auler, A. (1999) Karst evolution and palaeoclimate of eastern Brazil. Bristol: Faculty of Science - University of Bristol. 269p. (Thesis).
- Baize, D. (1986) Couvertures Pedologiques, Cartographie et Taxonomie. *Science du Sol*, v. 24, n.3, p. 227-243.
- Barbosa, G.V. (1961) Notícia sobre o karst na mata de Pains. *Boletim Mineiro de Geografia*, Belo Horizonte, n.2 e 3, p.3-21.
- Bögli, A. (1960) Solution of limestone and karren formation. *In*: Sweeting, M. M. (Ed). 1983. Karst Geomorphology. Hutchinson Ross Publishing Company : Benchmark Papers in Geology, n.59, 12p.
- Bögli, A. (1964) Erosion par melange des eaux. *Internat. Jour. Speleology*, n.1, p. 61-70.
- Bögli, A. (1980) Karst Hydrology and Physical Speleology. Berlin: Springer Verlag, 284p.
- Boulet, R., Humbel, F.X. e Lucas, Y. (1982) Analyse structurale et cartographie en pédologie: II Une méthode d'analyse prenante en compte l'organisation tridimensionnelle de la couverture. III passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cah. ORSTOM, Ser.Pédol.* XIX-4, p.323-351.
- Boulet, R., Lucas, Y., Fritsch, E. e Paquet, H. (1993) Géochimie des paysages: le rôle des couvertures pédologiques. *In*: Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface" À la Mémoire de Georges Millot, Académie des Sciences et du Cadas. p.55-76.
- Brandt, W. (1988) Espeleologia aplicada aos estudos de impacto ambiental. *In*: Congresso de Espeleologia da América Latina e Caribe, 1, 1988, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: Unicop. p. 197-207.
- Bretz, J.H. (1942) Vadose and phreatic features of limestone caves. *J. Geol.* v.50, n.6, p. 75-811.
- Brewer, R. 1976. Fabric and mineral analysis of soils. Hunston / N. York: Robert E. Krieger Pubs. Co. 482p.
- Cartelle, C. (1992) Edentata e megamamíferos herbívoros extintos da Toca dos Ossos, Ouroândia, Bahia, Brasil. Belo Horizonte: Instituto de Ciências Biológicas da UFMG. 301p. (Tese de Doutorado).
- Ciric, M. (1967) Characteristics of soil formation on limestone and principles of limestone classification. *Soviet Soil Science*. S/N, p. 57-64.
- Corbel, J. (1959) Erosion en terrain calcaire. *Ann. Geog.* 68, p. 97-120.
- Correa-Neto, A.V.; Anisio, L.C.C. e Brandão, C.P. (1993) Um endocarste quartzítico na serra do Ibitipoca, SE de Minas Gerais. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, VII, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: SBG/MG. p.83-86.
- Coutard, J.P.; Kohler, H.C. e Journaux, A. (1978) Comentário do Mapa do Carst. Região de Pedro Leopoldo-Lagoa Santa, MG, Brasil. Laboratoire D'analyse et de Cartographie des Formations Superficielles de l'université de Caen, et le Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen - France. Escala 1:50.000.
- Cruz Júnior, F.W. (1998) Aspectos geomorfológicos e geoespeleologia do carste da região de Iraquara, centro-norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia. São Paulo: Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. 108p. (Dissertação de Mestrado).
- Cvijic, J. (1893) The dolines. *In*: Sweeting, M. M. (Ed). 1983. Karst Geomorphology. Hutchinson Ross Publishing Company : Benchmark Papers in Geology / 59, p. 19-37.
- Delvigne, J. (1983) Alteração. Instituto de Geociências da USP, São Paulo. 150p. (Apostila datilografada).
- Dreybrodt, W. (1990) The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestones: a model simulation of karst evolution. *Journal of Geology*, v.89 n.5, p. 639-655.
- Duchaufour, P. (1968) Évolution des sols conditionnée par le calcaire. *In*: L'évolution des Sols - Essai sur la dynamique des profils. Paris: Masson Et Cie, Éditeurs, Cap. IV. p.50-57.
- Dupont, H. (1978). O Bambuí e as mineralizações em Pb, Zn, Ag, F, e Ba. Projeto Zinco. Samitri, Relatório Interno.56p.
- Ek, C. e Quinif, Y. (1988) Les sediments detritiques des grottes: aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t.111, p.1-7.
- Ferrari, J.A. (1990) Interpretação de feições cársticas na região de Iraquara-Bahia. Salvador: Universidade Federal da Bahia. 93p. (Dissertação de Mestrado).
- Filizola, E. F. e Boulet, R. (1993) Une evaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brasil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.316, Série II, p.693-700.
- Ford, D.C. (1971) Geologic structure and a new explanation of limestones cavern genesis. *cave Res. Gp., G.B., Trans.*, v.13, n.2, p. 81-94.
- Ford, D. C. e Williams, P.W. (1989) Karst Geomorphology and Hidrology. 1.ed. London: Unwin Hyman. 601p.
- Gerstenhauer, A. e Pfeffer, (1966) Beitrage zur Frage der Lösungsfréudigkeit von Kalkgestein. *Abh. Karst und Hohlenkunde*. 2. p.1-46 apud Ford, D. C. e Williams, P.W. 1989. Karst Geomorphology and Hidrology. 1.d. London: Unwin Hyman. 601p.

- Gillieson, D. (1996) Caves - processes, development, management. Blackwell Publishers. 324p.
- Hasui, Y. e Mito, J. A. (Coord.) (1992) Geologia estrutural aplicada. 1.ed. São Paulo: ABGE/Grupo Votorantim. 204p.
- James, J.M. (1992) Corrosion par mélange des eaux dans les grottes de la plaine de Nullarbor, Australie. *Karstologia (Mémoires)*, n.2, p.334-348.
- Jennings, J.N. (1985) *Karst Geomorphology*. Oxford: Basil Blackwel. 281p.
- Karmann, I. (1994) Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 228p. (Tese de Doutorado em Geoquímica e Geotectônica).
- Kohler, H. C.; Coutard, J.P. e Queiroz Neto, J.P. (1978) Excursão a região cárstica ao norte de Belo Horizonte. In: *Colóquio Interdisciplinar Franco-brasileiro: Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e suas Aplicações em Regiões Tropicais*, São Paulo, USP, v. II, p. 20-43. (guia de excursões).
- Kohler, H. C. (1989) Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa- MG. São Paulo: Depto. de Geografia - Universidade de São Paulo. 113p. (Tese de Doutorado).
- Lamouroux, M. (1972) Étude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Thèse Sc., Strasbourg et Mém. ORSTOM*, n.56, 266p.
- Laureano, F.V. (1998) O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Ipa Doce e Torrinha, Município de Iraquara (BA). São Paulo: Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. 98p. (Dissertação de Mestrado).
- Lauritzen, S.E. e Lauritsen, A. (1995) Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons. *Cave and Karst Science*, v.21, n.2, p.55-59.
- Lehmann, H. (1936) *Morphological Studies in Java*. In: Sweeting, M.M. (Ed). 1983. *Karst Geomorphology*. Hutchinson Ross Publishing Company: Benchmark Papers in Geology / 59. p.320-328.
- Malta, I.M. (1995) Dinâmica e evolução do sistema cárstico da Lapa Vermelha de Pedro Leopoldo, MG. São Paulo: Depto. de Geografia - Universidade de São Paulo. 77p. (Dissertação de Mestrado).
- Moura, M.T.T. (1990) Mapeamento morfológico do carste da região de Prudente de Morais, MG. Belo Horizonte: Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia. 52p. (Monografia de Graduação).
- Myroie, J.E. e Carew, J.L. (1987) Field evidence of the minimum time for speleogenesis. *The NSS Bulletin*, n.49, p. 67-72.
- Osborne, R.A.L. (1984) Lateral facies, unconformities and stratigraphic reversals: Their significance for cave sediment stratigraphy. *Cave Science. transactions British Cave Research Association*. v. 11, n.3, p. 175-184.
- Palmer, A. N. (1991) Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, v.103, p.1-21.
- Parizzi, MG. (1993) A gênese e a dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos palinológicos, geomorfológicos e geológicos de sua bacia. Belo Horizonte: Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. 60 p. (Dissertação de Mestrado).
- Pedro, G. (1976) Sols argileux et argiles; elements généraux en vue d'une introduction à leur étude. *Science du Sol*, n.2, p.69-84.
- Pessoa, P.F. (1996) Caracterização hidrogeológica da região cárstica de Sete Lagoas-MG: potencialidades e riscos. São Paulo: Instituto de Geociências da USP. 101p. (Dissertação de Mestrado).
- Piló, L.B. (1989) A morfologia cárstica do baixo curso do rio Peruaçu, Januária-Itacarambi, MG. Belo Horizonte: Instituto de Geociências da UFMG, Depto. Geografia. 80p. (Monografia de Graduação).
- Piló, L.B. (1997) Rochas carbonáticas e relevos cársticos em Minas Gerais. *O Carste, Belo Horizonte*, v.19, n.3, p.72-78.
- Piló, L.B. (1998) Morfologia cárstica e materias constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, MG. São Paulo: Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo - USP. 268p. (Tese de Doutorado).
- Piló, L.B. (1999) Ambientes cársticos de Minas Gerais: valor fragilidade e impactos ambientais decorrentes da atividade humana. *O Carste, Belo Horizonte*, v.19, n.3, p.51-78.
- Piló, L.B. e Castro, S.S. (1999) Registros paleoambientais nos depósitos das cavernas Baú e Macacos, Carste de Lagoa Santa, MG. In: *Resumos do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, Porto Seguro - BA, CD - ICP018.PDF*.
- Prous, A. (1999) As primeiras populações do Estado de Minas Gerais. In: Tenorio, M.C. (Org.). *Pré-História da Terra Brasilis*. 1.ed. Rio de Janeiro: UFRJ. p.101-114.
- Pulina, M. (1971) Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 5, p. 79-92.
- Renault, P. (1967) Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénese. *Ann. Spéléol.*, n.22 & 23, p. 1- 17, 209-267 et 259 - 307.
- Silva, A.B., Moreira, C.V.R. e Auler, A.S. (1987) Estudo da Dinâmica dos recursos hídricos da região cárstica dos municípios de Lagoa Santa, Pedro Leopoldo e Matozinhos. CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. Belo Horizonte. 32p.
- Silva, A.B., Costa, P.C.G., Cavanellas, E.A.P.P., Santos, A.P. e Bonvincini, D.A. (1988) Abatimento de solo na cidade de Sete Lagoas. CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. Belo Horizonte. 13p.
- Smith, D.I e Atkinson, T.C. (1976) Process, landforms and clima in limestone regions. In: Derbyshire, E. (Ed). London: Wiley. p. 369-409.
- Tricart, J. (1956) O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte (Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, n.4, p. 3-20.
- Urbani, F.P. (1986) Notas sobre el origen de las cavidades en rocas cuarcíferas Precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. *Interciência*, v.11, n.6, p.298-300.

- Williams, P.W. (1971) Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, n.15, p. 40-61.
- Williams, P.W. (1985) Subcutaneous hydrology and the development of dolines and cockpit Karst. *Z. Geomorph. N.F.* 29; 4, p.463-482.
- White, W.B. (1984) Rates processes: Chemical kinetics and karst landform development. *In: Groundwater as a geomorphic Agent*. R.G. Lafleur Ed. (Allen and Unwin, Boston). p. 227- 248.
- White, W. B. (1988) *Geomorphology and hidrology of Karst Terrains*. 1.ed. Oxford: Oxford University Press. 464p.
- Yuan, D. (Ed.) (1991) *Karst of China*. 1ed. Beijing: Geological Publishing House. 224p.