



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
FIRENZE

FLORE

Repository istituzionale dell'Università degli Studi di Firenze

Speleogenesi e morfologia dei sistemi carsici in rocce carbonatiche

Questa è la Versione finale referata (Post print/Accepted manuscript) della seguente pubblicazione:

Original Citation:

Speleogenesi e morfologia dei sistemi carsici in rocce carbonatiche / J. De Waele; L. Piccini. - STAMPA. - (2008), pp. 23-74.

Availability:

This version is available at: 2158/776576 since:

Publisher:

M. Parise

Terms of use:

Open Access

La pubblicazione è resa disponibile sotto le norme e i termini della licenza di deposito, secondo quanto stabilito dalla Policy per l'accesso aperto dell'Università degli Studi di Firenze (<https://www.sba.unifi.it/upload/policy-oa-2016-1.pdf>)

Publisher copyright claim:

(Article begins on next page)



ASSESSORATO AREE PROTETTE
Provincia di TARANTO



ASSESSORATO ALL'AMBIENTE
Comune di GROTTAGLIE



**SOCIETÀ
SPELEOLOGICA
ITALIANA**

SOCIETÀ
SPELEOLOGICA ITALIANA



COMMISSIONE NAZIONALE
SCUOLE DI SPELEOLOGIA
SSI



FEDERAZIONE
SPELEOLOGICA PUGLIESE



SPELEO CLUB
CRYPTAE ALIAE

ATTI del 45° Corso CNSS-SSI di III livello
di

GEOMORFOLOGIA CARSICA

a cura di

Mario Parise, Salvatore Inguscio e Aurelio Marangella



GROTTAGLIE CASTELLO EPISCOPIO 2-3 FEBBRAIO 2008

SPELEOGENESI E MORFOLOGIA DEI SISTEMI CARSICI IN ROCCE CARBONATICHE

JO DE WAELE ⁽¹⁾, LEONARDO PICCINI ⁽²⁾

⁽¹⁾ *Istituto Italiano di Speleologia, Bologna (jo.dewaele@unibo.it)*

⁽²⁾ *Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze (leonardo.piccini@unifi.it)*

1. INTRODUZIONE

Queste pagine descrivono in forma sintetica i processi che portano alla formazione delle grotte (speleogenesi) in rocce carbonatiche (calcari e dolomie) e le forme che questi processi producono alle diverse scale. Si tratta di un argomento molto vasto, nonostante la limitazione alle sole rocce carbonatiche e tralasciando quindi importanti rocce solubili come i gessi (FORTI & GRIMANDI, 1986; KLIMCHOUK *et alii*, 1996; CALAFORRA, 1998; MACALUSO *et alii*, 2002; FORTI, 2004).

Per quanto riguarda la morfologia delle grotte ci si è limitati a descrivere le sole forme di dissoluzione e di erosione meccanica, essendo quelle più strettamente legate ai processi speleogenetici. Non è quindi descritta la genesi dei riempimenti di origine fisica (riempimenti clastici) e di quelli chimici (speleotemi) né le forme che questi assumono. Si è inoltre scelto di non entrare, se non indirettamente, in argomenti che pure sono strettamente correlati con la speleogenesi, come la geomorfologia carsica di superficie o l'idrogeologia degli acquiferi carsici. Per approfondire questi argomenti esistono ormai diversi testi di carattere generale che descrivono le particolari caratteristiche geomorfologiche ed idrogeologiche delle aree carsiche e i processi speleogenetici nelle diverse tipologie di rocce. Tra questi ricordiamo, per citare solo i più recenti, i volumi di A. BÖGLI (1980), W.B. WHITE (1988), W. DREYBRODT (1988), D.C. FORD & P.W. WILLIAMS (1989, 2007), A.B. KLIMCHOUK *et alii* (2000) e A.N. PALMER (2007), in cui il lettore potrà trovare i necessari approfondimenti dei temi trattati in queste pagine, nonché una vasta bibliografia di riferimento.

Quelli descritti in queste pagine sono dunque processi e situazioni che hanno valenza generale e che sono spesso riconoscibili nella gran parte dei sistemi carsici sotterranei. Non di meno le eccezioni sono numerose, ma si è evitato di descrivere situazioni particolari, se non in forma di esempi. Il testo rappresenta quindi un compendio delle principali conoscenze relative alla speleogenesi in rocce carbonatiche, che speriamo possa costituire un utile supporto didattico nell'ambito di corsi di specializzazione di speleologia fisica.

2. IL PROCESSO CARSIKO

2.1 Cenni introduttivi

Per carsismo s'intende l'insieme di processi d'asportazione delle rocce in cui il fenomeno dominante è quello della dissoluzione della roccia in acqua.

La parola *Carso* può essere ricondotta al termine pre-Indo-Europeo *karra* o *gara*, che significa "pietra" e che si trova in molte lingue dell'Europa e del Medio Oriente. La parola slovena *Kras*, che indica la regione rocciosa tra Trieste e la Slovenia occidentale (il Carso classico), ha la stessa origine (CVJIĆ, 1893; GAMS, 1993).

Il processo carsico lascia quindi un'impronta caratteristica sul paesaggio e sulla morfologia a scala medio-piccola su rocce solubili (soprattutto quelle carbonatiche). La dissoluzione avviene naturalmente solo dove è presente acqua in forma liquida, e quindi in zone temperate, tropicali ecc., attuali o passate. In aree in cui piove pochissimo, oppure in cui predomina il ghiaccio, il processo carsico tenderà ad avere scarsa efficacia rispetto ad altri processi morfogenetici essenzialmente di tipo meccanico (erosione fluviale, eolica, glaciale, ecc.).

La dissoluzione avviene con maggiore efficacia in presenza di condizioni strutturali e tessiturali adatte, date dalla presenza di discontinuità (stratificazione, diaclasi, fratture, ecc.) e dalla loro permeabilità (capacità di lasciar passare l'acqua). In realtà va ricordato che tutte le rocce, in una certa misura, sono solubili in acqua, ma solo alcune portano, in certe condizioni morfoclimatiche, allo sviluppo del tipico assetto idrologico e di forme carsiche. Queste rocce sono, in ordine d'importanza, quelle carbonatiche (composte da calcite, dolomite, ecc.), quelle evaporitiche (composte da salgemma, gesso, anidrite, ecc.) e le quarziti (composte da quarzo).

Le rocce evaporitiche più importanti dal punto di vista carsico sono il gesso e il salgemma. Nel caso del salgemma (NaCl, ossia il sale da cucina), la dissoluzione è diretta, con la dissociazione ionica del sale nell'acqua. I depositi di salgemma in affioramento sono talmente solubili che sono distrutti dalle acque meteoriche in breve tempo. Il carsismo nei sali è quindi importante soprattutto in regioni aride: Monte Sedom in Israele (FRUMKIN, 1994), Catena dello Zagros in Iran (BOSAK *et alii*, 1999), Cordillera de la Sal in Chile (PADOVAN, 2003; FRYER, 2005; DE WAELE *et alii*, in stampa).

Il gesso, invece, affiora più di frequente, e per la sua elevata solubilità espone rapidamente forme carsiche sia epigee sia ipogee. Il gesso si discioglie in acqua secondo una reazione di dissociazione anch'essa indipendente dalla concentrazione dell'anidride carbonica. Anche altre rocce possono mostrare morfologie dovute alla dissoluzione: le rocce silicee e le rocce silicatiche. Tra le prime citiamo la quarzite e l'arenaria quarzifica, tra le altre si annoverano ad esempio i graniti. La dissoluzione del quarzo è causata dall'idratazione, in cui SiO₂ reagisce con l'acqua (H₂O) per formare l'acido silicico (H₂SiO₄), a sua volta solubile in acqua. Nei graniti non si tratta di un vero processo di dissoluzione, ma di idrolisi, in cui alcuni minerali (feldspati) si alterano reagendo con l'acqua, mentre i prodotti dell'alterazione (argille) sono portati via dall'acqua. I depositi di quarzite e di arenaria quarzifica in affioramento mostrano i segni della dissoluzione soltanto in alcuni particolari casi: in genere si tratta di rocce molto antiche che hanno attraversato lunghi periodi con abbondanti piogge a temperature piuttosto alte (es. clima

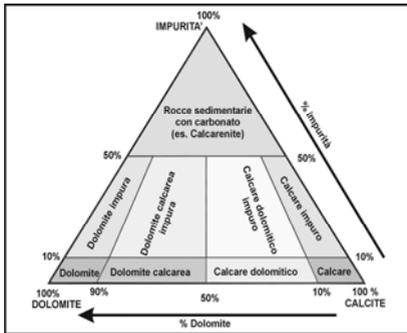


Fig. 2 - Classificazione delle rocce carbonatiche (da LEIGHTON & PENDEXTER, 1962)

potabili attualmente utilizzate proviene da aree carsiche.

2.3 La solubilità dei carbonati ed il ruolo della CO₂

La solubilità della calcite in acqua pura (quindi senza CO₂) a 25°C è intorno a 14 mg/L, solo di poco superiore al quarzo (ca. 10 mg/L). Con piccole quantità di CO₂ disciolto (Pco₂ = pressione parziale dell'anidride carbonica in acqua = 0,001 bar) e a temperatura di 25°C in 1 litro d'acqua si sciolgono 60 mg di calcite, 50 di dolomite, 10 di quarzo, 2400 di gesso e 360.000 di sale. Quando invece la Pco₂ è di 100 volte più alta (0,1 bar) alla stessa temperatura la solubilità dei carbonati aumenta notevolmente (400 mg/L di calcite e 300 mg/L di dolomite), mentre quella degli altri minerali non varia.

E' evidente, quindi, che l'elevata solubilità delle rocce carbonatiche in natura è imputabile alla presenza del biossido di carbonio (CO₂), che andando in soluzione nell'acqua forma l'acido carbonico (H₂CO₃) il quale, a sua volta, si dissocia contribuendo a rendere acida la soluzione con la produzione di protoni (H⁺).

L'anidride carbonica è presente nell'atmosfera e nell'aria contenuta nel suolo. La sua concentrazione in una miscela di gas è normalmente espressa in pressione parziale (in percentuale). Più aumenta la pressione parziale di CO₂ nell'aria e sulla superficie aria-acqua, più CO₂ verrà disciolta in acqua. I valori di CO₂ sono, nell'aria circa 0,038%, nel suolo variano tra 0,1 e 15% (solitamente 0,3-10 %), mentre nell'atmosfera di una grotta oscillano tra 0,5 e 1% (cioè sino a circa 25 volte superiore alla concentrazione di CO₂ nell'atmosfera esterna !!) (Fig. 3).

La CO₂ presente nel suolo è indubbiamente la più importante fonte di questo gas. La quantità di CO₂ in un suolo dipende da: porosità del suolo, attività biologica, temperatura, presenza dell'acqua e profondità. Si deduce facilmente quindi che la quantità di CO₂ nei suoli dipende largamente dal tipo di substrato e di suolo, dal clima e dalla stagione.

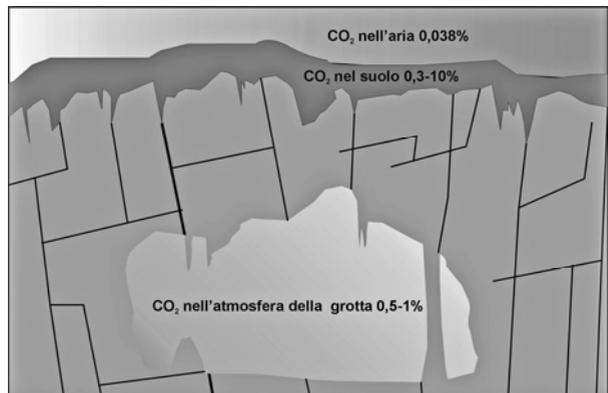


Fig. 3 - Concentrazioni di CO₂ nell'aria, nel suolo e nell'atmosfera di una grotta.

In suoli ben sviluppati le attività biologiche, responsabili per la produzione della CO₂, sono molto intense soprattutto nell'orizzonte B. Le stesse attività biologiche s'intensificano a temperature tra 20 e 65°C, mentre rallentano a temperature più basse. La CO₂ viene quindi prodotta a livello del suolo soprattutto durante la stagione calda, diminuendo durante la stagione fredda. Nell'emisfero N le massime concentrazioni di CO₂ nell'aria di grotta (o nell'epicarso) si riscontrano durante l'estate (luglio-settembre), mentre le minime corrispondono ai mesi di gennaio-marzo (Fig. 4).

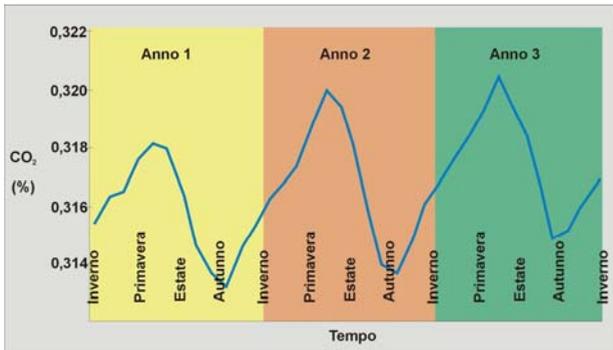


Fig. 4 - Variazione annuale e stagionale delle concentrazioni di CO₂ in un suolo alle nostre latitudini.

In suoli troppo asciutti, inoltre, i processi di decomposizione rallentano: la produzione di CO₂ è ottimale con valori d'umidità relativa tra 50 e 80%. In aree tropicali si raggiungono i valori più alti (Pco₂ tra 0,2 e 15%), mentre in

aree temperate i valori di Pco₂ sono compresi tra 0,1 e 6%. Nelle tundre artiche, così come nelle praterie alpine, tali valori scendono e nella breve stagione di disgelo oscillano tra 0,2 e 1%.

2.4 La dissoluzione

La dissoluzione del carbonato di calcio in acqua arricchita in anidride carbonica può essere espressa dall'equilibrio:

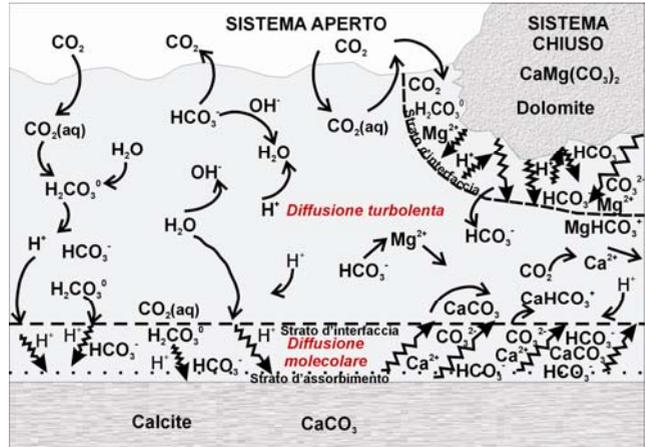


Si tratta quindi di una reazione che si può svolgere sia verso destra (sciogliendo il carbonato di calcio), sia verso sinistra (depositandolo). In realtà questa reazione non è altro che il risultato di 6 reazioni che avvengono contemporaneamente. Queste sono:

- la dissoluzione dell'anidride carbonica: $\text{CO}_2 (\text{gas}) \leftrightarrow \text{CO}_2 (\text{aq})$;
- la formazione dell'acido carbonico: $\text{CO}_2 (\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$;
- la doppia dissociazione dell'acido carbonico: $\text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ e $\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$;
- la dissociazione dell'acqua: $\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$;
- e la dissoluzione del carbonato di calcio: $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$

Tutte queste reazioni sono influenzate dalla pressione parziale della CO₂, dalla temperatura e dall'acidità (concentrazione in H⁺ o pH). La reazione più lenta è quella in cui si forma l'acido carbonico, e questa reazione andrà ad influire poi su tutte le altre reazioni. La reazione globale si svolge in modo diverso in un sistema aperto rispetto ad un sistema chiuso (Fig. 5). Un sistema viene definito aperto quando tutte le fasi di stato, ossia solido, liquido e gas, sono libere di scambiarsi molecole contemporaneamente. In un sistema aperto ideale tale condizioni permangono fino a quando si raggiunge l'equilibrio

Fig. 5 - Reazione di dissoluzione del carbonato di calcio in sistemi chiusi ed aperti: sistema aperto roccia-acqua-aria (sopra), sistema chiuso acqua-acqua-aria (mezzo) e sistema chiuso roccia-acqua (sotto).

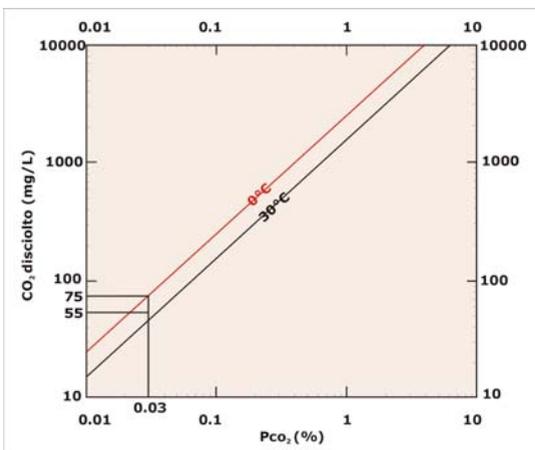


termodinamico (es., laghetto su calcare in grotta a contatto con aria). In un sistema chiuso, invece, soltanto due fasi possono interagire contemporaneamente in un determinato luogo (es., aria-acqua in una goccia d'acqua sospesa nell'aria, o acqua-roccia in una fessura saturata).

In un sistema aperto, man mano che le molecole di CO₂ reagiscono con l'acqua (H₂O) e si trasformano in acido carbonico (H₂CO₃) che rilascia ioni bicarbonato (HCO₃⁻) e protoni (H⁺), e questi vengono consumati attraverso la reazione con il carbonato di calcio (CaCO₃) creando molecole di bicarbonato (HCO₃⁻) in soluzione, nuove molecole di CO₂ possono passare dall'aria all'acqua sostenendo l'intero processo fino a quando non viene raggiunto l'equilibrio termodinamico.

Nel sistema chiuso Aria-Acqua le due fasi interagiscono tra loro fino a quando la soluzione diviene satura in CO₂ e nei suoi prodotti derivati: acido carbonico H₂CO₃ e ioni bicarbonato HCO₃⁻. Ad equilibrio termodinamico raggiunto le concentrazioni delle sostanze in soluzione non variano più.

Nel sistema chiuso Roccia-Acqua (es. frattura capillare piena d'acqua) le due fasi interagiscono tra loro fino a quando la soluzione consuma tutta la CO₂ ed i suoi prodotti derivati (acido carbonico H₂CO₃ e ioni bicarbonato HCO₃⁻) attraverso la reazione con il carbonato di calcio CaCO₃. Rispetto al sistema aperto, dove la CO₂ consumata può essere rimpiazzata con quella presente nell'aria, la quantità di calcite disciolta sarà molto minore, di circa il 40%. Questo perché per sciogliere una molecola di CaCO₃ viene consumata una molecola di CO₂ in soluzione. Ciò fa abbassare la pressione parziale della CO₂ in soluzione e porterà alla saturazione della soluzione in CaCO₃ disciolta.



In Figura 6 è rappresentata la dissoluzione dei due principali minerali carbonatici in un sistema chiuso acqua-roccia e, per la dolomite, in un sistema aperto aria-acqua-roccia.

Fig. 6 - Dissoluzione della dolomite e della calcite.

2.5 Altri fattori che influenzano la dissoluzione

Valori più alti di CO₂ aumentano il potere solvente dell'acqua, ma esistono altri fattori che influiscono, sia direttamente sia indirettamente, sulla solubilità di un carbonato in acqua. Questi fattori sono la temperatura, la pressione, la presenza di altri acidi (piogge acide, acidi organici, ossidazione di metalli, ecc.), l'effetto dello ione comune, l'effetto della forza ionica, l'effetto dell'accoppiamento ionico, l'effetto della miscelazione e le presenza di elementi in tracce.

2.5.1 Temperatura

Con P_{CO₂} = 0,03% a 25°C si sciolgono 55 mg/L di CaCO₃ nell'acqua. Abbassando la temperatura di 25° (quindi fino a 0°C) tale valore aumenta fino a 75 mg/L. Il carbonato di calcio è quindi più solubile in acque fredde, a causa del fatto che la CO₂ è più solubile in acqua a temperatura più bassa.

2.5.2 Pressione

La solubilità della CO₂ dipende anche dalla pressione (pensiamo all'acqua gassata per esempio). Un aumento nella pressione idrostatica fa incrementare la solubilità della CO₂ e conseguentemente del carbonato in acqua. Questo processo è rilevante nelle prime centinaia di metri dell'acquifero, con aumenti della solubilità di circa 6 mg/L per ogni 100 metri di colonna d'acqua. Un esempio è dato da grotte che vengono inondate repentinamente: in nicchie sul soffitto può venire intrappolata dell'aria che viene compressa, causando la dissoluzione della CO₂ e quindi un aumento dell'aggressività dell'acqua, con la possibile formazioni di cupole e canali di volta. L'effetto dell'aumento di solubilità dell'anidride carbonica in profondità (ad alta pressione) è molto importante soprattutto in presenza di CO₂ ipogenica. In questo caso l'effetto combinato di abbassamento di temperatura (man mano che l'acqua sale in superficie) e diminuzione della pressione (con rilascio di bolle di CO₂ che dissolve istantaneamente nell'acqua) può creare zone di rinnovata aggressività delle acque.

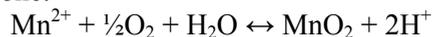
2.5.3 Altri acidi

Dall'analisi delle 6 reazioni che intervengono nella dissoluzione del carbonato di calcio è evidente che l'aggiunta di protoni H⁺ (diminuzione del pH) aumenta il potere dissolutivo della soluzione. I protoni possono essere forniti alla soluzione da altri acidi, tra cui quello solforico è senz'altro il più importante in natura. Questo acido può essere prodotto dall'ossidazione di acido solfidrico H₂S, spesso legata a fonti organiche come giacimenti di idrocarburi, attraverso la seguente reazione: $H_2S + 2 O_2 \leftrightarrow 2 H^+ + SO_4^{2-}$

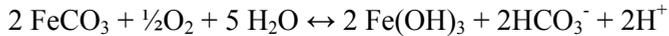
Un altro modo per produrre acido solforico è attraverso l'ossidazione di solfuri come la pirite, attraverso la reazione:



Acidi diversi da quello carbonico e solforico, come ad esempio l'acido cloridrico (HCl), sono talvolta presenti in natura in basse concentrazioni. L'acidità può derivare anche dall'ossidazione di metalli come il manganese. I protoni H⁺ in questo caso vengono prodotti attraverso la reazione:

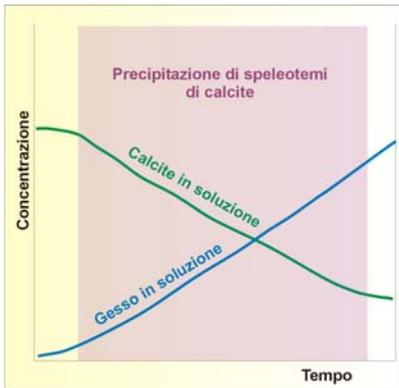


Un altro esempio in cui si possono liberare nell'ambiente protoni è dato dall'ossidazione di minerali carbonatici come la siderite:



2.5.4 Effetto dello ione comune

L'effetto dello ione comune, noto anche come dissoluzione incongruente, si verifica quando due sostanze minerali differenti introducono nel solvente (in questo caso l'acqua) uno ione in comune. Ciò causa un abbassamento della solubilità di ambedue i minerali. Il



classico esempio è la dissoluzione del gesso in acque carbonatiche (Fig. 7). Il gesso, essendo più solubile, introduce più rapidamente ioni Ca^{2+} nella soluzione, abbassando di conseguenza la solubilità del carbonato (calcite, dolomite o aragonite). Per questo motivo in grotte di gesso troviamo facilmente concrezioni di calcite, e per la stessa ragione, in grotte nelle rocce dolomitiche precipitano concrezioni di calcite.

Fig. 7 - Dissoluzione di gesso e dissoluzione-precipitazione di carbonato di calcio in un sistema acqua-carbonato e gesso.

2.5.5 Effetto della forza ionica e dell'accoppiamento ionico

L'introduzione nell'acqua di ioni come Na^+ , K^+ e Cl^- fa decrescere l'attività ionica degli ioni in soluzione, nel caso di acque in aree carbonatiche ricche di Ca^{2+} , HCO_3^- ecc. Questo causa un aumento della solubilità dei minerali carbonatici e del gesso. L'effetto è molto evidente nel caso in cui all'acqua bicarbonatica è aggiunta acqua salmastra o salata (come nel caso delle aree carsiche costiere) anche (e soprattutto) in piccole quantità.

Inoltre, la forza ionica degli anioni e dei cationi presenti nell'acqua causa l'accoppiamento di una certa quantità di questi ioni, mentre altri rimangono "liberi" nella soluzione. Anche gli ioni accoppiati causano un abbassamento dell'attività degli ioni e ciò causa un aumento della solubilità. Le coppie ioniche ricorrenti nelle acque carsiche sono CaHCO_3^+ , CaCO_3^0 , MgHCO_3^+ , MgCO_3^0 , CaSO_4^0 e MgSO_4^0 . Quest'ultimo fenomeno diventa rilevante soprattutto in soluzioni che arrivano ad avere concentrazioni di sali disciolti che superano i 100 mg/L.

2.5.6 L'effetto della miscelazione

L'effetto della miscelazione, anche noto come Effetto BÖGLI (BÖGLI, 1964), avviene quando si ha il mescolamento di due soluzioni sature ad una certa temperatura. A causa della curva di dissoluzione del carbonato di calcio in funzione della CO_2 , che non è una semplice retta ma diminuisce gradualmente con l'aumentare della concentrazione di carbonato disciolto, il mescolamento porta ad una nuova soluzione sottosatura alla stessa temperatura e quindi aggressiva (potrà sciogliere ulteriore calcare). Per esempio, una soluzione A (20 mg/L CO_2) scioglierà 200 mg/L CaCO_3 , una soluzione B (150 mg/L CO_2) scioglierà 400 mg/L CaCO_3 . La miscela delle due (soluzione C), conterrà 85 mg/L di CO_2 in grado di sciogliere 340 mg/L, circa 40 mg in più. Questo processo assume una

certa importanza soprattutto nelle profondità dell'acquifero carbonatico, dove circolano soltanto soluzioni sature non più in grado di sciogliere la roccia.

2.5.7 Presenza di elementi in tracce

La presenza di piccole quantità di certi metalli può abbassare sensibilmente la solubilità del carbonato di calcio. Ciò pare sia dovuto all'assorbimento da parte della calcite di questi metalli nella posizione in cui è più facile la dissoluzione del carbonato, di fatto inibendone il passaggio in soluzione. In genere quest'effetto, descritto in laboratorio a pressione di CO₂ elevata (1 atm) e con concentrazioni di metalli abbastanza alte (alcuni mg), appare poco influente nell'ambiente naturale. Ioni che possono avere una limitata influenza sulla solubilità della calcite paiono essere il fosfato PO₄³⁺, Mn²⁺ e Mg²⁺.

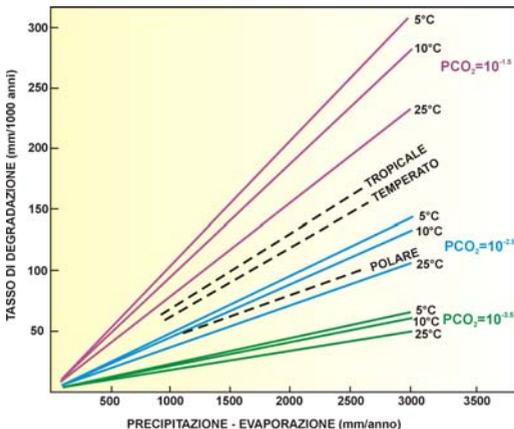
2.6 Intensità della dissoluzione (corrosione) carsica

Per valutare l'intensità e quindi la velocità dell'evoluzione carsica alcuni autori utilizzano il tasso di degradazione (*denudation rate*) espresso in m³/km² l'anno oppure mm/1000 anni. Questo valore dipende dalle condizioni climatiche (pluviometria, temperatura, evapotraspirazione) e dalla pressione parziale di CO₂.

L'intensità della corrosione carsica può essere calcolata sulla base della formula proposta da MARIAN PULINA (CORBEL, 1975; PULINA & SAURO, 1993):

$$Dm = 12,6 (Cu - Ci) Q y / A$$

dove: Dm = Tasso di degradazione (mm/anno), Cu = Mineralizzazione media delle acque in uscita (fiumi e/o sorgenti; mg/L), Ci = Mineralizzazione media delle acque in entrata (pioggia, fiume alloctono; mg/L), Q = Quantità media di acque in uscita dall'area carsica (L), A = superficie del bacino idrografico (km²) e y = Variabile legata a condizioni climatiche ed ambientali (tra 0,3-3, mediamente uguale a 1).



I valori più alti di tasso di degradazione si riscontrano in aree ad alta piovosità (Lapponia 400 mm/ka, Papua Nuova Guinea 450 mm/ka), alle nostre latitudini varia tra 20-70 mm/ka mentre in zone dove piove veramente poco si avvicina a 0 (es. 7 mm/ka in Algeria; Fig. 8).

Fig. 8 - Intensità della corrosione carsica in relazione alla precipitazione efficace (precipitazione - evaporazione) e a varie pressioni parziali di CO₂.

3. SPELEOGENESI IN ROCCE CARBONATICHE

3.1 Cenni introduttivi

La speleogenesi è l'insieme dei processi che portano alla formazione delle grotte, dove per grotta s'intende "una cavità naturale di dimensioni tali da essere accessibile

all'uomo". I processi speleogenetici sono molteplici e si manifestano in tutti i contesti geologico-ambientali. Esistono grotte formate da processi che non includono la dissoluzione carsica (grotte vulcaniche, grotte nei ghiacciai, grotte di crollo, ecc.), ma la maggior parte delle grotte è formata prevalentemente da processi di dissoluzione in rocce carbonatiche (speleogenesi carsica), ed è di questi che ci occuperemo in questo capitolo.

Nelle rocce carbonatiche le grotte si formano essenzialmente grazie a due tipi di processi in cui l'agente è l'acqua: processi chimici (dissoluzione della roccia e corrosione) e processi fisici (erosione). Le acque coinvolte possono essere di origine meteorica (epigeniche: ricarica della roccia solubile dall'alto verso il basso), oppure possono essere acque profonde (ipogeniche: ricarica della roccia solubile dal basso verso l'alto). Come visto nel capitolo precedente, le principali sostanze acide che partecipano al processo carsico possono essere l'acido carbonico (H_2CO_3) e l'acido solforico (H_2SO_4).

Capire come si formano i sistemi carsici nelle varie situazioni geologico-strutturali e climatiche consente di utilizzare queste conoscenze anche in alcuni campi scientifici applicati, in particolare:

- l'idrogeologia carsica: è sicuramente il campo applicativo più importante, anche perché le acque carsiche diventano via via più importanti (perché abbondanti);
- gli idrocarburi: il ruolo della porosità carsica (permeabilità e porosità causata da processi di dissoluzione) nella migrazione e nello stoccaggio di fluidi mineralizzati (idrocarburi soprattutto);
- geologia ambientale: pedologia, doline di crollo e subsidenze, inquinamento delle falde ecc.;
- studi paleo-ambientali e paleo-climatici: lo studio delle morfologie e dei depositi di grotta può aiutare a ricostruire la storia geologica e geomorfologica di ampi territori.

3.2 Brevi cenni storici

Mentre le prime descrizioni, spesso fantasiose, di grotte risalgono a tempi remoti, gli studiosi iniziarono a vedere grotte come formate dalle acque soltanto alla fine del XVIII secolo (es. ALEXANDER CATCOTT (Galles; 1756): grotte formate da acque legate all'inondazione universale; SHAW, 1992). Le prime teorie speleogenetiche nascono nel vecchio continente, ed uno dei padri della geologia, CHARLES LYELL (UK), ed indipendentemente il francese CHARLES EDOUARD THIRRIA (Francia; 1830) sono tra i primi nel mondo scientifico che iniziano a capire che la CO_2 è di fondamentale importanza per la dissoluzione del calcare (KLIMCHOUK *et alii*, 2000 e relativa bibliografia). A questi tempi si pensava che le grotte si formassero esclusivamente per acque correnti sotterranee. Anche EDOUARD-ALFRED MARTEL (Francia; 1896), da molti ritenuto il padre della scienza speleologica, sposa l'idea per cui tutte le grotte si formano per erosione e corrosione da parte delle acque sotterranee. In questi primi anni la maggior parte degli scienziati credeva che non potesse esistere un livello freatico ma soltanto dei fiumi sotterranei. L'inglese FRANKLEN GEORGE EVANS (1870), invece, affermava che le grotte si formano anche al di sotto della tavola d'acqua. All'inizio del XX secolo ALFRED GRUND (Austria; 1903) suddivideva l'acquifero carsico in una zona dinamica sopra ed una zona satura e statica sotto la tavola d'acqua regionale. JOVAN CVIJIC (ex-Yugoslavia;

1893, 1918) perfezionava questo modello, suddividendo il carso in una zona di percolazione, una zona intermedia d'oscillazione ed una zona inferiore. A partire dagli anni '30 i nord-americani iniziano ad interessarsi sempre di più al mondo sotterraneo, soppiantando presto gli studiosi europei. WILLIAM MORRIS DAVIS (1930) riteneva che in un primo ciclo la dissoluzione della roccia calcarea, e quindi la formazione delle grotte, avvenisse sotto la tavola d'acqua, anche seguendo tracciati molto profondi. Quando queste grotte, a causa di vari processi, erano sollevate al di sopra della tavola d'acqua iniziava il secondo ciclo evolutivo, con riempimento e, infine, totale fossilizzazione. JAMES H. GARDNER (1935) introduceva il significato di "strato carsificabile", costituito da una porzione di roccia più permeabile in cui viene favorita la formazione delle grotte. Le grotte iniziano a formarsi quando vi è gradiente idraulico che consente all'acqua di scorrere per gravità dalla zona di alimentazione alla zona di affioramento.

Dopo la II Guerra Mondiale le pubblicazioni si susseguono e le conoscenze aumentano esponenzialmente, grazie anche alle crescenti esplorazioni speleologiche e allo sviluppo tecnologico. Dalla fine degli anni '50 gli studi sulla speleogenesi affrontano l'argomento da tre lati:

- interpretazione della formazione delle grotte attraverso lo studio della loro morfologia, del contesto geologico e dei sedimenti ospitati;
- la speleogenesi vista sotto l'aspetto idrogeologico, con l'obiettivo di capire l'evoluzione di una rete carsica e di un sistema di drenaggio sotterraneo;
- gli aspetti chimici e fisici della formazione dei vuoti sotterranei e delle condotte carsiche (dissoluzione, dinamica dei fluidi ecc.).

3.3 Speleogenesi ed idrogeologia

La formazione di un sistema carsico in una determinata area geografica con un certo tipo di clima dipende principalmente da fattori di tipo idrogeologico. Tra i fattori maggiormente influenti ci sono la provenienza dell'acqua (profonda o superficiale) e la quantità di essa che s'introduce nel sistema in funzione dello spazio e del tempo (PALMER, 1991, 2007; KLIMCHOUK *et alii*, 2000; PALMER & AUDRA, 2004).

3.3.1 Provenienza delle acque

A seconda della provenienza delle acque i processi speleogenetici cambiano, e quindi anche le risultanti morfologie saranno differenti. Una prima distinzione è quella tra grotte formate da acque epigeniche ed ipogeniche.

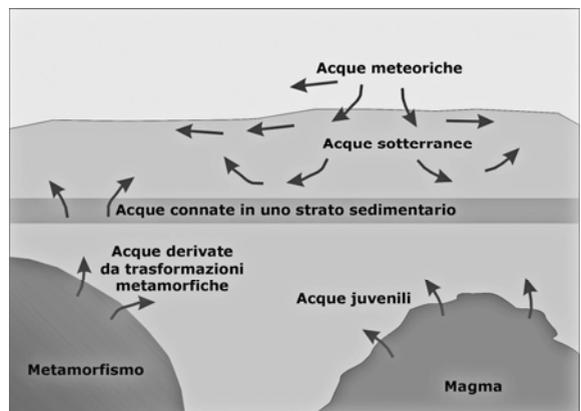


Fig. 9 - Acque meteoriche e acque profonde.

Le acque epigeniche sono di norma discendenti, e la loro aggressività chimica deriva da fonti presenti sulla superficie terrestre, legate in altre parole a processi esogeni.

Le acque ipogeniche, invece, sono salienti e l'aggressività chimica deriva in genere da fonti profonde, legate quindi a processi endogeni. In figura 9 sono raffigurate le varie acque epigeniche (meteoriche) e ipogeniche (meteoriche più o meno vecchie, connate, metamorfiche e juvenili).

3.3.2 Tipo di alimentazione

Un altro fattore che influenza molto i processi speleogenetici, e quindi la morfologia finale dei sistemi carsici, è il tipo di alimentazione dell'acquifero carsico. Si distinguono, per le acque epigeniche, infiltrazione alloctona, infiltrazione concentrata autoctona, infiltrazione diffusa diretta ed infiltrazione diffusa indiretta.

Per le acque ipogeniche, invece, si distinguono iniezione basale di acque meteoriche (antiche), risalita di acque termali a chimismo bi-carbonatico e risalita di acque termali a chimismo solfatico.

Infiltrazione alloctona

Dove le aree carsiche sono confinanti con terreni impermeabili a quote più elevate, l'alimentazione può provenire da bacini a deflusso superficiale. I fiumi, che scorrono su rocce non solubili, quando arrivano su rocce carbonatiche tendono a penetrare nel sottosuolo attraverso inghiottitoi e valli cieche. Le acque sono in genere sottosature (quindi più aggressive), nonché con abbondante carico solido, e soggette a variazioni di portata notevoli (PALMER, 2001).

Infiltrazione concentrata autoctona

E' il meccanismo speleogenetico classico, in cui grotte si formano a partire da più punti di ricarica costituiti da inghiottitoi e/o doline con alimentazione soltanto da rocce carbonatiche. In genere si tratta di brevi corsi d'acqua, spesso a deflusso temporaneo, interamente sviluppati su rocce carbonatiche e/o su terre rosse, che spariscono nel sottosuolo attraverso inghiottitoi o sul fondo di doline. La loro portata è generalmente meno importante rispetto all'infiltrazione alloctona.

Infiltrazione diffusa diretta

In rocce carbonatiche l'infiltrazione può anche avvenire lungo le molteplici fessure, in genere non penetrabili dall'uomo, della zona epicarsica. In questo caso non si formano corsi d'acqua importanti, ma solo piccoli rivoli che convogliano, dopo le piogge, l'acqua verso l'epicarso. L'acqua, ad intimo contatto con la roccia, si satura velocemente. Sotto l'epicarso, dove le acque d'infiltrazione si concentrano, si possono formare grotte esplorabili.

Infiltrazione diffusa indiretta

Dove le rocce carbonatiche sono coperte da uno strato permeabile (suolo di grande spessore, strato di sabbia) l'infiltrazione avviene diffusamente attraverso questo strato. Le acque al loro ingresso nella roccia carbonatica sono in genere ancora sottosature e in

grado di sciogliere la roccia in modo efficace, almeno nei primi metri.

Alimentazione in condizioni confinate

Non sempre le grotte si formano in condizioni di acquifero libero, ma lo strato solubile può trovarsi interposto tra due strati non solubili. Quando questi sono acquiferi più o meno buoni la ricarica può avvenire dall'alto oppure dal basso. Il movimento delle acque, e quindi anche la speleogenesi ad esso legata, in condizioni di confinamento idrologico avviene in senso ortogonale alla stratificazione. Questa speleogenesi trasversale si differenzia dalla classica speleogenesi laterale dei sistemi carsici epigenici, in cui l'acqua scorre in senso parallelo o subparallelo alla stratificazione, ed è tipica del carsismo ipogenico (KLIMCHOUK, 2007). Nella speleogenesi trasversale la ricarica, al contrario dei sistemi carsici epigenici, avviene in modo regolare, eliminando quindi la competizione tra condotti. Questo produce in genere grotte labirintiche invece che grotte ramificate.

Quando le acque penetrano lo strato solubile dal basso si parla di iniezione basale di acque meteoriche (più o meno antiche). Gli esempi tipici di grotte formate da questo processo sono le grandi grotte ipogeniche (s.l.) nei gessi dell'Ukraina (Optimisticeskaja, Ozernaja, Zoloushka, ecc.).

Nella speleogenesi trasversale sono importanti le correnti di densità. Acque di diversa composizione chimica o a diversa temperatura hanno anche differente densità e creano quindi delle celle di convezione. Le correnti che si creano in tali situazioni sono lente e spesso insignificanti rispetto alle correnti delle acque in sistemi epigenici. Per questo le correnti di densità giocano un ruolo importante soprattutto in sistemi carsici ipogenici.

Risalita di acque termali a chimismo bi-carbonatico

Quando le acque provenienti dal basso sono arricchite in CO₂ di origine ipogenica (quindi non soltanto derivante dalla superficie), la combinazione del rilascio di CO₂ per abbassamento della pressione lungo la risalita e la dissoluzione della CO₂ per il raffreddamento delle acque, e la miscelazione con acque diverse creano condizioni locali di aumentata aggressività delle soluzioni. Esempi classici di queste grotte sono le grotte nelle Black Hills degli Stati Uniti d'America (BAKALOWICZ *et alii*, 1987).

Risalita di acque termali a chimismo solfatico

Le acque termali in salita possono anche essere a chimismo prevalentemente solfatico, legato alla maturazione di idrocarburi in profondità, oppure all'interazione con rocce evaporitiche. Anche queste acque portano alla formazione di grotte particolari, come la grotta di Frasassi (GALDENZI & MENICETTI, 1995) oppure la Lechuguilla e la Carlsbad negli Stati Uniti d'America (HILL, 2000; PALMER & PALMER, 2000).

3.4 Le principali fasi nella formazione di un sistema carsico

La maggior parte dei sistemi carsici che conosciamo si generano dalla combinata azione di dissoluzione e corrosione carsica ed erosione per opera delle acque meteoriche (epigeniche) che si muovono per gravità dai punti d'infiltrazione verso i punti di recapito (risorgive e sorgenti carsiche). In questi casi parliamo, per semplicità, di sistemi carsici normali.

Una volta che una roccia viene a contatto con le acque meteoriche la nascita di un sistema carsico avviene generalmente attraverso la successione di tre principali fasi (Fig. 10):

- 1) formazione di protocondotti;
- 2) configurazione della rete di drenaggio preferenziale;
- 3) allargamento veloce dei condotti.

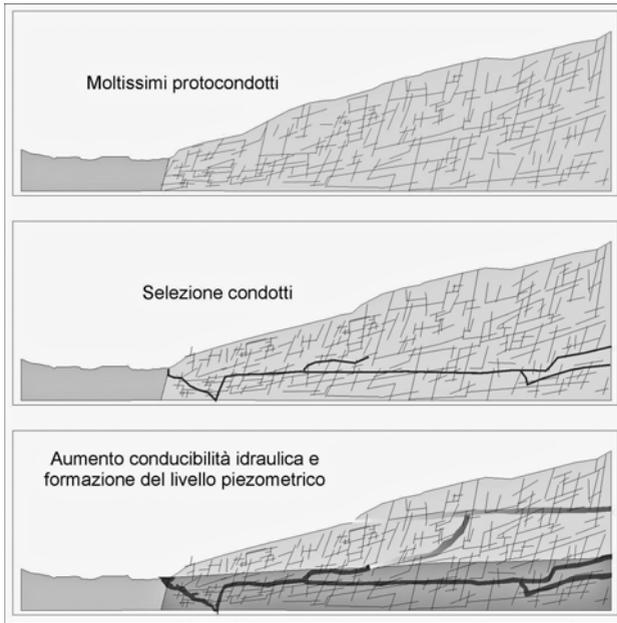


Fig. 10 - Principali fasi nella formazione di un sistema carsico.

punti di entrata con i punti di uscita. In questa fase l'allargamento delle discontinuità avviene sostanzialmente in condizioni di pieno carico (sature).

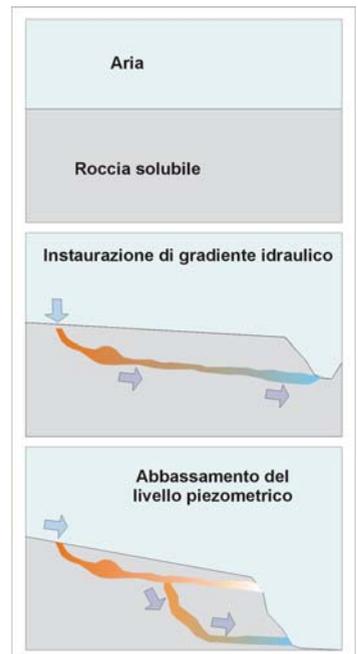
La formazione di un protocondotto avviene preferenzialmente, ove presenti, lungo orizzonti predisposti alla dissoluzione (con porosità o permeabilità congeniale): l'orizzonte carsico embrionale (*inception horizon*; LOWE, 2000, Fig. 12).

Una volta che i primi protocondotti raggiungono le dimensioni critiche di circa 5 mm si accentua la competizione tra condotti, con la configurazione della rete di drenaggio preferenziale e l'abbandono della maggior parte dei percorsi formati durante la precedente fase.

Fig. 11 - Il gradiente idraulico fa scorrere le acque per gravità con la formazione dei punti di entrata a monte (inghiottittoi) e le uscite del sistema (sorgenti) a valle.

Tutto ha inizio appena s'instaura un gradiente idraulico che costituisce uno dei primi e necessari requisiti per iniziare, ed in seguito dare impulso, alla formazione di un sistema carsico (Fig. 11). Senza dislivelli tra punti di entrata delle acque meteoriche e punti d'uscita (sorgenti, risorgenti) le acque non si muovono per gravità.

Più grande è il gradiente idraulico, più energia avrà l'acqua di muoversi dall'alto verso il basso. Con l'instaurarsi di un gradiente idraulico l'acqua inizia a muoversi lungo le discontinuità della roccia collegando i numerosi



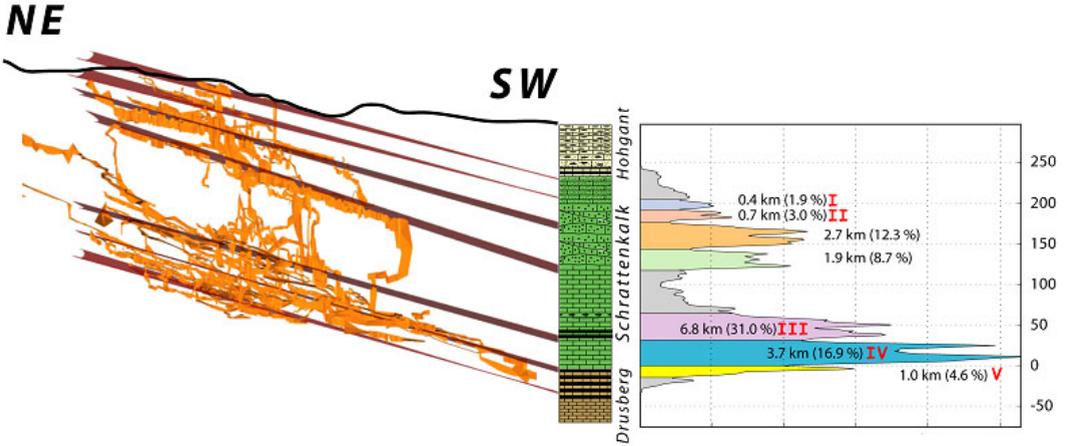


Fig. 12 - Porzione del sistema carsico del Siebenhengste-Hohgant (Austria) che mostra chiaramente che la grotta si sviluppa su alcuni orizzonti suscettibili (modificato da FILIPPONI & JEANNIN, 2006).

I condotti che risultano favoriti si allargano velocemente per via del flusso turbolento delle acque, aumentando la conducibilità idraulica con la formazione di una superficie piezometrica (intorno alla quota delle uscite). Quando i condotti sono abbastanza larghi da poter innescare un flusso turbolento, l'azione meccanica delle particelle trasportate dalle acque può diventare molto più importante. La dimensione del condotto dipende largamente dalla quantità di acqua che, almeno periodicamente, lo attraversa. E' da notare che il ruolo della dissoluzione è quindi determinante soprattutto nelle prime fasi dello sviluppo carsico (Figg. 13 e 14).

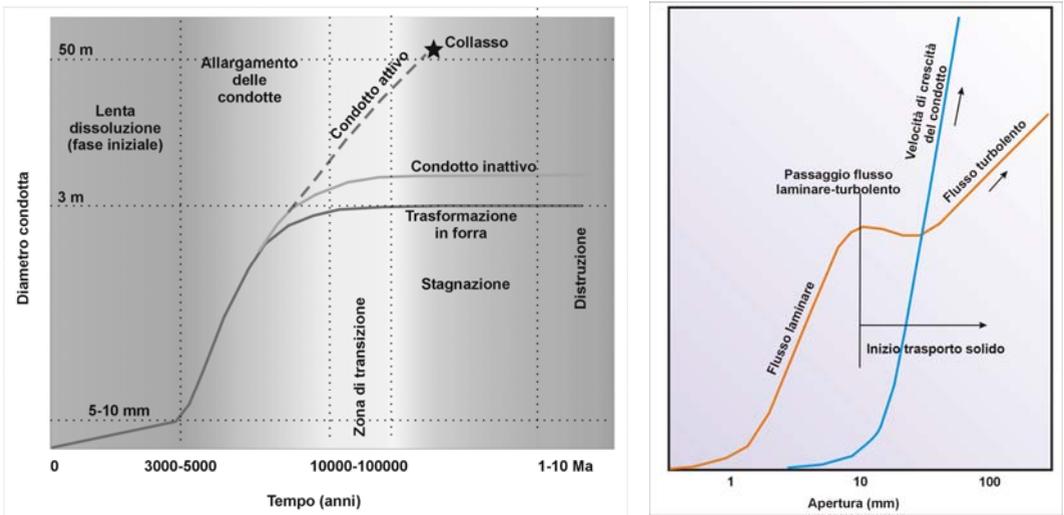


Fig. 13 - Schema temporale di formazione ed evoluzione di un condotto carsico (da WHITE, 1988)

Fig. 14 - Tipi di flusso dell'acqua e velocità di accrescimento dei condotti (da WHITE, 1988)

Esistono diversi modelli che spiegano la formazione delle grotte, proposti da vari autori nel corso degli ultimi decenni. Una delle teorie più accettate è quella di FORD & EWERS (1978) in cui la forma longitudinale di un sistema carsico dipende dall'intensità della fratturazione nella roccia carsica. In situazioni intermedie tra Stato 1 (roccia poco fratturata) e Stato 4 (roccia molto fratturata) si hanno rispettivamente dei sistemi carsici freatici profondi e delle grotte piezometriche (sub-orizzontali) (Fig. 15).

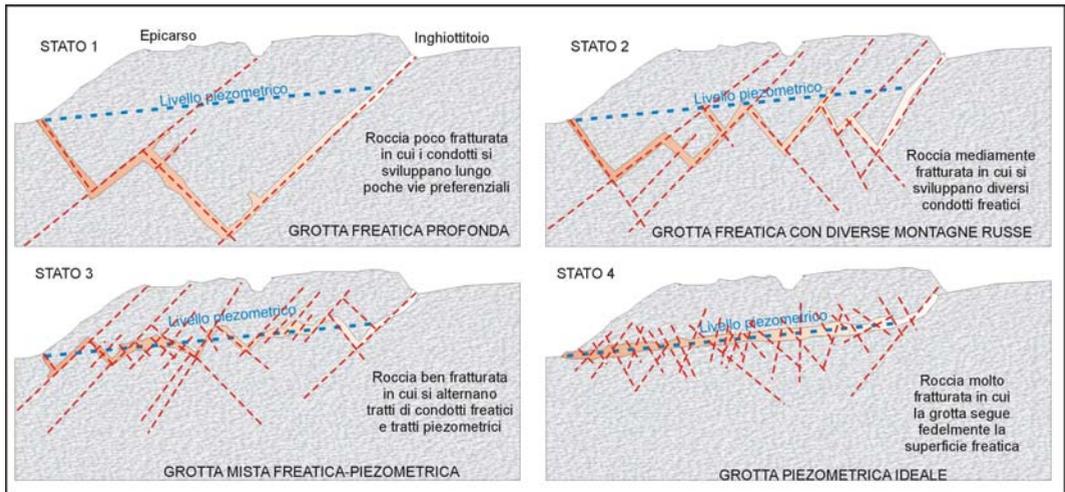


Fig. 15 - Four State model (modificato da FORD & EWERS, 1978).

In seguito sono stati aggiunti due casi estremi in questa scala, lo Stato 0 e lo Stato 5, rispettivamente una roccia isotropa senza fratture e discontinuità che non permette la formazione di grotte (es. marmo compatto), ed una roccia troppo fratturata o porosa che costituirà un acquifero poroso con vuoti troppo piccoli (quindi non grotte; es. tufo calcareo o creta). Va in ogni modo ricordato che le fratture sono meno permeabili in profondità a causa del carico litostatico che tende a chiudere i meati.

Non tutti sono d'accordo a generalizzare troppo i modelli speleogenetici: applicando questo modello nelle Alpi, per esempio, dove le rocce sono molto fratturate, sarebbero dovute esserci molte grotte piezometriche, invece vi sono molte grotte con profilo longitudinale a montagne russe. Le grotte alpine vengono spiegate attraverso il modello epifreatico (AUDRA, 1994; HAÜSELMANN *et alii*, 2003), che asserisce che le fasi iniziali di dissoluzione (formazione di protocondotti) avviene in ambiente freatico. Una volta creata una circolazione carsica efficiente, la superficie piezometrica scende e l'allargamento esponenziale dei condotti avviene soprattutto nella zona epifreatica (di oscillazione). Giocano un ruolo molto importante le piene che, con il carico solido, contribuiscono in modo rilevante all'allargamento dei condotti (per erosione).

3.5 Speleogenesi in situazioni geografiche particolari

Le aree carbonatiche in diretto contatto con le acque marine sono soggette ad una

dissoluzione della roccia più intensa dovuta alla miscelazione tra acqua dolce ed acqua salata (effetto della forza ionica). Quando in aree costiere o isole interamente carbonatiche la ricarica avviene in modo diffuso ed è autoctona, la dissoluzione è particolarmente sviluppata in tre zone: la superficie che riceve le acque di pioggia, la parte superiore della zona satura dove avviene miscela tra acque d'infiltrazione e acque sotterranee, e lungo l'aloclino, ove acque salate si miscelano con acque dolci (MYLROIE & CAREW, 2000). Nelle isole o aree costiere in cui le rocce affioranti sono carbonatiche, ma in profondità esistono rocce poco solubili, la speleogenesi si differenzia poco dall'isola o area costiera interamente carbonatica. Se la roccia poco solubile si propaga al di sopra della zona satura influenzerà la forma della superficie piezometrica, e quindi la forma delle grotte (Fig. 16). Un caso frequente è quello di un'area carsica costiera in cui l'apporto di acque allogeniche può essere molto importante con formazione di valli cieche, inghiottitoi e grotte con fiumi sotterranei. Queste acque, venendo a contatto con acque salmastre e salate, possono divenire ancora più aggressive. Le grotte, tuttavia, si sviluppano preferenzialmente lungo la zona di miscelazione tra acque d'infiltrazione e zona satura e lungo l'aloclino.

In zone costiere troviamo spesso anche sedimenti contenenti almeno il 50% di cemento carbonatico che portano allo sviluppo di forme carsiche molto particolari, che ricadono nei carsi eogenetici (carsismo in

rocce porose e tenere) e singenetici (carso sviluppato durante la cementazione del sedimento; MYLROIE & CAREW, 2000; GRIMES, 2002; Fig. 17). Altro caso particolare sono le aree carbonatiche sede di intense mineralizzazioni a solfuri, contenenti tipicamente pirite, blenda, galena ed altri minerali, spesso sfruttati in miniere anche profonde. L'ossidazione dei minerali sulfurei nella zona di percolazione può provocare un'acidità rinnovata delle acque in grado di accelerare i processi di dissoluzione dei carbonati. Questo è tipico di aree caratterizzate da giacimenti a solfuri metallici tipo Mississippi Valley, come per esempio nel distretto minerario dell'Iglesiente (DE WAELE & NASEDDU, 2005).

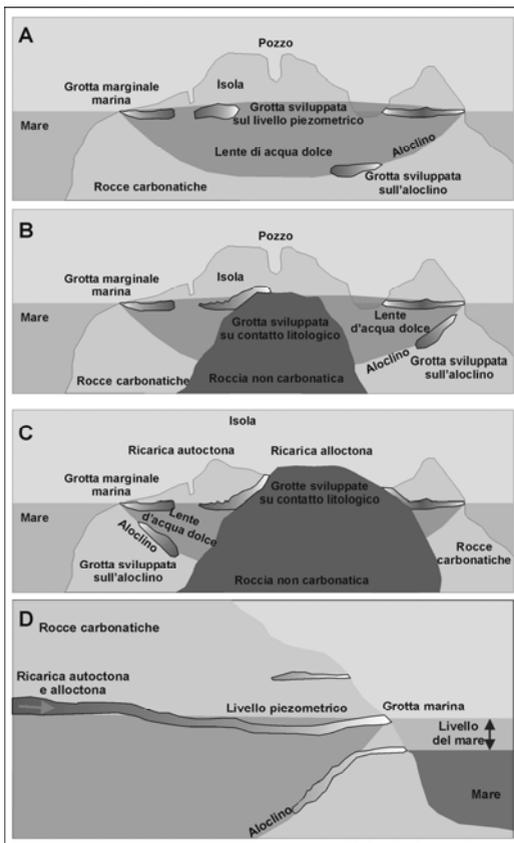


Fig. 16 - Carsismo costiero: A. Isola carbonatica; B. Isola carbonatica con rocce impermeabili in profondità; C. Atollo; D. Costa carbonatica con ricarica alloctona e autoctona.

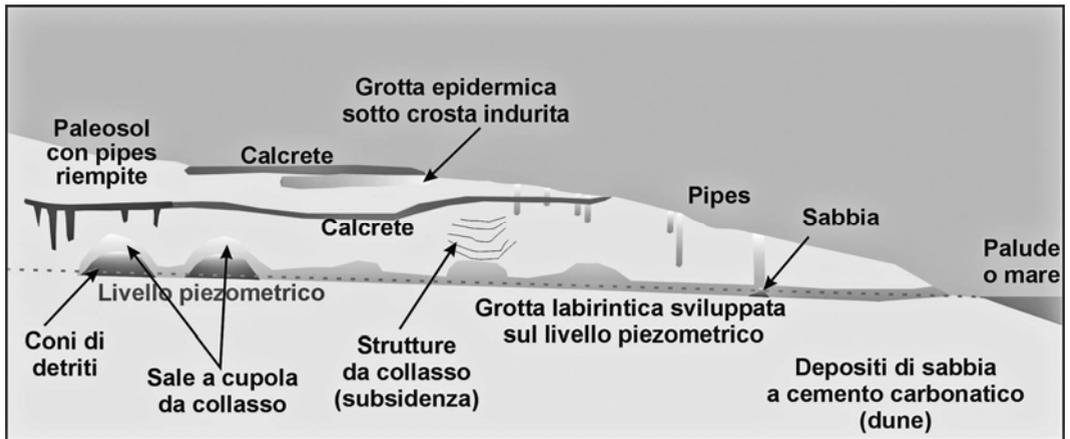


Fig. 17 - Speleogenesi in carbonati poco diagenizzati o in arenarie a cemento carbonatico.

3.6 Condizioni ipogeniche

3.6.1 Definizioni

Il termine ipogenico è stato attribuito in passato a 3 differenti gruppi di cavità naturali:

- 1) Grotte termali
- 2) Grotte sulfuree
- 3) Grotte di iniezione basale

Se le loro morfologie e la loro idrodinamica sono assai simili, l'idrochimica e conseguentemente i meccanismi speleogenetici e minerogenetici sono completamente differenti.

Esistono molte definizioni per grotte ipogeniche: alcuni autori parlano di acidità derivata da fonti non superficiali, altri confondono le grotte ipogeniche con quelle termali, altri ancora considerano le ipogeniche quelle legate alla presenza di acido solforico ecc. Adottiamo qui una delle definizioni più moderne (KLIMCHOUK, 2007): grotte ipogeniche sono prevalentemente formate da processi chimico-fisici connessi ad acque che raggiungono lo strato solubile (o carsificabile) dal basso.

3.6.2 Le acque ipogeniche

Le acque in risalita possono avere un certo grado di termalismo e contenere concentrazioni più elevate di sostanze aggressive verso il carbonato di calcio (CO_2 e H_2S per esempio). Esistono quindi grotte ipogeniche sulfuree e carboniche, termali e fredde, ma anche grotte ipogeniche fredde con chimismo normale.

Le grotte ipogeniche sono per lo più indipendenti da ciò che avviene sulla superficie situata immediatamente sopra, e quindi non sono tendenzialmente influenzate da fattori climatici, o in ogni modo lo sono molto meno (AULER & SMART, 2003; Fig. 18).

Il fatto che le grotte ipogeniche siano formate da acque risalenti dalla profondità, non direttamente connesse con la superficie, le rende molto differenti dalle grotte epigeniche.

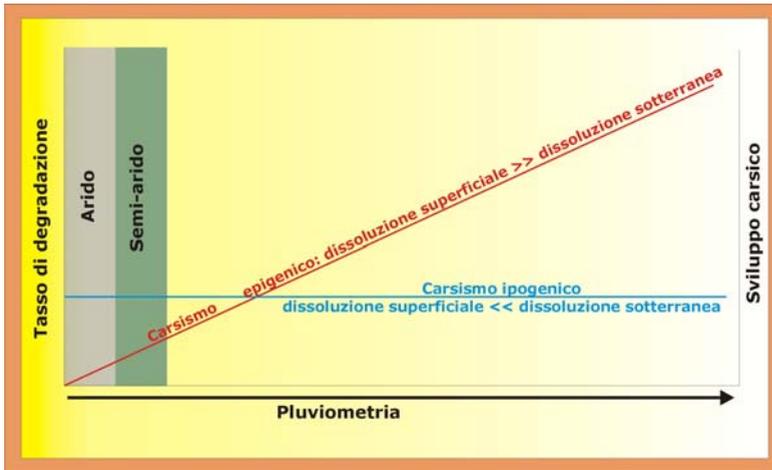


Fig. 18 – Differenza tra grotte epigeniche (influenzate dalla pluviometria), e le grotte ipogeniche che si sviluppano anche in aree dove non piove quasi mai (modificato da AULER & SMART, 2003).

Le acque ipogeniche, infatti, sono caratterizzate da movimenti lenti, spesso guidati da gradienti di densità e da uno scarsissimo carico solido e sensibili concentrazioni di sostanze acide in soluzione (CO_2 , H_2S , ecc.). Ne consegue che in genere le grotte ipogeniche sono caratterizzate dall'assenza di forme dovute alle acque correnti veloci (*scallops*, marmitte, forre), dall'assenza di sedimenti clastici (sabbie, ciottoli fluviali, argille derivate dai suoli soprastanti), da una caratteristica forma in grande dei sistemi carsici (labirinti, condotti d'alimentazione, morfologie al tetto, uscite) e dalla presenza di particolari minerali (gesso nel caso di grotte sulfuree).

Le acque che intervengono nei processi carsici ipogenici possono essere di varia origine: juvenili (provenienti da attività magmatiche), metamorfiche (provenienti da processi metamorfici), connate (acque intrappolate nei sedimenti durante la loro deposizione e in seguito rilasciate) e meteoriche (che scendono in profondità e risalgono in superficie in luoghi più o meno distanti) (vedi Fig. 9). La maggior parte delle acque ipogeniche è di origine meteorica.

3.6.3 Speleogenesi ipogenica

Le acque provenienti dal basso hanno potere di sciogliere la roccia carbonatica grazie ai seguenti tre meccanismi:

- 1) Dissoluzione da raffreddamento di acque termali arricchite in CO_2 ;
- 2) Dissoluzione indotta da acque sulfuree (non necessariamente termali); ossidazione di H_2S ;
- 3) Dissoluzione dovuta a miscela di acque a diversa composizione chimica.

Soltanto le prime due sono tipiche di acque ipogeniche, mentre la terza può essere importante anche nel carsismo epigenico. Nel caso dei gessi, chiaramente, la presenza di CO_2 o H_2S influisce molto meno.

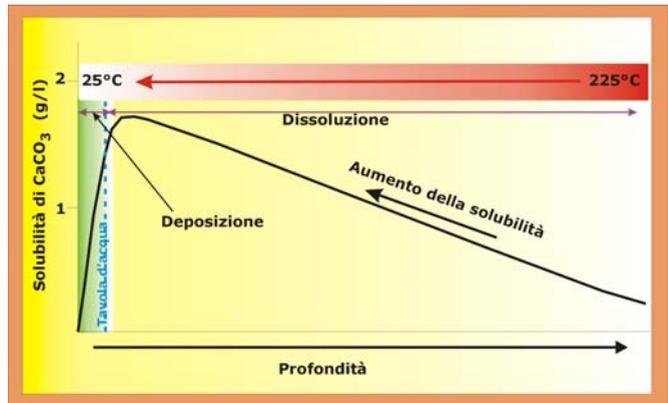
In genere si può in ogni caso dire che le acque ipogeniche sono spesso termali e viceversa. Per parlare di acqua termale questa deve avere una temperatura di almeno 4°C superiore alla media annua della zona di emergenza in cui si trova la sorgente o la grotta termale. Spesso le acque termali sono acque meteoriche che, scendendo in profondità, si

riscaldano e risalgono verso la superficie lungo importanti faglie. Ricordiamo, infatti, che il gradiente geotermico, nella parte superiore della crosta terrestre, è di circa 3°C/100 metri. Tale gradiente è maggiore in aree tettonicamente attive (tra 3,5 e 5°C/100 m), mentre in aree vulcaniche attive può raggiungere valori anche di 10°C/100 m. Le acque termali che provengono da notevole profondità (ordine di chilometri dal sottosuolo) sono spesso saturate in CO₂ originata dal riscaldamento di rocce carbonatiche sia attraverso processi metamorfici sia attività magmatica.

Ricordiamo che la solubilità della CO₂ diminuisce con la temperatura, ma aumenta notevolmente con la pressione. Durante la risalita delle acque, quindi, il decrescere della pressione causa il rilascio della CO₂ sotto forma di gas. Questa perdita in CO₂ diminuisce il potere solvente delle acque, ma è compensata dal calo della temperatura che aumenta la solubilità della CO₂ che rientra quindi più facilmente in soluzione. A causa di ciò si creano due zone: una di prevalente dissoluzione, un'altra di prevalente deposizione (Fig. 19). Quest'ultima si trova solo in vicinanza della tavola d'acqua o al di sopra della stessa, ed è per tale motivo che qui troviamo la maggior parte degli speleotemi.

Le grotte ipogeniche più conosciute e studiate sia negli aspetti chimico-fisici che biologici sono quelle formate da acque ricche in H₂S. Le più conosciute sono le Grotte della Gola di Frasassi (GALDENZI & MENICETTI, 1990).

Fig. 19 - La risalita delle acque ipogeniche ed i domini di dissoluzione e deposizione (da KLIMCHOUK, 2007).



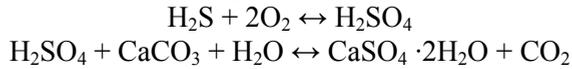
Altri esempi italiani di grotte sulfuree termali sono quelle del Rio Garrafo (Aguasanta Terme, Ascoli Piceno) e di Parrano (Tr; GALDENZI & MENICETTI, 1995).

L'acido solfidrico, H₂S, dal caratteristico odore di uova marce, in contatto con acque ossigenate o l'atmosfera si ossida generando acido solforico (EGEMEIER, 1981):



Il processo è quindi particolarmente attivo nella zona aerata o in ogni caso prossima alla tavola d'acqua, dove maggiore è il contenuto di ossigeno. L'acido solforico reagisce immediatamente con il calcare con formazione di gesso ed anidride carbonica. L'aggressione acida del calcare (e la produzione di nuovo acido solforico) è principalmente condizionata dalla presenza di acqua ricca in O₂. Questo tipo di dissoluzione è quindi più importante della dissoluzione per acque arricchite in anidride carbonica soltanto nella zona epifreatica e all'interfaccia con la zona aerata. Per questo motivo le grotte sulfuree tendono a svilupparsi su livelli che rispecchiano gli antichi stazionamenti della falda sulfurea.

In ambiente carbonatico avvengono quindi le seguenti reazioni chimiche:



con formazione di gesso a spese del calcare.

L'ossidazione dell'acido solfidrico (H_2S) spesso avviene grazie all'azione catalitica di particolari specie di batteri solfo-ossidanti. I solfobatteri utilizzano H_2S ed ossigeno per il loro metabolismo (chemiosintesi), mentre la materia organica prodotta è la base della catena alimentare dell'ecosistema sotterraneo. L'acido solforico liberato dai batteri come sottoprodotto del loro metabolismo contribuisce alla speleogenesi (HOSE *et alii*, 2000).

Le acque sulfuree sono un habitat molto interessante nel quale i solfobatteri hanno un ruolo fondamentale in tutte le reazioni chimiche (CUNNINGHAM *et alii*, 1995; FORTI *et alii*, 2002). Questi micro-organismi sono la base della catena alimentare di ecosistemi detti chemio-autotrofici. La presenza dei solfobatteri è evidente sia nella falda sulfurea, in cui si creano filamenti biancastri, costituiti da zolfo e solfobatteri, e fanghi organici scuri, sia sui soffitti sopra la falda dove si trovano mucoliti, una specie di stalattiti organiche da cui stilla acido solforico.

Soprattutto le grotte sulfuree mostrano una straordinaria biodiversità dovuta alla presenza di biomasse legate al ciclo dello zolfo. Un esempio è dato dalla Grotta di Movile (Romania) in cui le acque sulfuree e il parziale isolamento della cavità hanno portato ad un'atmosfera ricca in CO_2 ed acque ricche in solfati e H_2S .

3.6.4 Contesti geologici delle grotte ipogeniche

Le grotte ipogeniche si formano fundamentalmente in uno dei tre seguenti contesti geologici: 1) in presenza di acquiferi confinati; 2) in aree ad alto gradiente geotermico; 3) lungo importanti faglie.

In presenza di acquiferi confinati, delimitati quindi sopra e sotto da formazioni meno permeabili, le acque meteoriche d'infiltrazione sono costrette a scorrere lungo lo strato guadagnando profondità e quindi riscaldandosi per il normale gradiente geotermico (Fig. 20). Lungo questo percorso possono anche incontrare acque salienti e termali a differente chimismo.

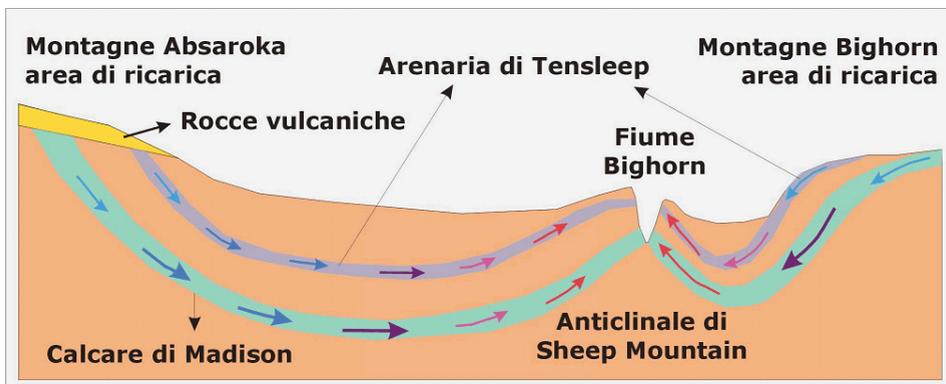


Fig. 20 - Esempio di carsismo ipogenico da acque meteoriche (modificato da EGEMEIER, 1981).

In aree a forte gradiente geotermico le acque meteoriche, infiltrandosi, percorrono vie sotterranee più o meno profonde e lunghe riscaldandosi e tornano verso la superficie lungo zone fratturate. Un esempio di questa situazione è dato dalle Buda Hills in Ungheria (DUBLYANSKY, 1995).

Anche lungo grandi ed importanti faglie, che raggiungono notevoli profondità nella crosta terrestre, vengono convogliate acque di origine diversa verso la superficie. Esempi si trovano nella Francia meridionale (Rodano-Provenzale; AUDRA *et alii*, 2002).

3.6.5 Come riconoscere una grotta ipogenica

Una grotta ipogenica può essere riconosciuta grazie all'osservazione congiunta sia di indizi diretti che di indizi indiretti. Tra i primi ricordiamo la presenza di acque mineralizzate o termali in prossimità della cavità o all'interno della cavità e l'analisi degli isotopi stabili e/o inclusioni fluide su (eventuali) depositi chimici.

Tra gli indizi indiretti menzioniamo la posizione geologico-strutturale e geografica e vicinanza a sorgenti termali, l'assenza (o quasi) di sedimenti clastici di origine epigenica, la presenza di particolari depositi chimici, la morfologia dei sistemi carsici e la presenza di meso- e micromorfologie particolari. La presenza anche contemporanea di varie evidenze indirette, tuttavia, non è una prova certa dell'origine ipogenica della grotta.

Indizi diretti

Molte grotte termali attive ed inattive si trovano in determinate situazioni geologico-strutturali, favorevoli alla risalita di acque profonde. Le grotte ipogeniche termali sono associate a sorgenti calde che scaturiscono al loro interno oppure nelle loro immediate vicinanze. Quindi in aree dove sono conosciute sorgenti termali si possono trovare grotte ipogeniche termali fossili e/o attive (es. Monsummano Terme in Toscana) (PICCINI, 2000). Occorre tuttavia stare attenti, perché potrebbe trattarsi di un'introduzione recente di fluidi caldi all'interno di una normale grotta epigenica.

Nei casi in cui si trovano depositi chimici, come il gesso, scalenoedri di calcite o cristalli di minerali esotici (es. barite) l'analisi della composizione degli isotopi stabili (δO^{18}) consente di stabilire la temperatura alla quale si sono depositi questi minerali. Nel caso di cristalli superiori al mm è inoltre possibile analizzare il contenuto salino delle inclusioni fluide da essi contenute e risalire alla temperatura di deposizione. Alcuni minerali, come l'alunite, possono essere usati addirittura per determinare l'età della grotta, perché questo minerale è il prodotto di alterazione di argille contenute nei sedimenti carbonatici ad opera delle acque sulfuree (POLYAK & PROVENCIO, 2000).

Indizi indiretti

Per la loro genesi legata alla venuta di fluidi dalla profondità, le grotte ipogeniche mostrano in genere scarsa o nulla presenza di sedimenti, con totale assenza di depositi legati allo scorrimento idrico veloce (es. ciottoli fluviali). La velocità molto lenta dei fluidi ipogenici può depositare soprattutto argille derivate dalla dissoluzione delle rocce incassanti. In alcune grotte di sicura origine ipogenica la presenza di sedimenti fluviali o graviclastici, generalmente molto localizzati, è legata alla sovrapposizione di cicli di processi epigenici che non hanno nulla a che fare con la genesi ipogenica.

Durante la loro evoluzione freatica le grotte ipogeniche termali e sulfuree si trovano quasi sempre in condizioni di sottosaturazione e quindi, in questo caso, si possono formare soltanto pochi depositi chimici. Come visto in precedenza, i depositi chimici si concentrano soprattutto in vicinanza della tavola d'acqua. Quindi, dopo che la grotta diventa vadosa, fenomeni di condensazione e d'evaporazione portano allo sviluppo anche di depositi chimici. Il gesso è il più comune ed abbondante minerale secondario delle grotte sulfuree, ove dà luogo anche ad imponenti depositi sia subacquei che, molto più spesso, subaerei.

Le grotte ipogeniche sono caratterizzate da una struttura assai particolare che talvolta può essere anche risolutiva. Si riconoscono geodi, sistemi tridimensionali e bidimensionali freatici, pozzi freatici profondi, sistemi bidimensionali epifreatici, saloni epifreatici, sistemi cupoliformi epifreatici (o grotte monogeniche), sistemi epifreatici piezometrici e voragini a vapore (Fig. 21).

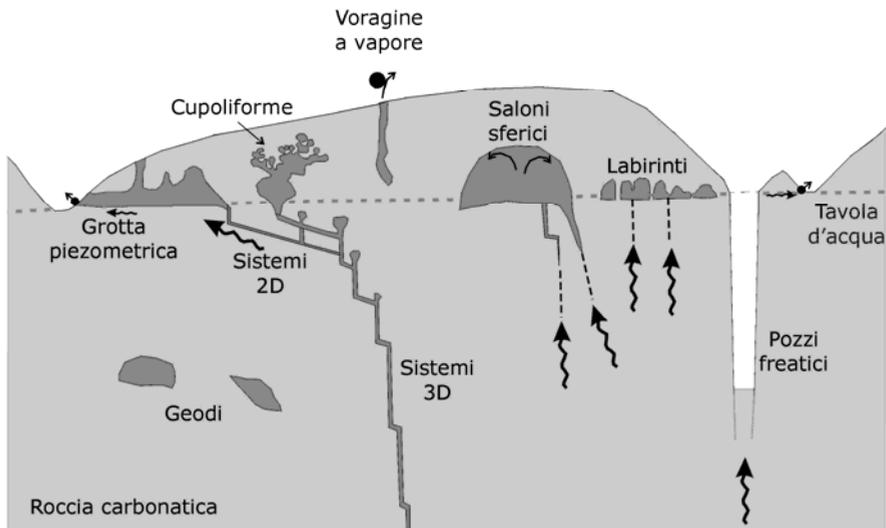


Fig. 21 - Struttura e morfologia in grande dei sistemi carsici ipogenici (da AUDRA, in stampa).

In zona freatica profonda, dove acque ipogeniche che risalgono lungo discontinuità verticali incontrano strati di rocce permeabili e solubili, avviene dissoluzione per mescolamento di acque a diversa composizione. Si tratta di dissoluzione localizzata che porta alla formazione di saloni più o meno irregolari (a seconda di quante fratture portano l'acqua dal profondo). La dimensione di questi ambienti è in genere abbastanza ridotta, dell'ordine di una decina di metri. Begli esempi si trovano a Naica (BADINO & FORTI, 2007) e, per quanto riguarda l'Italia, nell'Iglesiente (DE WAELE & NASEDDU, 2005).

Nella zona freatica le acque ipogeniche in risalita scorrono lentamente ed allargano un reticolo di fratture favorendo così il passaggio di fluidi. Tutti i passaggi sono controllati dalla struttura geologica. Fasi successive di risalita di fluidi e sollevamento del massiccio carsico con conseguente variazione altimetrica della falda freatica possono creare un complicato reticolo di condotte intervallate da sale che costituiscono vari livelli interconnessi da passaggi subverticali lungo i quali scorrevano le acque ipogeniche. Si

tratta di sistemi tridimensionali freatici (es. sistema di Monte Cucco; GALDENZI & MENICHETTI, 1995).

Con una struttura geologica caratterizzata da un livello alimentatore in basso, uno strato di roccia solubile delimitato verso l'alto da uno strato meno permeabile, il reticolo freatico sarà caratterizzato da sviluppo in due dimensioni. Sono reticoli che seguono la stratificazione (non la superficie piezometrica) e sono quindi inclinati, a differenza dei sistemi ipogenici epifreatici. Esempi di questi sistemi in Italia sono le grotte di Faggeto Tondo in Umbria e quella di Serra del Gufo in Calabria (GALDENZI & MENICHETTI, 1995).

In alcuni casi le acque freatiche termali allargano le fratture dal basso verso l'alto fino a sbucare in superficie formando un pozzo termale allagato. Un classico esempio è dato dal Pozzo del Merro in Lazio, esplorato con ROV fino alla profondità di 392 metri (CARAMANNA, 2001).

A livello della superficie piezometrica, dove avviene il mescolamento tra acque termali ed acque di percolazione, le soluzioni acquisiscono una rinnovata aggressività. Queste acque allargano tutte le fratture della compagine rocciosa creando un reticolo orizzontale di condotti epifreatici che si estende dai punti di immissione delle acque ipogeniche. Esempi si trovano nelle Buda Hills (Ferenc Hegy Barlang; DUBLYANSKI, 1995), in Namibia (Pofadderat; MARTINI & MARAIS, 1996) ed in Algeria (Kef el Kaous; COLLIGNON, 1990).

Dove le acque termali raggiungono la superficie piezometrica in roccia omogenea e poco fratturata si formano saloni epifreatici dalla morfologia regolare. La volta di questi ambienti, sopra la superficie piezometrica, è soggetta a fenomeni di convezione termica con conseguente condensazione-corrosione e formazione di cupole e *boxwork*. Sott'acqua si possono formare depositi di calcite (coni). In Italia ci sono esempi di queste cavità nelle miniere dell'Iglesiente (DE WAELE & NASEDDU, 2005), mentre all'estero meritano una citazione la Atarot Cave in Israele e la grotte des Champignons in Provenza (AUDRA *et alii*, 2002). I saloni epifreatici si riconoscono abbastanza semplicemente grazie alla loro morfometria caratterizzata da un rapporto asse maggiore e minore L/l spesso vicino a 3 (ellittico) e tende ad essere uguale ad 1 (circolare). Anche il volume specifico, dato dal rapporto tra volume in m^3 e lunghezza planimetrica maggiore è in genere molto superiore a 100 e può raggiungere in alcuni casi anche 6000 (FRUMKIN & FISCHHENDLER, 2005). Si generano per la risalita lenta dell'acqua termale secondo moti convettivi nella zona epifreatica e fenomeni di condensazione-corrosione nella zona aerata.

I sistemi cupoliformi epifreatici (o grotte monogeniche) sono costituiti da ambienti subsferici compenetrati che si sviluppano verso l'alto. Quando questi sbucano all'esterno, di fatto rendono inattiva la cavità. La dimensione delle sfere è controllata dai moti convettivi che dipendono direttamente dalla velocità di alimentazione dell'acqua termale, dal suo gradiente termico rispetto alla roccia e dal tempo in cui i processi sono attivi. Sulla superficie delle sfere si formano "solchi" dovuti ai moti convettivi la cui forma varia al variare del gradiente termico (SZUNYOGH, 1990).

Nel caso in cui le acque sulfuree scaturiscono all'interno di uno strato di roccia solubile sulla superficie piezometrica, queste acque allargano gli ambienti sia sotto che sopra l'acqua e si dirigono verso le sorgenti. Si forma una galleria, o meglio, un reticolo

2D suborizzontale, sviluppato lungo un'asse principale. Dove scaturiscono le acque sulfuree (più o meno termali) ed avviene ossidazione si possono formare cupole di corrosione verso l'alto. Nel caso che il livello piezometrico sia cambiato nel tempo si formano vari livelli sovrapposti e collegati da camini verticali. L'esempio più bello di questo tipo di grotta è Frasassi (GALDENZI & MENICETTI, 1990). La corrosione per sostituzione è più forte dove fuoriesce l'acqua sulfurea in grotta e si ossida, e progredisce in modo regressivo (verso monte). In questo modo le grotte si allungano fino a terminare bruscamente poco a monte dell'ultima sorgente sulfurea attiva.

In presenza di un acquifero termale, i fluidi in risalita seguono vie preferenziali lungo zone fratturate. Se queste fratture sono estremamente localizzate, vanno a concentrare i flussi d'acqua e d'aria calda creando voragini a vapore che hanno un accesso in superficie. Queste voragini mostrano un forte gradiente termico, con conseguente condensazione-corrosione, ed un misto di morfologie freatiche e vadose. In Italia appartiene a questo tipo di cavità la grotta Balze di Cristo in Calabria.

3.7 Alcuni particolari processi speleogenetici

Le grotte non sono formate soltanto dalle acque d'infiltrazione e di scorrimento, ma possono intervenire altri processi che concorrono od intervengono nello sviluppo dei vuoti carsici. I processi principali sono la condensazione e la sedimentazione.

3.7.1 Condensazione

Negli ultimi anni è cresciuta la consapevolezza che, oltre all'acqua, anche l'aria gioca un ruolo importante nei processi speleogenetici (BADINO, 1995). L'acqua che circola nei sistemi carsici passa costantemente dallo stato liquido allo stato gassoso e viceversa. Il processo della condensazione dell'acqua, oltre a giocare un ruolo fondamentale nella meteorologia ipogea, può giocare un ruolo importante anche nella speleogenesi, soprattutto al livello delle meso- e microforme (DUBLYANSKY & DUBLYANSKY, 1998). La condensazione, per esempio, aumenta la quantità d'acqua disponibile (è più intensa nella stagione estiva, quando le precipitazioni sono basse, e limita la perdita d'acqua d'inverno perché condensa nell'epicarso e torna quindi nel sistema carsico). Il processo può assumere notevole rilevanza a grande scala soprattutto in presenza di forti gradienti termici, come per esempio in grotte idrotermali od in clima arido.

E' sempre più accreditata l'idea che parte dei grandi vuoti sotterranei sono stati formati dalla dissoluzione da parte di acqua che si è condensata sulle pareti fredde. Alcune forme che possono essere formate, almeno in parte, da processi di condensazione, sono le cupole, mentre i *boxwork* sono esclusivamente prodotti da condensazione-corrosione.

3.7.2 Sedimentazione

Molte grotte, dopo una fase di corrosione-erosione, spesso sono soggette a fasi di sedimentazione in regime sia saturo sia vadoso. I sedimenti possono in questo modo proteggere la parte inferiore dei vani e costringere le acque ad operare la loro azione speleogenetica verso l'alto creando forme di tipo paragenetico (RENAULT, 1967; PASINI, 1973). I sedimenti trasportati dalle acque turbolenti, inoltre, aumentano il potere erosivo e

sono ritenuti responsabili per l'accelerato ingrandimento dei condotti.

4. STRUTTURA E MORFOLOGIA DEI SISTEMI CARSICI

Per sistema carsico s'intende, comunemente, l'insieme di forme superficiali e soprattutto sotterranee prodotte da processi carsici, o da processi da essi indotti, la cui funzione è di drenare le acque sotterranee da una determinata area verso una sorgente carsica (PICCINI, 1999). Si tratta quindi di un particolare tipo di "bacino idrogeologico", in cui la componente sotterranea del deflusso è dominante e la cui struttura non è riconducibile, in genere, ad un modello bidimensionale.

Come qualsiasi sistema di drenaggio, la struttura di un sistema carsico dipende da molteplici fattori, il cui ruolo può essere sostanzialmente passivo (caratteristiche geologiche) o attivo (condizioni ambientali). I principali fattori passivi sono legati alla litologia delle rocce che costituiscono il sistema, carsificabili e non, alle caratteristiche e alla distribuzione delle discontinuità e all'assetto strutturale, vale a dire alla configurazione geometrica dell'ammasso roccioso nel suo complesso. Le condizioni ambientali, legate essenzialmente all'orografia, al clima e all'assetto idrologico, si ripercuotono nella provenienza e nelle modalità di circolazione dell'acqua. Tali condizioni sono soggette a variare nel tempo, perciò si manifestano in modi ed entità diverse durante tutta l'evoluzione di un sistema carsico.

Tra i fattori attivi va considerata anche la tettonica, che si esplica essenzialmente attraverso fenomeni di sollevamento a scala regionale o locale. I tempi di sviluppo di un sistema carsico coprono, infatti, periodi che possono durare anche diversi milioni di anni e che quindi comprendono spesso le fasi di sollevamento a cui sono soggette le aree continentali tettonicamente attive. Ruolo e peso dei vari fattori passivi e attivi variano in funzione del tipo di circolazione e in particolare differenziano i sistemi carsici epigenici da quelli di origine ipogenica.

4.1 Litologia

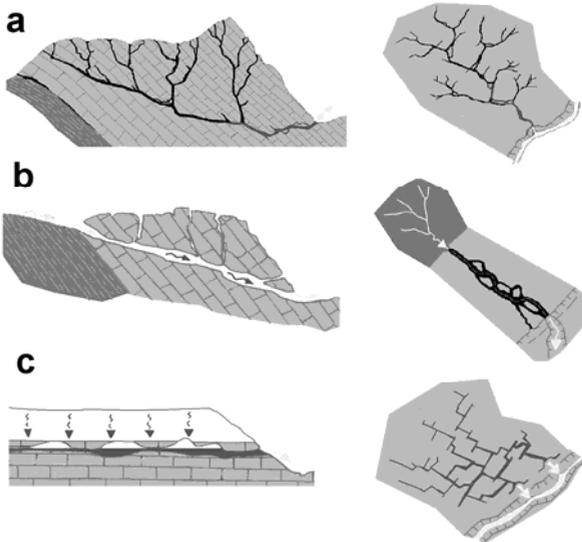
Sebbene speleogenesi e carsismo non interessino solo le rocce carbonatiche, è soprattutto in queste che si trovano la maggior parte dei complessi di grotte e delle forme carsiche che danno luogo a sistemi organizzati.

Nell'ambito delle rocce carbonatiche la litologia esercita la sua influenza in funzione di alcune caratteristiche che riguardano la tessitura (granulometria), la maggiore o minore stratificazione, la presenza di interstrati o lenti meno solubili (es. calcari selciferi), la presenza di filoni o corpi di breccie o materiale insolubile. Da queste caratteristiche litologiche dipende in primo luogo il grado di carsificabilità. In modo del tutto qualitativo possiamo raggruppare le principali rocce carbonatiche in tre classi di carsificabilità:

- 1) Alta: calcari massicci o a strati spessi, marmi;
- 2) Media: calcari a strati sottili, calcareniti, calcari selciferi, dolomie;
- 3) Bassa: calcari marnosi, calcescisti, calcari selciferi metamorfici, cataclasiti.

Le grotte di dimensioni maggiori si trovano soprattutto nelle rocce della prima classe, ma esistono numerose eccezioni e i maggiori sistemi carsici comprendono spesso settori a diverso grado di carsificabilità.

Le rocce carbonatiche si presentano spesso in massicci isolati, per la semplice ragione che sono soggette a tassi di erosione solitamente inferiori rispetto ad altre litologie e quindi l'erosione selettiva tende nel tempo ad isolarle come alti morfologici. Quando ciò non accade, o accade in parte, i rapporti spaziali con le altre rocce confinanti determinano i limiti laterali degli acquiferi carsici e i rapporti con complessi idrogeologici connessi.



Questo comporta diversi tipi di alimentazione, come già spiegato nel paragrafo 3.3.2 (vedi Fig. 22). I sistemi carsici isolati presentano alimentazione solo da infiltrazione diretta locale, sia in forma diffusa che concentrata (inghiottitoi).

Fig. 22 – Struttura in grande di sistemi carsici con diversa alimentazione:

- a) autoctona concentrata e diffusa,
- b) alloctona concentrata,
- c) diffusa per travaso da coperture permeabili.

In molti casi, e in particolare nelle prime fasi di sviluppo, si hanno situazioni in cui i sistemi carsici hanno anche un'alimentazione laterale da acque superficiali raccolte da bacini contigui (alimentazione alloctona o allogenica). In questo caso si parla talvolta di carsismo di contatto e la conformazione dei sistemi carsici è controllata dal regime idraulico dei corsi d'acqua che li alimentano (PALMER, 1991; GAMS, 1994). Diverso, infine, è il caso di acquiferi carsici con alimentazione diffusa da coperture porose.

4.2 Discontinuità litologiche

Le discontinuità presenti in un ammasso roccioso possono essere di 3 tipi:

- 1) Stratificazione - superfici primarie di deposizione;
- 2) Fratturazione - superfici secondarie prodotte per rottura meccanica;
- 3) Clivaggio - superfici secondarie in rocce deformate prodotte da sforzi di taglio e/o compressivi (es. calcari metamorfici).

I giunti di strato hanno di per sé conducibilità idraulica ridotta. Diventano più permeabili quando i pacchi di strato sono stati soggetti a movimenti differenziali, come quando vengono piegati in condizioni di bassa pressione. In questo caso le irregolarità delle superfici di strato producono linee di flusso d'interstato.

Le fratture (dette anche diaclasi o *joint*), sono legate a sforzi tettonici, e possono essere associate a faglie o a piegamenti. Nelle pieghe si hanno sia zone in distensione sia in compressione, con formazione di fratture con orientamento parallelo, trasversale od obliquo rispetto alla direzione di massimo sforzo. In linea di principio hanno maggiore

conducibilità idraulica le fratture dovute a distensione.

Il ruolo delle fratture dipende molto anche dal carico litostatico a cui sono sottoposte: in condizioni di elevato carico litostatico sono permeabili solo le fratture di distensione. In condizioni di carico litostatico basso, vale a dire sino a profondità di qualche decina o centinaia di metri al massimo, tutte le discontinuità tendono ad aprirsi, grazie a fenomeni di rilascio tensionale, e quindi diventano permeabili.

La permeabilità verticale delle fratture superficiali influenza soprattutto lo sviluppo di forme carsiche di superficie e la configurazione della zona più vicina all'esterno di un sistema carsico (zona epidermica o epicarso). Se le fratture hanno una conducibilità idraulica alta abbiamo di solito la formazione di cavità a pozzo, mentre se la conducibilità è più bassa avremo la formazione di ampie depressioni poco accentuate (doline), centrate sulle zone più fratturate (Fig. 23).

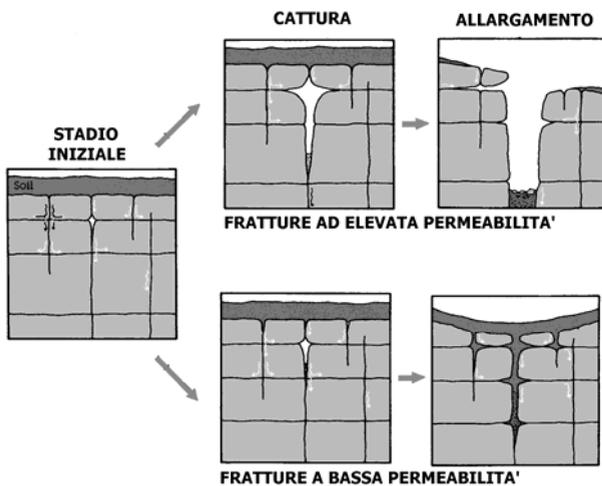


Fig. 23 – Schema ideale di sviluppo di forme dell'epicarso (doline e pozzi) in funzione del diverso grado di permeabilità delle fratture.

Nella zona vadosa la struttura dei sistemi carsici dipende essenzialmente dalle condizioni di permeabilità “in grande” dell'ammasso roccioso. In condizioni di bassa permeabilità verticale avremo la formazione di sistemi gerarchizzati (ad albero). Questo succede perché esistono solo poche vie suscettibili di diventare dreni verticali importanti, che diventano quindi “attrattori” nei confronti dell'acqua che circola nell'epicarso e delle cavità che si sviluppano nella zona di percolazione. In condizioni di elevata permeabilità verticale, cioè quando esistono più vie potenziali di drenaggio verticale, si sviluppano numerose vie parallele confluenti direttamente nella zona satura.

A livello della zona epifreatica e nella zona satura, il grado di fratturazione determina quello che possiamo definire come “grado di libertà” del sistema.

Se la fratturazione è bassa i condotti sono costretti a seguire poche vie di flusso, spesso dall'andamento complesso. In questo caso avremo sistemi batifreatici con tipico andamento a sali-scendi. Con fratturazione diffusa avremo sistemi che tendono a seguire la quota della superficie piezometrica, vale a dire la quota potenziale di livello idrico, avremo quindi lo sviluppo di condotti epifreatici (FORD & EWERS, 1978; vedi Fig. 15).

Esistono ovviamente innumerevoli casi intermedi, in presenza di un grado di fratturazione che non sia né troppo basso né troppo alto. In questi casi, che poi sono la

maggior parte, avremo sistemi misti, con porzioni epifreatiche collegate da segmenti freatici che si possono spingere anche molto al di sotto della superficie piezometrica.

Anche l'orientamento delle principali famiglie di fratture influenza la struttura di un sistema carsico. Molte grotte mostrano in pianta un andamento a reticolo regolare, in cui in altre parole i condotti si dispongono secondo una, più spesso due, direzioni preferenziali (PALMER, 1991).

Una semplice analisi statistica degli orientamenti dei condotti permette di correlare la configurazione di un sistema carsico con l'assetto delle discontinuità, ovvero con il contesto tettonico in cui esso si è formato. Viceversa, il rilevamento delle fratture in superficie e dei marcatori cinematici permette di fare previsioni sull'andamento generale dei sistemi carsici in profondità, sulla base dell'ipotesi, in genere corretta, che durante le fasi di formazione dei protocondotti, questi abbiano scelto soprattutto le discontinuità oggetto di distensione (perpendicolari alla direzione di minimo sforzo; ERASO, 1986).

Nei sistemi polifasici può capitare di riconoscere orientamenti preferenziali differenti per le diverse fasi di sviluppo, che indicano contesti tettonici e/o morfologici che sono variati nel tempo (PICCINI, 1998). Un classico esempio è quello del sistema carsico del Monte Corchia, in Toscana (Fig. 24).

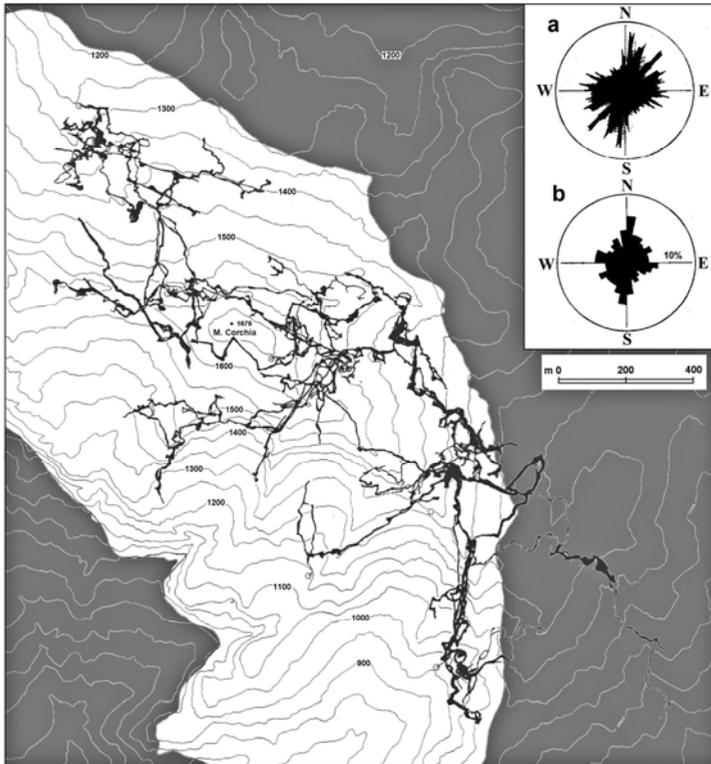


Fig. 24 – Pianta generale del Complesso Carsico del Monte Corchia con l'andamento delle direzioni di sviluppo in percentuale in lunghezza (a) e in numero di tratti (b). In grigio sono indicati gli affioramenti delle rocce non carsificabili del basamento (da PICCINI, 1998).

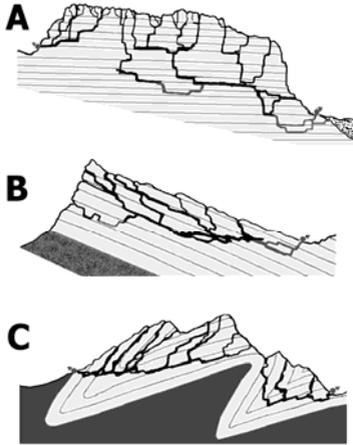


Fig. 25 - Andamento generale dei sistemi carsici in funzione dell'assetto strutturale: A) tabulare, B) monoclinale, C) a pieghe.

4.3 Assetto geologico-strutturale

L'assetto strutturale a grande scala è uno dei fattori che maggiormente influenza la configurazione dei sistemi carsici. Volendo generalizzare, possiamo rifarci a tre situazioni tipo: assetto tabulare, monoclinale e a pieghe (Fig. 25).

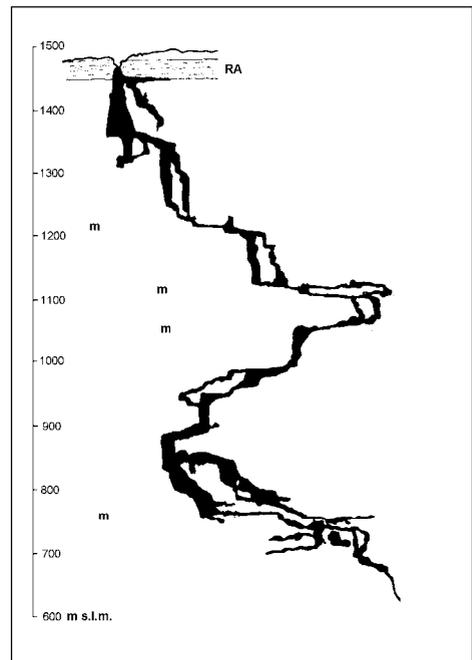
Nel primo caso i sistemi carsici assumono spesso un classico aspetto a gradini, in cui si alternano piani a sviluppo prevalentemente orizzontale e zone prevalentemente verticali che collegano i vari piani. I livelli di maggior sviluppo di condotti carsici corrispondono solitamente ad orizzonti più

carsificabili (*inception horizons*, vedi paragrafo 3.4 e Fig. 12), o, più spesso, al tetto di orizzonti a minor permeabilità, che le acque di percolazione hanno difficoltà ad attraversare. Un classico esempio è quello della Spluga della Preta, nei Monti Lessini (Fig. 26).

Un andamento a piani non è però necessariamente controllato dalla struttura ma, come vedremo in seguito, i vari livelli possono anche essersi formati per la persistenza di un livello piezometrico stabile anche in assenza di un preciso controllo strutturale.

Nel caso di assetto monoclinale, cioè con strati uniformemente inclinati, i sistemi carsici assumono un andamento che rispecchia la struttura geologica e sono caratterizzati da condotti di origine vadosa che tendono a seguire l'immersione degli strati. L'eventuale presenza di piani a sviluppo orizzontale al di sopra della quota di base attuale indica, in genere, l'esistenza di livelli paleofreatici in corrispondenza di antichi livelli di base. Anche in questo caso l'andamento è quasi sempre condizionato dalla presenza di livelli a minore carsificabilità, su cui "poggiano" i condotti freatico-vadosi.

Fig. 26 - Sezione geologica schematica della Spluga della Preta: RA) Rosso Ammonitico, m) livelli di marne e argilliti intercalati a calcari e dolomie.



In presenza di pieghe, avremo sostanzialmente situazioni localmente riconducibili ad assetto monoclinale con inclinazione diversa.

In generale possiamo dire che, nel caso di strutture complesse, l'andamento di un sistema carsico segue tanto più la struttura quanto minore è la permeabilità delle fratture. Anche per questo l'effetto della struttura si fa sentire maggiormente in profondità piuttosto che nelle zone vicine alla superficie.

L'inclinazione degli strati ha dunque una forte influenza nella struttura di una grotta. Volendo generalizzare possiamo dire che nella zona vadosa, dove il flusso è condizionato direttamente dalla gravità, i condotti tendono a seguire l'immersione degli strati. Nella zona freatica, ove il flusso è condizionato dal gradiente di pressione, i condotti seguono spesso la direzione di strato.

Grotte di origine prevalentemente freatica risentono in modo diverso dell'inclinazione degli strati in funzione della loro giacitura. Dove gli strati sono orizzontali le grotte hanno andamento labirintico, dove gli strati sono inclinati, ne seguono in genere la direzione.

Un altro fattore determinante nella configurazione di un sistema carsico è la geometria del substrato (Fig. 27). Nel caso di superfici di base inclinate, che si spingono di sotto del livello di base, il flusso non è condizionato dall'immersione del substrato. Si hanno, allora, sistemi idrogeologici con trabocco nei punti altimetricamente più bassi e flussi

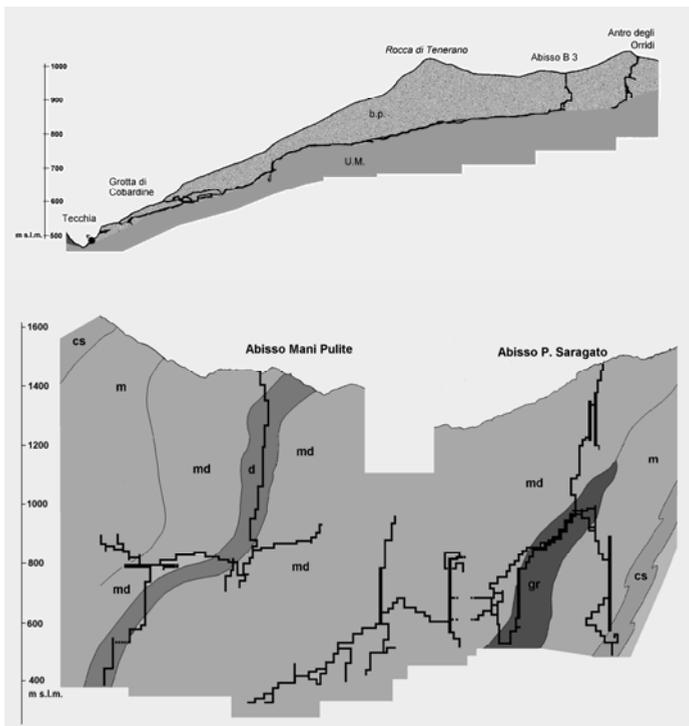


Fig. 27 - Esempi di sistemi con circolazione influenzata e non influenzata dal substrato. In alto, sistema di Tenerano (Alpi Apuane): b.p.) breccie poligeniche, U.M.) unità metamorfiche (filladi e scisti). In basso, sistema della Carcaraia (sezione parziale, Alpi Apuane): gr) Grezzoni, d) dolomie, md) marmi dolomitici, m) marmi, cs) metacalciferi.

lungo la direzione delle strutture. Gli acquiferi sono delimitati lateralmente da contatti sottoposti o sovraimposti. Quando invece la superficie di base delle rocce carsificabili si trova a quota maggiore di quella del livello di base, la geometria del substrato determina, in genere, la direzione di scorrimento dell'acqua.

Un caso particolare è quello delle grotte ipogeniche, già descritte nel paragrafo 3.6. In questo caso il ruolo della gravità è ininfluenza e l'andamento dei condotti è fortemente condizionato dalla struttura, soprattutto dalla distribuzione delle discontinuità. Il basso grado di gerarchizzazione di questi sistemi, rispetto a quelli con circolazione gravitativa, conferisce spesso un andamento labirintico bi- o tridimensionale.

5. MORFOLOGIE IPOGEE

I sistemi carsici sono, in pratica, degli insiemi più o meno organizzati di condotti, prodotti da processi di dissoluzione e d'erosione. I condotti possono avere dimensioni variabili, in sezione, da pochi mm a qualche decina di metri. Le caratteristiche morfologiche riguardano sia la scala del condotto, per quanto riguarda la geometria del condotto stesso e in particolare la sua sezione trasversale, sia la scala piccola, cioè relativa alla struttura delle pareti in roccia (forme parietali).

Una prima distinzione può essere fatta sulla base del processo morfogenetico predominante. Avremo perciò:

- 1) Forme di dissoluzione o precipitazione (forme carsiche s.s.);
- 2) Forme dovute all'azione meccanica delle acque correnti;
- 3) Forme dovute all'azione meccanica di ghiaccio o neve;
- 4) Forme dovute alla gravità.

Per tutte queste categorie esistono sia forme di demolizione che di deposizione. In queste pagine ci limitiamo a descrivere le prime, senza trattare dunque i riempimenti di origine fisica (depositi, detriti, crolli) né quelli di origine chimica (speleotemi).

Gran parte delle forme ipogee è dovuta all'azione dell'acqua, attraverso processi dissolutivi e/o meccanici (erosione s.l.). La distinzione non è sempre facile, e molte forme, soprattutto alla scala del condotto, possono essere il risultato di entrambi i processi. Molti autori si sono occupati della descrizione e dell'interpretazione delle forme ipogee, soprattutto di quelle dovute all'acqua, sia a scala del condotto (ad esempio, BRETZ, 1942; MYLROIE, 1984; LAURITZEN & LUNDBERG, 2000), sia a scala minore (BINI, 1978; SLABE, 1995) proponendo anche classificazioni basate su criteri diversi.

5.1 Morfogenesi dovuta all'azione dell'acqua

Nei sistemi carsici, al di sotto dell'epicarso, caratterizzato da elevata porosità e da circolazione diffusa, si riconoscono tipicamente tre zone, caratterizzate da flussi idrici in condizioni idrodinamiche diverse (Fig. 28):

- 1) Zona vadosa (o di scorrimento a pelo libero);
- 2) Zona epifreatica (o di oscillazione piezometrica);
- 3) Zona freatica (o di flusso a pieno carico).

Questi tre ambienti, i cui limiti non sono sempre facilmente definibili né identificabili,

sono caratterizzati da diverse caratteristiche morfologiche in funzione delle diverse modalità di flusso.

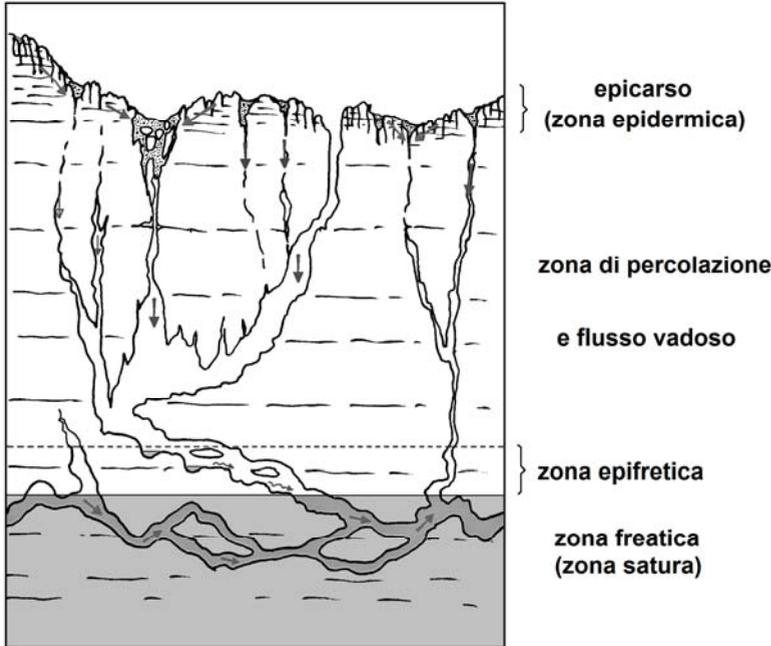
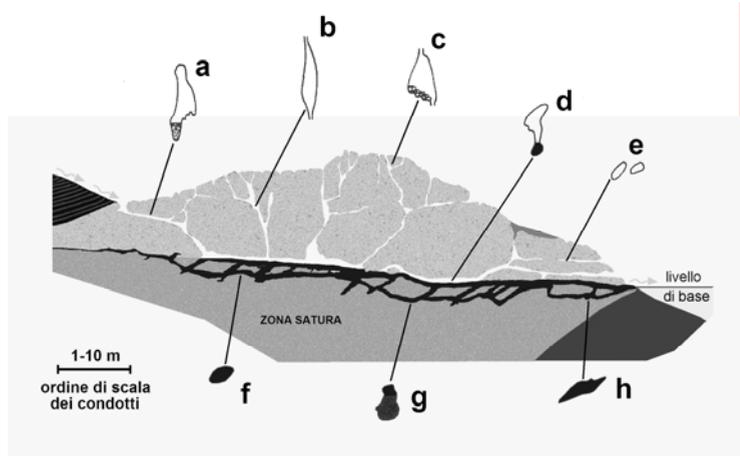


Fig. 28 - Partizione verticale delle condizioni di flusso in un sistema carsico epigenico.

Alla scala dei condotti, si osservano andamenti prevalentemente verticali nella zona vadosa (pozzi) e prevalentemente orizzontali (gallerie) in quella epifreatica e freatica. Il ruolo dei fenomeni di erosione meccanica è particolarmente importante nella zona vadosa inferiore, in corrispondenza dei collettori principali, e in quella epifreatica, mentre è assai minore in quella freatica. La forma dei condotti assume particolari configurazioni in funzione del regime idrologico dominante e del carico litostatico (Fig. 29).

Fig. 29 - Distribuzione di alcune tipiche forme nelle diverse zone di un sistema carsico: a) forra di erosione verticale, b) pozzo di percolazione a "fusoidi", c) ambiente di crollo, d) forra epifreatica, e) condotti freatici relitti, f) condotto freatico interno attivo, g) condotto paragenetico parzialmente riempito da sedimenti, h) condotto freatico periferico attivo.



5.1.1 Zona vadosa

Subito al di sotto della zona epicarsica, cioè nella parte alta della zona vadosa, i condotti assumono in genere andamento verticale e prendono il nome generico di pozzi. La forma può essere quasi perfettamente cilindrica, lentoidale, più o meno schiacciata, o a fuso. Essa dipende dalle caratteristiche strutturali della roccia e dal tipo di alimentazione (LAURITZEN & LUNDBERG, 2000). Dove prevalgono percolazione e flussi laminari parietali, i pozzi hanno sezione orizzontale da circolare ad allungata, in funzione delle modalità di alimentazione (puntuale o lineare).

I pozzi possono formare successioni pressoché continue, oppure essere intervallati da brevi cunicoli o strette forre. La loro profondità può arrivare sino a diverse centinaia di metri, soprattutto in presenza di calcari poco stratificati e attraversati da fratture verticali molto profonde dovute a fenomeni di rilascio tensionale in prossimità di pareti esterne. Nelle zone di flusso incanalato i pozzi hanno spesso una sezione complessa, con ampliamenti e restringimenti, e maggiore sviluppo in pianta. Fenomeni di retrocessione di tali pozzi possono portare alla formazione di forre (DEMATTEIS, 1963).

Nella zona vadosa profonda, o in condizioni di bassa penetrabilità verticale del corpo roccioso (fratturazione poco sviluppata) o di basso gradiente idraulico, si formano lunghe forre sotterranee. L'andamento longitudinale può essere caratterizzato da brevi cascate collegate da tratti a minore pendenza, oppure avere pendenza regolare, più o meno accentuata. La pendenza e il profilo longitudinale di queste forre dipendono molto da fattori litostutturali, in altre parole dall'inclinazione degli strati e dalla presenza di faglie e fratture. Nel caso di una grotta di contatto, questa è vincolata a seguire il tetto della formazione impermeabile di base. Nelle forre l'azione d'erosione meccanica può avere un ruolo prevalente rispetto a quello della dissoluzione, specie nei sistemi con alimentazione allogonica.

L'andamento in pianta delle forre sotterranee può essere rettilineo o ad anse (meandri). In genere, l'andamento rettilineo si ha in presenza di rocce fratturate o di flussi a regime variabile; l'andamento a meandri si ha in rocce compatte e con flussi più regolari. Le anse tendono a spostarsi verso valle approfondendosi, dando ai meandri un

andamento sinuoso anche in sezione verticale.



Fig. 30 – Esempi di pozzo e forra nella zona di flusso vadoso. A sinistra: un classico pozzo cascata con modesto arretramento, Buca di Fosso Rimonio (Ripa di Soraggio, Lucca; L. PICCINI); a destra: una forra rettilinea con allargamenti dovuti ad erosione laterale, Abisso Go Fredo (Alpi Apuane; L. PICCINI).

5.1.2 Zona epifreatica

La zona epifreatica è soggetta sia a scorrimento a pelo libero sia a pieno carico. Un condotto può perciò essere interessato da condizioni diverse, in funzione delle oscillazioni della superficie piezometrica (che possono superare anche i 100 m di ampiezza). In genere la morfologia dominante è quella determinata dalle condizioni di flusso elevato (condizioni di piena). L'assetto morfologico della zona epifreatica dipende molto dallo stadio evolutivo che questa ha raggiunto. In condizioni di bassa "maturità" prevalgono le forme legate a scorrimento a pieno carico (di tipo freatico), mentre in condizioni di elevata "maturità" prevalgono le forme di incisione a pelo libero (forre e canyon). Più in generale, i condotti tendono ad avere andamento orizzontale, le sezioni sono assai variabili e tendono ad essere influenzate dalla struttura. A volte si alternano condotti a pieno carico (sifoni) a forre con andamento suborizzontale.

Le forme più tipiche sono i canyon, formati per incisione da gallerie freatiche che presentano a volte la tipica sezione a "buco di serratura". In alto si conserva infatti parte dell'originario condotto freatico, da cui si è formata per incisione una forra più o meno profonda. Le pareti delle forre presentano spesso dei restringimenti e talvolta conservano ancora sedimenti legati a fasi temporanee di deposizione.

Nella zona epifreatica succede spesso che i condotti vengano totalmente riempiti di depositi alluvionali. In queste condizioni l'azione dissolutiva e talvolta erosiva agisce sulla volta ("erosione antigravitativa" di PASINI, 1973), dando origine a forme peculiari che verranno descritte in seguito. I condotti tendono ad essere rielaborati con la formazione di gallerie dette paragenetiche. In queste condizioni si può avere la modificazione di un originario condotto di zona freatica con profilo a saliscendi, in forra, per progressiva incisione dei dossi ed erosione sulla volta dei colli d'oca (sifoni).

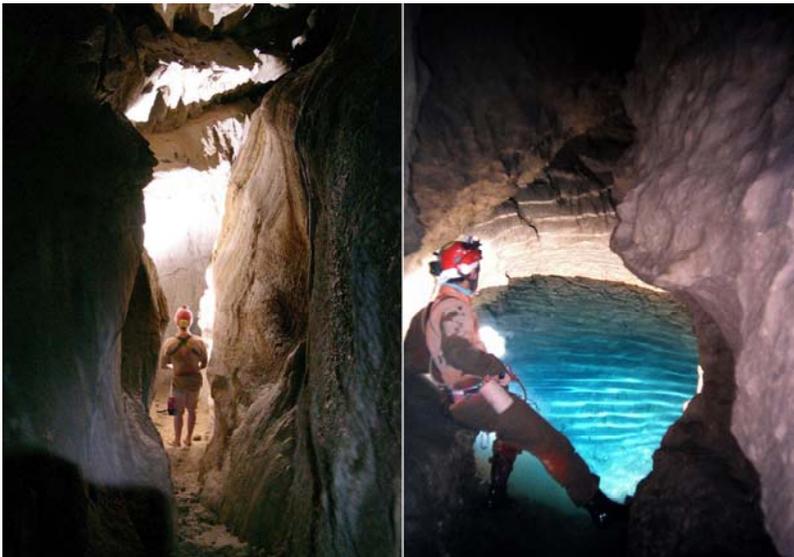


Fig. 31 – A sinistra: forra di scorrimento vadoso evoluta a partire da un condotto epifreatico, Buca del Fauno (Ripa di Soraggio, Lucca; L. PICCINI). A destra: sifone della zona epifreatica, Abisso Senzossi (Alpi Apuane; L. PICCINI).

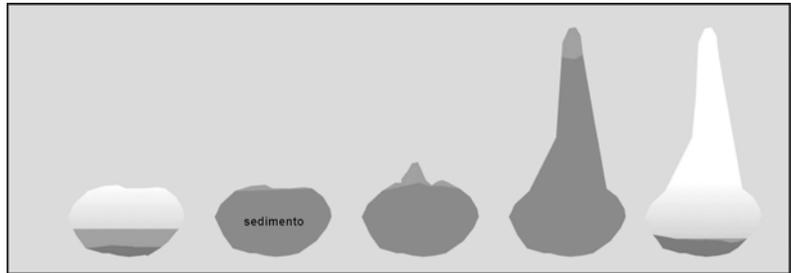
5.1.3 Zona freatica

La zona freatica è caratterizzata da flussi solitamente lenti in condizioni di totale saturazione e con pressioni elevate (sino a qualche decina di bar). Queste condizioni

influenzano la forma dei condotti, che tende ad essere regolare con profili da circolari ad ellittici, più o meno eccentrici (Fig. 32).

I condotti hanno un andamento orizzontale o a “sali/scendi”, in funzione del diverso assetto strutturale (giacitura degli strati, fratturazione, ecc.), con sezioni solitamente ellittiche, e asse maggiore lungo le superfici di discontinuità. La maggiore o minore eccentricità dipende dalla permeabilità della discontinuità e quindi, spesso, dal carico litostatico. Con forti spessori di roccia si hanno condotti a sezione sub-circolare, mentre

Fig. 32 - Formazione di un condotto paragenetico.



con carichi modesti condotti a sezione molto ellittica, in genere con asse maggiore orizzontale. In presenza di più discontinuità si possono avere profili irregolari.

I condotti freatici costituiscono spesso degli insiemi anastomizzati di gallerie, in cui non è sempre riconoscibile un condotto principale, e presentano diversioni e *bypass*.

Le gallerie di ambiente freatico possono evolvere in forre quando vengono a trovarsi nella zona epifreatica e rimangono a lungo oggetto di flussi idrici in condizioni di non saturazione. Se il flusso non può approfondirsi, per la presenza di un orizzonte più resistente all'erosione o perché ha raggiunto un profilo d'equilibrio, si ha erosione laterale, con allargamento della galleria, che assume una tipica morfologia a tunnel e dimensioni anche notevoli. E' così che si formano le grandi gallerie tipiche delle grotte tropicali d'attraversamento, larghe anche diverse decine di metri.

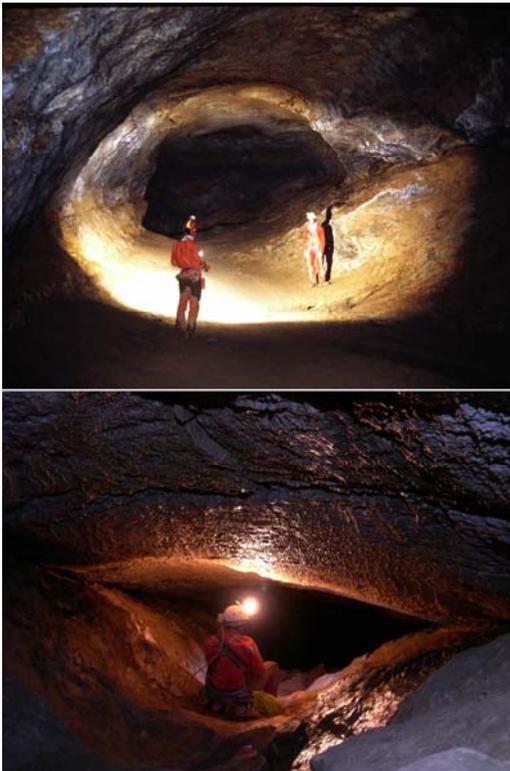


Fig. 33 – In alto: grande condotto freatico di interstrato, Tantalhöhle (Austria; L. PICCINI). In basso: condotto freatico di interstrato con parziale approfondimento in regime vadoso, Complesso del M. Corchia (Alpi Apuane; L. PICCINI).

5.1.4 Condizioni ipogeniche

Le condizioni ipogeniche sono legate, come già detto, alla risalita, in genere lenta, di acque che hanno circolato per tempi solitamente lunghi in profondità e caratterizzate da una forte aggressività (vedi paragrafo 3.6). Le condizioni di flusso non sono quindi molto diverse da quelle della zona freatica in grotte epigeniche e le differenze morfologiche si esplicano soprattutto a livello delle microforme. Per quanto riguarda la forma dei condotti, questi tendono ad avere sezioni tondeggianti.

5.1.5 Grotte poligeniche

Molte grotte passano attraverso più fasi speleogenetiche e molti ambienti sotterranei sono soggetti, durante la loro evoluzione, a condizioni di flusso diverse. E' anzi abbastanza normale trovare condotti formati in condizioni freatiche, o addirittura di origine ipogenica profonda, soggetti poi a modificazioni in condizioni epifreatiche e successivamente vadose. La ricostruzione di queste tappe evolutive rappresenta un punto chiave per capire la storia genetica di un sistema carsico.

In generale si può dire che tutti i condotti carsici passano attraverso una fase iniziale di flusso a pieno carico, che può essere molto breve e non lasciare traccia, come accade per quei condotti che vengono a trovarsi in quella che poi diviene la zona vadosa (paragrafo 5.1.1.), o può persistere a lungo determinandone le caratteristiche morfologiche.

Molte forre di origine prevalentemente vadosa conservano sulla volta tracce dell'originario condotto a pieno carico con tipiche forme di ambiente freatico. In qualche caso, però, queste forme possono essere successive alla formazione della forra ed essere dovute ad una fase di sommersione determinata da alluvionamento con occlusione quasi totale della forra (vedi paragenesi, paragrafo 3.7.2.). Un livello di condotte freatiche, invece, evolve in grandi gallerie a sviluppo prevalentemente orizzontale, quando rimane per tempi sufficientemente lunghi in prossimità del livello di base. Per prima cosa si forma un livello carsico di tubi epifreatici a quote di poco superiori a quella delle sorgenti (PALMER, 1984). Se il livello di base rimane stabile i condotti possono evolvere in forre a basso gradiente, caratterizzate in genere da presenza di depositi alluvionali, e quindi in grandi gallerie ampliate da erosione laterale e crolli.

Decisiva è, dunque, la durata della fase epifreatica. Piani epifreatici ormai inattivi particolarmente evoluti, formati in altre parole da flussi prolungati nel tempo, indicano in genere una fase con livello di base stabile. Viceversa, piani epifreatici o freatici relitti, "congelati" nella fase iniziale di sviluppo, indicano in genere un veloce abbassamento del livello di base (PALMER, 1987).

In altre parole, nel caso in cui i condotti primari non presentino fasi d'incisione a pelo libero, si può dedurre che la fase di passaggio a condizioni d'inattività è stata rapida e ciò denuncia quasi sempre un rapido abbassamento del livello di base, che il più delle volte è la conseguenza di un sollevamento pronunciato.

5.2 Meso e microforme ipogee

Le forme presenti sulle pareti dei condotti (microforme) sono anch'esse determinate, in gran parte, dalle condizioni di flusso. Si tratta soprattutto di forme dovute a fenomeni di dissoluzione, ma localmente possono avere avuto un ruolo rilevante anche processi

d'erosione meccanica e, soprattutto per le cavità ipogeniche, quelli di condensazione.

5.2.1 Forme delle grotte epigeniche

Le forme descritte nella vasta bibliografia esistente sono molte. In questa sede ci limiteremo alle principali, proponendo una classificazione basata ancora una volta sulle condizioni di flusso, separando le forme tipiche delle grotte epigeniche da quelle delle grotte ipogeniche.

Qui proponiamo una classificazione non rigida e limitata alle principali forme dovute all'azione dell'acqua, che ha fini puramente didattici (Fig. 34). Il criterio guida è basato in primo luogo sulle condizioni di flusso nei diversi ambienti ipogei, distinguendo, quando possibile, il ruolo della dissoluzione da quello dell'erosione meccanica.

Condizioni	Flusso	Dissoluzione prev.	Erosione prev.
Vadose	sgocciolamento	fori di gocciolamento	
	flusso a rivoli	solchi di ruscellamento	
	flusso incanalato	solchi parietali solchi di getto	canali pavimentali forre marmitte lame (pinne)
Epifreatiche	tra roccia e depositi	anastomosi canali di volta	pendenti solchi di livello
	libero	solchi di battente scallop piccoli cupole vaschette di ristagno	
Freatiche	a pieno carico	scallop grandi alveoli - <i>spongework</i> cupole solchi di flusso	

Fig. 34 - Schema di classificazione delle principali mesoforme delle grotte d'origine epigenica.

Forme di dissoluzione da sgocciolamento

Sono quelle forme dovute alle gocce che cadono dai soffitti di condotti carsici (fori pavimentali). Tali forme di corrosione indicano ovviamente acque aggressive. Un caso particolare è quello delle grotte che ospitano colonie di pipistrelli od altri volatili (ad esempio le rondini delle grotte tropicali). In questi casi nei fori si accumula il guano che, decomponendosi, produce acidi organici che sciolgono profondamente la roccia.

Forme di dissoluzione da ruscellamento (karren ipogei)

Sono l'equivalente dei *karren* di superficie e sono prodotti da flussi incanalati alimentati in genere da stillicidi o venute d'acqua secondarie. Le forme sono analoghe a quelle dei solchi presenti sulle superfici rocciose esposte, ma in genere di dimensioni minori (larghezze di pochi centimetri e lunghezze raramente superiori a qualche metro).

Legati al ruscellamento sono anche i solchi che si formano sulle pareti dei pozzi

investite da getti d'acqua, soprattutto in occasione di forti precipitazioni (solchi di getto).

Forme di dissoluzione ed erosione da flusso a pelo libero

Sono forme molto frequenti nelle forre e nei condotti della zona epifreatica. Possono essere legate a flussi oppure a specchi d'acqua con livello persistente. Le più comuni derivano da scorrimento di flussi incanalati (canali pavimentali), con solchi di larghezza e profondità assai variabile ma molto sviluppati in lunghezza, che si formano per erosione lineare di fondo.

Altre forme abbastanza frequenti sono le marmitte, che si formano per erosione in corrispondenza di vortici di fondo su letto roccioso.

Nel caso di flussi idrici persistenti e con livello relativamente costante si formano lunghe rientranze parietali nel senso del flusso (solchi di livello idrico), dovute a dissoluzione o spesso ad erosione meccanica laterale in corrispondenza del letto di un corso d'acqua sotterranea.

Nel caso invece di specchi d'acqua ferma o con moto molto lento (laghetti) i solchi di livello sono dovuti soprattutto a dissoluzione e sono particolarmente evidenti nei laghetti alimentati periodicamente da stillicidi, in cui quindi lo strato superficiale dell'acqua si trova periodicamente in condizioni di sottosaturazione.

Forme di condotte paragenetiche

I condotti di origine paragenetica presentano spesso delle forme particolari in corrispondenza della volta, cioè là dove si aveva il flusso dell'acqua, che ne permette il riconoscimento (PASINI 1973; Fig. 32). Se il flusso è incanalato si formano dei caratteristici canali di volta. Se invece il flusso è disperso in più linee si formano canali tra loro anastomizzati, che isolano speroni di roccia, conosciuti con il nome di pendenti (*pendant*), dalla forma allungata nel senso della corrente. La formazione di un canale o più canali anastomizzati è legata alla geometria della volta ed al regime idraulico. I canali anastomizzati hanno bisogno, per formarsi, di una volta piatta e di flussi soggetti a forti escursioni di carico idraulico, vale a dire di portata.

Forme di dissoluzione da flusso

Nei condotti attivi il movimento dell'acqua scolpisce le pareti formando delle impronte di flusso dette *scallop* (Fig. 35). Si tratta di forme parietali tipiche dell'ambiente freatico ed epifreatico, ma possono trovarsi anche nelle forre di ambiente esclusivamente vadoso.

Le *scallop*, che letteralmente vuol dire “conchigliette”, hanno la forma di un cucchiaio o di una impronta di sgorbia sul legno, con l'asse maggiore parallelo alla direzione di flusso. Il profilo, in asse con il condotto, è asimmetrico con il bordo più incavato dalla parte da cui proviene la corrente idrica, in genere ben visibile con luce radente alla parete.

Le dimensioni sono inversamente proporzionali alla velocità di flusso e le dimensioni medie di un campione sufficiente ampio e rappresentativo di impronte permette di ricavare un valore indicativo della velocità della corrente (CURL, 1974) che corrisponde a quello di flussi con portata elevata (LAURITZEN & LUNDBERG, 2000).

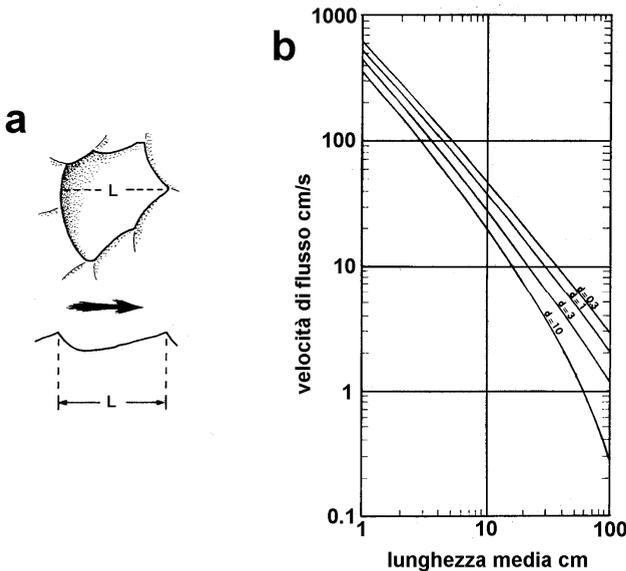


Fig. 35 – a) Forma di una scallop con indicata la lunghezza (L) il cui valore è funzione della velocità di flusso; b) curve di relazione teorica tra lunghezza di una scallop e velocità di flusso, per 3 diversi diametri del condotto (da WHITE, 1988, ridisegnato).

Forme di dissoluzione da flusso a pieno carico

I condotti soggetti a condizioni persistenti od occasionali (epifreatici) di flusso a pieno carico presentano diverse forme caratteristiche, che ne consentono il riconoscimento da quelli soggetti prevalentemente a condizioni di flusso a pelo libero. Le forme più caratteristiche sono: le cupole, le nicchie da miscelazione, gli alveoli ed i grandi *scallop*.

Le cupole si formano per l'accumulo di aria in rientranze della volta e sono forme più che altro tipiche della zona epifreatica soggetta e periodici allagamenti. L'aria accumulata è più soggetta a forti sbalzi di pressione, dell'ordine anche di diversi hPa. Nei momenti di pressione elevata nell'acqua si discioglie una maggiore quantità di CO_2 . La dissoluzione agisce soprattutto a pelo d'acqua e tende ad allargare progressivamente la cupola.

Le tasche da miscelazione hanno la forma di concavità ogivali formate in corrispondenza di fratture da cui si hanno venute anche modeste d'acqua. Sono forme tipiche degli ambienti freatici e sono legate a fenomeni di dissoluzione da miscelazione (effetto BÖGLI).

Gli alveoli, o corrosioni a spugna (*spongework*), sono costituiti da una fitta rete di canalicoli, di forma e dimensioni irregolari che conferiscono alla roccia un aspetto cariato. I grandi *scallop* sono concavità sulle pareti di dimensioni variabili da qualche decimetro a qualche metro. Sono forme tipiche delle zone freatiche e si formano per l'azione di vortici in acque lente, innescati dalle irregolarità delle pareti. Indicano in genere acque ad elevata aggressività.

5.2.2 Forme delle grotte ipogeniche

Le grotte ipogeniche sono spesso caratterizzate da una serie di forme più o meno grandi, derivate dalla corrosione acida sia in ambiente subacqueo sia subaereo. Anche se queste morfologie non sono risolutive nel determinare se una grotta è ipogenica o meno, possono costituire dei validi indizi.

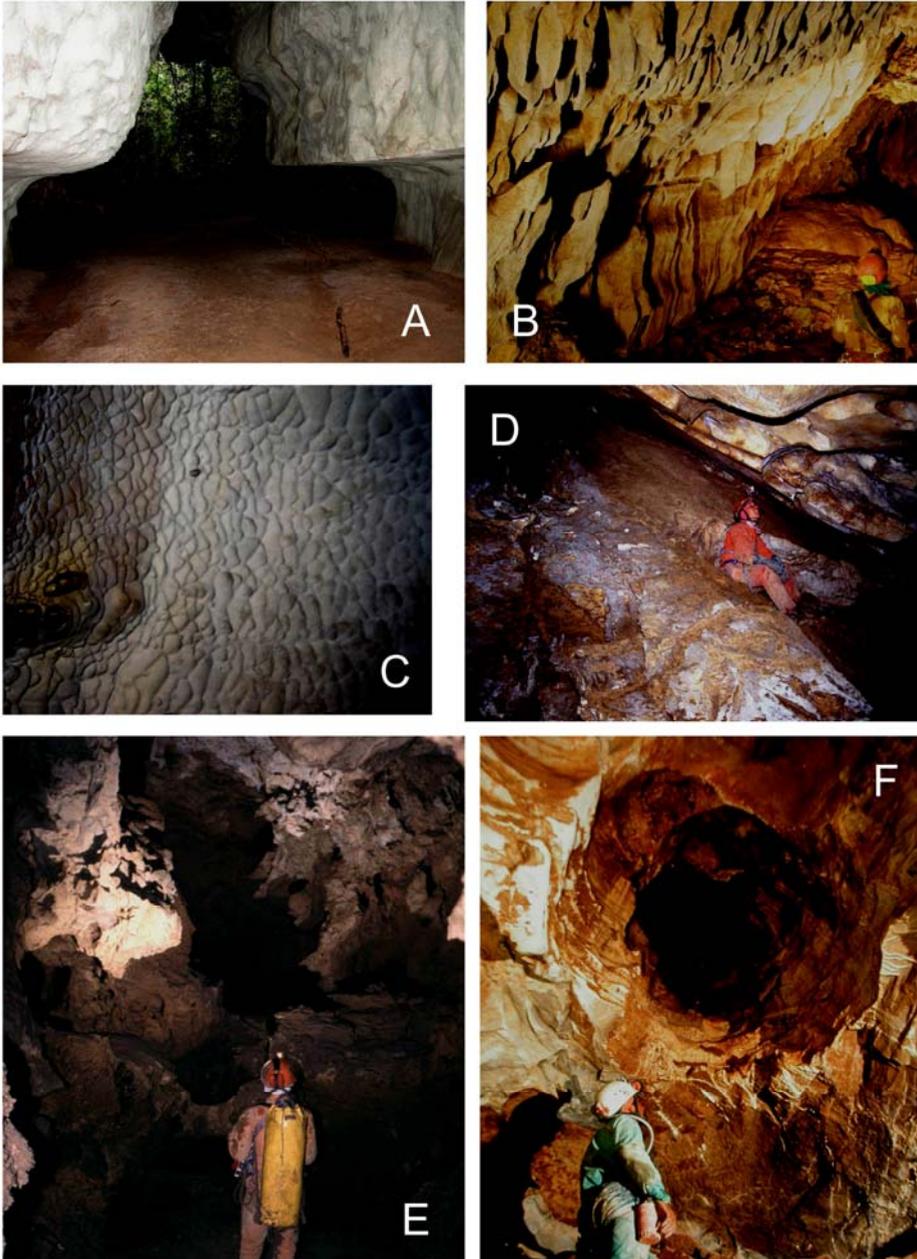


Fig. 36 – Micro- e mesoforme delle grotte epigeniche: A) solco di livello parietale di dissoluzione, St. Paul karst (Filippine, L. PICCINI); pendenti e anastomosi di origine paragenetica, St. Paul karst (Filippine, P. PORCU); parete con scallop, dimensione media circa 4 cm (M. Corchia, Alpi Apuane; L. PICCINI); grande scallop sul soffitto di una galleria freatica, Tantalhöhle (Austria; L. PICCINI); Alveoli e forme di corrosione di ambiente freatico, Abisso P. Saragato (Alpi Apuane; L. PICCINI); cupola di volta di ambiente freatico, Bai Sun Tau (Uzbekistan; T. BERNABEI).

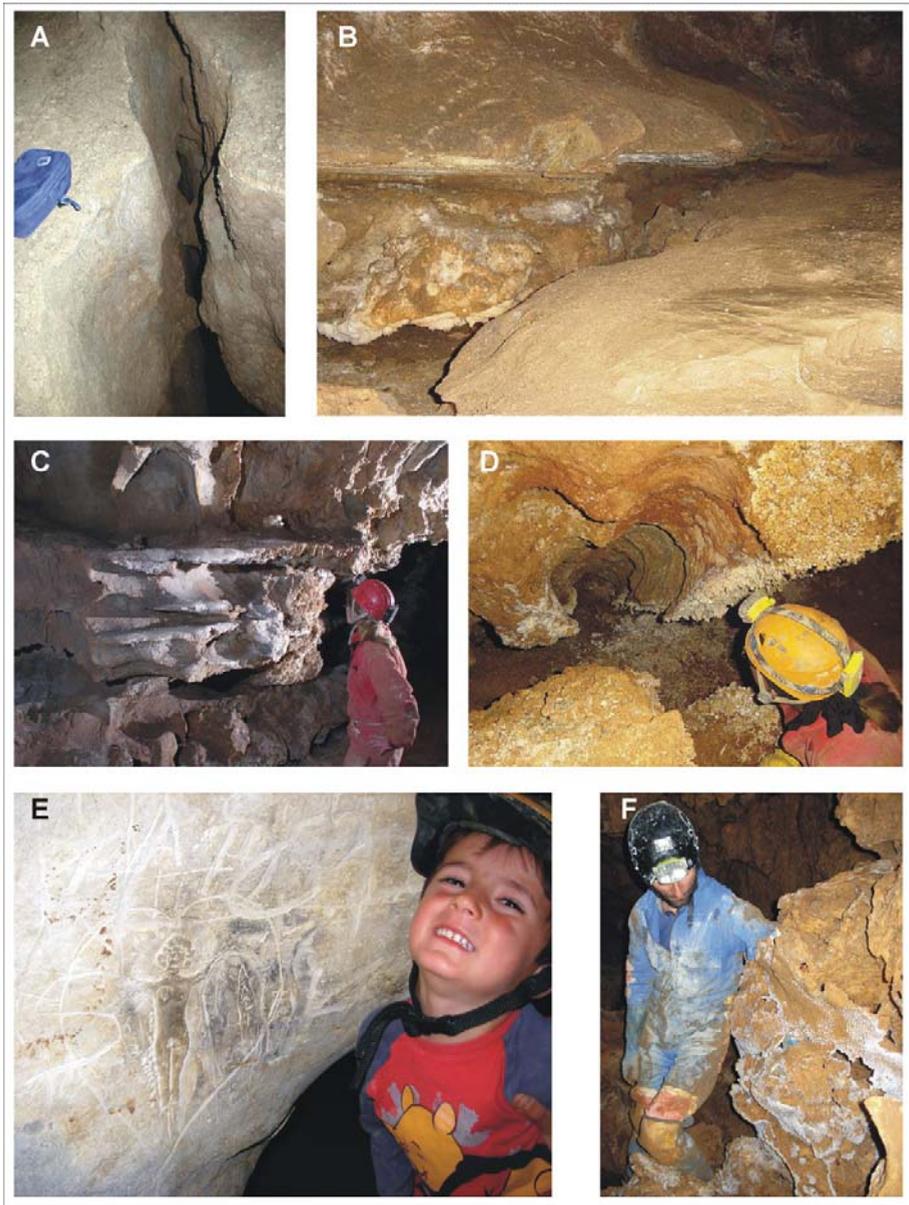


Fig. 37 - Micro-e mesoforme delle grotte ipogeniche: A. Bocca alimentatrice (feeder), Grotte du Chat (Provenza; J. DE WAELE); B. Intaglio a tetto piatto, Kraus Höhle (Austria; P. AUDRA); C. Serie di nicchie convettive con intagli a tetto piatto, Kraus Höhle (Austria; L. PLAN); D. Canale di condensazione-corrosione con concrezioni cavolfiore in basso, Eisensteinhöhle (Austria; P. AUDRA); E. Parete alterata con disegno antropico, Grotte de St. Sébastien (Francia; J. DE WAELE); F. Blocco scheletrico letteralmente “mangiato” dalla corrosione, Grotte Pigette I (Francia; J. DE WAELE).

Una loro classificazione non è facile, trattandosi di forme legate a processi anche molto diversi. Possiamo in ogni modo distinguere le forme tipiche delle zone areate, dovute soprattutto a fenomeni di condensazione, da quelle tipiche delle zone sommerse.

Bocche alimentatrici

I vapori acquei che salgono dalla falda termale ed entrano nello strato carsificabile allargano le fessure attraverso la condensazione-corrosione. Quando la falda termale ha subito delle variazioni di livello nel tempo si possono formare dei tratti di grotta suborizzontale sovrapposti, collegati tra loro da tratti subverticali composti di fessure o tubi semi-cilindrici che porta(va)no i vapori caldi. L'interno di questi canali o fessure subverticali è caratterizzato da pareti lisce e corrose. Gli aerosol caldi, salendo, si raffreddano condensando sui soffitti e le pareti. Tali masse d'aria, più dense e secche, ricadono verso il suolo riscaldandosi e causando la formazione di concrezioni da evaporazione (coralloidi) al suolo. Queste concrezioni sono tagliate dai vapori ascendenti e corrosivi in corrispondenza delle bocche. Le bocche alimentatrici sono tipiche di grotte ipogeniche, e testimoniano la ricarica dal basso del sistema carsico (AUDRA *et alii*, 2007; KLIMCHOUK, 2007; Fig. 37A).

Intaglio a tetto piatto

La corrosione della roccia carbonatica a contatto con la falda freatica sulfurea porta alla formazione di un intaglio nella parete, caratterizzato da un tetto perfettamente piano e molto regolare, nel caso di un livello molto stabile nel tempo della superficie dell'acqua sulfurea. Al di sopra di questo livello si formano di solito delle nicchie convettive (Fig. 37B).

Nicchie convettive

Il forte gradiente termico in grotte termali dà luogo all'instaurarsi di movimenti d'aria per convezione. Durante la risalita dei vapori caldi saturi le masse d'aria si raffreddano provocando la condensazione d'acqua sui soffitti e sulle pareti fredde. L'aria di ritorno è più secca, scende, si riscalda e provoca evaporazione (e deposizione chimica) nelle parti basse. Nelle nicchie convettive, quindi, la parte più alta della forma è caratterizzata da pareti lisce e corrose, mentre in basso troviamo concrezioni tipiche d'evaporazione come i coralloidi. Sul bordo di una falda termale si formano delle nicchie convettive sulle pareti immediatamente sopra la superficie d'acqua (Fig. 37C). Se il livello della falda oscilla non troveremo i coralloidi che, man mano che si formano per evaporazione, si sciolgono non appena sono sommersi dalle acque sottosature (AUDRA *et alii*, 2007).

Canale di condensazione

Dove il soffitto è basso ed inclinato (es. interstrato) l'aria calda che proviene dalla falda termale sottostante risale percorrendo vie preferenziali alte e scolpendo un vero e proprio canale di condensazione-corrosione. Questo canale può allungarsi per parecchi metri ed è caratterizzato da pareti lisce dalle forme arrotondate. Quando l'aria calda si è raffreddata scende per gravità e ritorna verso la falda termale scorrendo lungo il pavimento. Durante la discesa quest'aria si riscalda causando l'evaporazione che porta

alla formazione di depositi chimici (es. coralloidi; Fig. 37D).

In grotte sulfuree termali attive i vapori sulfurei condensano più intensamente nelle parti alte (soffitti), dove la roccia è più fredda, ed in particolare sopra le acque calde. La condensazione e conseguente corrosione è tanto più importante quanto è grande la distanza tra falda termale e soffitto (e quindi il gradiente termico). Questo processo porta nel tempo alla formazione di canali di volta per condensazione sulfurea.

Cupolette

La condensazione dell'acqua da aria umida può avvenire estesamente, ma spesso avviene anche più localmente in piccole gocce che interagiscono sulla roccia corrodendola e portando alla formazione di piccoli buchi subsferici conosciuti con il nome di cupolette. Casi tipici si trovano anche in grotte epigeniche, vicino a grosse nicchie sulla volta in zone soggette ad allagamento periodico: la condensazione in questo caso è legato alle variazioni di pressione.

Pareti alterate

In rocce omogenee la corrosione carsica per condensazione si propaga in tutte le direzioni in uguale misura. Si creano in questo modo pareti alterate, in cui l'intera superficie del vano sotterraneo è corrosa fino a mostrare uno strato più o meno sottile (spesso anche fino ad alcuni centimetri) di roccia alterata (Fig. 37E).

Boxwork

Quando invece la roccia è eterogenea, la corrosione per condensazione agisce in modo differenziale creando i tipici *boxwork* o blocchi scheletrici (Fig. 37F). Le parti più resistenti alla corrosione, come le vene di calcite (o altri minerali), possono protrudere dalla roccia formando disegni a forma di nidi d'ape. Queste forme assomigliano in qualche modo agli *honeycomb* che si trovano su rocce intrusive nelle aree costiere esposte ai venti. *Boxwork*, molto più frequenti in grotte ipogeniche, si trovano anche in grotte epigeniche dove la roccia eterogenea è esposta a fenomeni di condensazione (PALMER, 1981).

Cupole e sfere di condensazione

La condensazione-corrosione nelle parti alte delle cavità può portare alla formazione di *megascallop* che, quando sono profondamente scolpite, diventano nicchie convettive prima, poi cupole sia nella parte alta delle pareti che sul soffitto. Quando le cupole sul soffitto sono molto profonde assumono forma sferica (Fig. 38A). Le cupole di condensazione sono particolarmente sviluppate in presenza di forti gradienti termici, tipici di grotte termali, ma tali condizioni possono verificarsi, almeno stagionalmente, anche in zone d'ingresso di alcune grotte epidermiche di tipo epigenico (SZUNYOGH, 1990; OSBORNE, 2004). Esistono cavità interamente formate da una sovrapposizione verso l'alto di sfere compenstrate (Sätörkö-pusztá Barlang, Ungheria; SZUNYOGH, 1990).

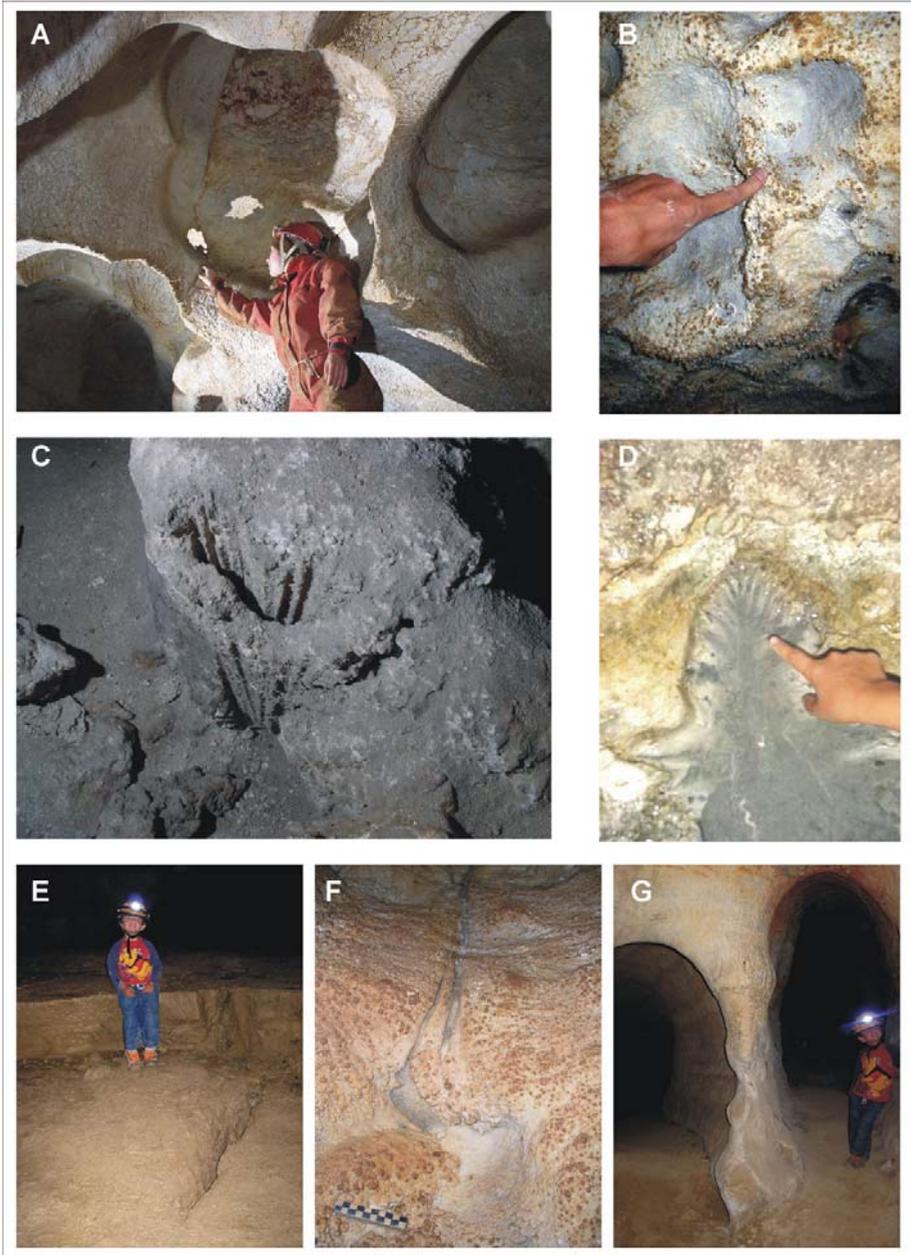


Fig. 38 - Micro e mesoforme delle grotte ipogeniche: A. Cupole di condensazione-corrosione in Kraus Höhle (Austria; L. PLAN); B. Tasca di sostituzione, Grotte du Chat (Francia; J. DE WAELE); C. Buchi di stillicidio in massa gessosa, Kraus Höhle (Austria; L. PLAN); D. Coppella con microkarren sulfurei, Cueva de Villa Luz (Messico; P. AUDRA); E. Tavola di corrosione a superficie perfettamente orizzontale nella Grotte du Chat (Francia; J. DE WAELE); F. Bubble trail nella Grotte de l'Adaouste (Francia; J.Y. BIGOT); G. Pilastro che divide due gallerie isodimensionali nella Grotte de St. Sébastien (Francia; J. DE WAELE).

Tasche di corrosione-sostituzione

I vapori sulfurei provocano una corrosione delle pareti a spese del calcare con la formazione di gesso. La condensazione dei vapori avviene più efficacemente nelle zone più alte delle concavità preesistenti, dove la corrosione-sostituzione causa la formazione del gesso a spese del calcare. Questo gesso rimane facilmente incollato nella concavità e mantiene più a lungo livelli d'umidità più elevati, con maggiore efficacia di dissoluzione. Il processo porta, gradualmente, alla formazione di concavità sempre più accentuate, le cosiddette tasche di corrosione-sostituzione (Fig. 38B). Quando il peso del gesso diventa troppo elevato, esso cade per gravità verso il suolo, esponendo nuova roccia calcarea all'aggressione acida. Il gesso caduto al suolo, in presenza di acque correnti (anche solo stagionali), può essere asportato (GALDENZI, 1997).

Buchi di stillicidio

Lo stillicidio in grotte ipogeniche, soprattutto in quelle sulfuree, è spesso acido e provoca nel punto d'impatto la formazione di buchi profondi anche diversi decimetri. Questi si possono formare sia nei depositi di gesso (ove non è necessario che l'acqua sia acida; Fig. 38C), sia nella roccia carbonatica più o meno corrosa.

Coppelle e karren sulfurei

In grotte sulfuree l'acido solforico reagisce con le rocce carbonatiche causando la corrosione-sostituzione del calcare con formazione di gesso che viene facilmente asportato. A seconda della quantità di stillicidio si formano rivoli di acque acide che scolpiscono *karren* sulfurei, oppure un film che scolpisce la roccia più omogeneamente creando le coppelle sulfuree (Fig. 38D).

Tavole di corrosione

Negli ambienti dove la condensazione diviene importante (in genere quando il gradiente termico è elevato) le acque acide di condensa formano un film che scorre lungo le pareti e poi lungo il pavimento per raggiungere la falda termale. Siccome la corrosione è più intensa nell'acqua appena condensata e tende a diminuire man mano che essa scorre sul pavimento si formano superfici estremamente regolari e leggermente inclinate verso la falda (1,6% circa): le tavole di corrosione (Fig. 38E).

Nicchie e canali parietali (con scallop)

Alcune forme sembrano originarsi al di sotto della falda termale. Tra queste ci sono le nicchie parietali, forme negative arrotondate che spesso seguono discontinuità nella roccia (stratificazione o fratturazione). Queste forme sembrano essere legate a celle convettive che si formano lungo il flusso ascendente dell'acqua termale sfruttando piccole irregolarità nella roccia. Un'altra forma che sembra essere di origine subacquea è il canale parietale scolpito con impronte di flusso (*scallop*) che indicano un flusso ascendente.

Sentieri di bolle (*bubble trail*)

In presenza di acque ipogeniche ricche in CO₂ (o H₂S) la risalita delle stesse e la conseguente decompressione (o ossidazione e reazione col calcare) causa l'uscita di CO₂ dalla fase liquida con formazione di bollicine. Questo gas scorre lungo il soffitto e rende l'acqua lungo il percorso più corrosiva. Si formano dei *bubble trail* (sentieri di bolle) che possono raggiungere parecchi metri di lunghezza per larghezze di diversi centimetri (CHIESI & FORTI, 1987; DE WAELE & FORTI, 2006; Fig. 38F).

Condotte ad ellissoidi giustapposti, pilastri, tramezzi ed archi

La forma dei sistemi carsici ipogenici è spesso caratterizzata da gallerie cieche, labirinti e sale. La dissoluzione, più importante nelle zone d'arrivo delle acque ipogeniche, sfrutta ogni possibile discontinuità nella roccia, e questo porta spesso alla formazione di sale ed ambienti larghi nei punti di arrivo delle acque sottosature e/o acide, seguite da gallerie che tendono a diminuire in diametro man mano che ci si allontana dalla fonte di acque ipogeniche. Il flusso lento delle acque ipogeniche, spesso guidato da correnti di densità, tende ad allargare le fessure in modo isotropo, senza gran competizione tra le varie direzioni di flusso. Le gallerie, che seguono tutte le discontinuità nella roccia in modo più o meno omogeneo, sono spesso distanziate tra loro di pochi metri e comunicano di frequente, separate da pilastri, tramezzi ed archi. Talvolta due gallerie adiacenti, impostati su due fessure, possono essere separate da pareti molto sottili, a tratti comunicanti attraverso finestre.

5.2.3 Forme dovute all'azione di ghiaccio e neve

Se l'acqua allo stato liquido è in pratica l'unico agente in grado di formare cavità sotterranee nelle rocce carbonatiche, non è però il solo a modificarne l'aspetto e a dare origine a forme ipogee particolari. Tralasciando l'azione diretta dell'aria in movimento, irrilevante se non in casi particolarissimi, il ghiaccio e la neve possono avere un ruolo importante in grotte di alta quota soggette a processi di tipo glaciale o crio-nivale.

I ghiacciai possono penetrare all'interno di grandi cavità, dando origine a forme d'abrasione meccanica, come le strie. Esistono anche ghiacciai interni, formati in altre parole da accumulo e trasformazione di neve in ghiaccio direttamente in grotta. Quando per le loro dimensioni sono soggetti a movimenti, questi ghiacciai ipogei possono lasciare tracce sulle pareti della grotta. In alcuni casi il ghiaccio può inglobare concrezioni e rocce che, in seguito al movimento della massa ghiacciata, si rompono e vengono trasportati anche per diversi metri dalla loro posizione originaria (KEMPE, 2004).

La neve che si accumula in fondo ai pozzi che si aprono in superficie può, fondendo, dare luogo a dissoluzione. Si tratta, infatti, di acque fredde, in grado di sciogliere molta CO₂, e del tutto insature, quindi molto più aggressive di quelle di pioggia che arrivano in grotta già ricche di calcio disciolto a contatto con la roccia esterna. Importante è anche l'azione del gelo, attraverso fenomeni di crioclastismo, che sgretola la roccia e porta all'ampliamento di cavità situate nella zona eterotermica, vale a dire quella che risente delle variazioni stagionali di temperatura. Si tratta in ogni caso di situazioni particolari e di forme che interessano solo le parti più superficiali delle grotte.

5.2.4 Forme dovute alla gravità

Tra gli agenti che hanno invece un ruolo importante nell'evoluzione e nella modificazione della forma delle cavità sotterranee c'è sicuramente la gravità, che agisce sempre e in ogni modo a tutte le profondità. Una cavità sotterranea è di per sé una struttura instabile, poiché rappresenta una nettissima discontinuità di densità all'interno di un corpo, quello roccioso, che è invece abbastanza omogeneo. Tale instabilità è minore se la cavità è piena d'acqua (condizioni freatiche), mentre è maggiore se è piena d'aria (densità dell'aria, al livello del mare, ca. 1 kg/m^3 , dell'acqua ca. $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, di un calcare ca. $2,65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$).

Nelle rocce a comportamento plastico, come ad esempio un'argilla, e ancor più nel ghiaccio, una cavità non allagata, di qualunque origine esso sia, tende rapidamente a richiudersi collassando. Le rocce carbonatiche hanno invece plasticità praticamente nulla e quindi i tempi di "chiusura" plastica sono teoricamente lunghissimi, assai superiori a quelli della vita stessa del sistema carsico. La tendenza alla chiusura si manifesta invece attraverso la rottura meccanica della roccia in corrispondenza delle pareti, e quindi attraverso una deformazione di tipo fragile anziché duttile.

La frammentazione della roccia, dovuta al carico dei terreni sovrastanti, dipende dalle caratteristiche geomeccaniche della roccia stessa e in particolare dalla presenza e dall'orientamento delle discontinuità, siano essi giunti di strato o fratture. E' abbastanza ovvio che se la roccia è poco stratificata e poco fratturata la cavità sarà più stabile. Com'è ovvio che una cavità grande sarà più soggetta a crolli di una piccola. In generale possiamo dire che una cavità, a parità di forma e dimensioni, è tanto più stabile quanto la struttura della roccia all'intorno è omogenea e il carico uniformemente distribuito. Questo fa sì che siano più stabili i vuoti in rocce con strati orizzontali o verticali, piuttosto che inclinati, e in rocce omogeneamente fratturate, piuttosto che in quelle che lo sono in modo disomogeneo.

Contrariamente a quanto si potrebbe pensare sono più stabili le cavità situate a grandi profondità, piuttosto che quelle situate a piccola profondità, questo perché in prossimità della superficie il carico litostatico non è distribuito in modo omogeneo e si verificano sforzi di taglio che tendono a rompere la roccia.



Fig. 39 – Una grande sala di crollo nel Puerto Princesa Subterranean River (Palawan – Filippine; G. SAVINO).

I crolli modificano la forma dei condotti, tendendo però, in condizioni isostatiche, a raggiungere, nel tempo, forme più stabili (con volte ad arco) la cui ampiezza critica dipende in primo luogo dallo spessore degli strati. In grotta troviamo frequentemente ambienti di crollo sia in forma di gallerie sia di sale (Fig. 39). Le gallerie si formano a partire da forre o gallerie freatiche. I crolli possono nascondere completamente l'originaria morfologia, comportando una migrazione della galleria verso l'alto. Le sale di crollo, invece, si formano da gallerie coalescenti o per l'intersezione di più pozzi paralleli. Le gallerie di crollo sono i più grandi ambienti sotterranei e possono raggiungere dimensioni di diverse centinaia di metri d'ampiezza, e volumi sino a diversi milioni di metri cubi.

6. CONCLUSIONI

Da questo esteso, seppur incompleto, lavoro appare evidente che la formazione di un sistema carsico o di una grotta richiede quasi sempre un processo lungo e complesso non sempre facile da ricondurre ad un solo modello genetico. Spesso gli ambienti naturali sotterranei sono il frutto di un insieme di processi speleogenetici che si sovrappongono producendo forme che, se adeguatamente lette, possono consentire di risalire alle varie fasi di sviluppo susseguitesesi nel tempo. La forma in grande delle grotte, per esempio, può dare informazioni sul tipo di alimentazione, sulla provenienza delle acque e sulla conformazione geologico-strutturale delle rocce in cui si sono formate, mentre lo studio in dettaglio delle meso- e microforme consente di ricostruire le fasi di sviluppo della cavità, le direzioni di flusso delle acque, cambiamenti nel tipo di alimentazione. Alcune di queste informazioni sono di fondamentale importanza per gli studiosi che cercano di ricostruire gli ambienti del passato, anche perché le grotte sono capaci di conservare testimonianze antiche molto più degli ambienti esterni, più esposti agli agenti fisici. Gli speleologi, quindi, con le loro osservazioni geomorfologiche in grotta, possono giocare un ruolo molto importante, e questo testo potrà fornire loro una pratica guida.

BIBLIOGRAFIA

- AUDRA P. (1994) – *Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains*. Karstol. Mém., **5**, 280.
- AUDRA P., BIGOT J.Y. & MOCOCHAIN L. (2002) – *Hypogenic caves in Provence (France). Specific features and sediments*. Acta Carsologica, **31**, 33-50.
- AUDRA P., HOBLEA F., BIGOT J.Y. & NOBECOURT J.C. (2007) – *The role of condensation corrosion in thermal speleogenesis. Study of a hypogenic sulfidic cave in Aix-les-Bains, France*. Acta Carsologica, **36**, 185-194.
- AULER A.S. & SMART P.L. (2003) – *The influence of bedrock-derived acidity in the development of surface and underground karst: evidence from the precambrian carbonates of semi-arid northeastern Brazil*. Earth Surface Processes and Landforms, **28**, 157-168.
- BADINO G. (1995) – *Fisica del clima sotterraneo*. Memorie Ist. Italiano Speleologia, **7**, 137 pp.
- BADINO G. & FORTI P. (2007) – *The exploration of the caves of the giant crystals (Naica, Mexico)*. National Speleological Society News, **65**, 12-18.
- BAKALOWICZ M.J., FORD D.C., MILLER T.E., PALMER A.N. & PALMER M.V. (1987) – *Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota*. Geol. Soc. Am. Bull. **99**, 729-738.
- BINI A. (1978) – *Appunti di geomorfologia ipogea: le forme parietali*. Atti V° Conv. Reg. Spel.

- Trentino Alto Adige, Lavis, 19-46.
- BÖGLI A. (1964) – *Corrosion par mélange des eaux*. International Journal of Speleology, **1**, 61-70.
- BÖGLI A. (1980) – *Karst hydrology and physical speleology*. Springer Verlag, Berlin.
- BOSAK P., BRUTHANS J., FILIPPI M., SVOBODA T. & SMID J. (1999) – *Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros Mts. (Iran)*. Acta Carsologica, **28**, 41-75.
- BRETZ J.H. (1942) – *Vadose and phreatic features of limestone caves*. J. Geology, **50**, 675-811.
- CALAFORRA J.M. (1998) – *Karstologia de yesos*. Universidad de Almeria.
- CARAMANNA G. (2001) – *Scientific utilization of scuba diving and ROV techniques in an inland flooded sinkhole in the Latium Region (Central Italy) for the hydrogeologic and geochemical study of the karst water resource*. Atti GeoItalia 2001, Chieti, 5-8 Settembre 2001, 302-303.
- CHIESI M. & FORTI P. (1987) – *Studio morfologico di due nuove cavità carsiche dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*. Ipoantropo, **4**, 40-45.
- COLLIGNON B. (1990) – *Les karst hydrothermaux d'Algérie*. Atti 10th Int. Congr. Spel., Budapest, 758-760.
- CORBEL J. (1975) – *Vitesse de l'erosion*. Zeitschrift für Geomorphologie, **3**, 1-2.
- CORREA NETO A.V. (2000) – *Speleogenesis in quartzite in southeastern Minas Gerais, Brazil*. In: KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N. & DREYBRODT W. (a cura di) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 452-457.
- CUNNINGHAM K.I., NORTHUP D.E., POLLASTRO R.M., WRIGHT W.G. & LAROCK E.J. (1995) – *Bacteria, fungi and biokarst in Lechuguilla Cave, Carlsbad Caverns National Park, New Mexico*. Environ. Geol., **25**, 2-8.
- CURL R.L. (1974) – *Deducing flow velocity in cave conduits from scallops*. Nat. Spel. Soc. Bull., **26**, 33-38.
- CVJIĆ J. (1893) – *Das Karstphänomen*. Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Penck, **5**, 218-329.
- DEMATTEIS G. (1963) – *L'erosione regressiva nella formazione dei pozzi e delle gallerie carsiche*. Atti IX° Congresso Nazionale di Speleologia, Trieste, 153-163.
- DE WAELE J. & FORTI P. (2006) – *A new hypogean karst form: the oxidation vent*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supplementband **147**, 107-127.
- DE WAELE J. & NASEDDU A. (a cura di) (2005) – *Le grotte di miniera: tra economia mineraria ed economia turistica*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, **14**, 200 pp.
- DE WAELE J., PICOTTI V., ZINI L., CUCCHI F. & FORTI P. (in stampa) – *Karst phenomena in the Cordillera de la Sal (Atacama, Chile)*. GeoActa.
- DREYBRODT W. (1988) – *Processes in karst systems: physics, chemistry, and geology*. Springer.
- DUBLYANSKY V.N. & DUBLYANSKY Y.V. (1998) – *The problem of condensation in karst studies*. Journal of Cave and Karst Studies, **60**, 3-17.
- DUBLYANSKY Y.V. (1995) – *Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst*. Environ. Geol., **25**, 24-35.
- EGEMEIER S.J. (1981) – *Cavern development by thermal waters*. Nat. Spel. Soc. Bull., **43**, 31-51.
- ERASO A. (1986) – *Metodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje en el karst*. Kobie, **15**.
- FILIPPONI M. & JEANNIN P.Y. (2006) – *Is it possible to predict karstified horizons in tunneling?* Austrian Journal of Earth Sciences, **99**, 24-30.
- FORD D.C. & EWERS R.O. (1978) – *The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth*. Canadian Journal of Earth Sciences, **15**, 1783-1798.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (1989) – *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (2007) – *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd.
- FORTI P. (a cura di) (2004) – *Gypsum karst areas in the world: their protection and tourist*

- development*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, **15**.
- FORTI P., GALDENZI S. & SARBU S.M. (2002) – *The hypogenic caves: a powerful tool for the study of seeps and their environmental effects*. Continental Shelf Research, **22**, 2373-2386.
- FORTI P. & GRIMANDI P. (1986) – *Atti del Simposio Internazionale su Carsismo nelle Evaporiti*. Mem. Istituto Italiano di Speleologia.
- FRUMKIN A. (1994) – *Morphology and development of salt caves*. Nat. Spel. Soc. Bull., **56**, 82-95.
- FRUMKIN A. & FISCHHENDLER I. (2005) – *Morphometry and distribution of isolated caves as a guide for phreatic and confined paleohydrological conditions*. Geomorphology, **67**, 457-471.
- FRYER S. (2005) – *Halite caves of the Atacama*. National Speleological Society News, **63**, 4-19.
- GALDENZI S. & MENICETTI M. (a cura di) (1990) – *Il carsismo nella Gola di Frasassi*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, **4**, 200 pp.
- GALDENZI S. & MENICETTI M. (1995) – *Occurrence of hypogenic caves in a karst region: examples from central Italy*. Environ. Geol., **26**, 39-47.
- GAMS I. (1993) – *Origin of the term "karst", and the transformation of the Classical Karst (Kras)*. Environ. Geol., **21**, 110-114.
- GAMS I. (1994) – *"Types of contact karst"*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **17**, 37-46.
- GRIMES K.G. (2002) – *Syngenetic and eogenetic karst: an Australian viewpoint*. In: GABROVŠEK F. (a cura di) *Evolution of karst: from prekarst to cessation*. Karst Research Institute, 407-414.
- HÄUSELMANN P., JEANNIN P.Y. & MONBARON M. (2003) – *Role of epiphreatic flow and soutirages in conduit morphogenesis: the Bärenschaft example (BE, Switzerland)*. Zeitschrift für Geomorphologie, **47**, 171-190.
- HILL C.A. (2000) – *Overview of the geologic history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico*. Journal of Cave and Karst Studies, **62**, 60-71.
- HOSE L.D., PALMER A.N., PALMER M.V., NORTHUP D.E., BOSTON P.J. & DUCHENE H.R. (2000) – *Microbiology and geochemistry in a hydrogen-sulphide-rich karst environment*. Chemical Geology, **169**, 399-423.
- KEMPE S. (2004) – *Natural speleothem damage in Postojnska Jama, Slovenia, caused by glacial cave ice? A first assessment*. Acta Carsologica, **33** (1), 265-289.
- KLIMCHOUK A.B. (2007) – *Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective*. National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, USA.
- KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N. & DREYBRODT W. (2000) – *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society.
- KLIMCHOUK A.B., LOWE D.J., COOPER A.H. & SAURO U. (a cura di) (1996) – *Gypsum karst of the world*. International Journal of Speleology, **25** (3-4).
- LAURITZEN S-E. & LUNDBERG J. (2000) – *Solutional and erosional morphology*. In: KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N. & DREYBRODT W. (a cura di) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society.
- LEIGHTON M.W. & PENDENTER C. (1962) – *Carbonate rock types*. In: HAM W.E. (a cura di) *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geology, **1**, 62-85.
- LOWE D.J. (2000) – *Role of stratigraphic elements in speleogenesis: the speleoception concept*. In: KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N. & DREYBRODT W. (a cura di) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 65-76.
- MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A. & SAURO U. (2002) – *Atlante dei karren nelle evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo Geologico "G.G. Gemmellaro", **5**, 1-143.
- MARTINI J.E.J. (1985) – *Les phénomènes karstiques de quartzites d'Afrique du Sud*. Karstologia, **9**, 45-52.
- MARTINI J.E.J. & MARAIS J.C.E. (1996) – *Grottes hydrothermales dans le Nord-Ouest de la Namibia*. Karstologia, **28**, 13-18.
- MYLROIE J.E. (1984) – *Hydrologic classification of caves and karst*. In: La Fleur R.G. (a cura di)

- Groundwater as a geomorphic agent*. Allen and Unwin, 157-172.
- MYLROIE J.E. & CAREW J.L. (2000) – *Speleogenesis in coastal and oceanic settings*. In: KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N. & DREYBRODT W. (a cura di) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 226-233.
- OSBORNE R.A.L. (2004) – *The trouble with cupolas*. *Acta Carsologica*, **33**, 29-36.
- PADOVAN E. (2003) – *Il sistema carsico della Cordillera de la Sal nel deserto di Atacama*. *Progressione*, **48**, 37-49.
- PALMER A.N. (1981) – *Geology of Wind Cave*. Wind Cave National Park, South Dakota.
- PALMER A.N. (1984) – *Geomorphic interpretation of caves features*. In: LA FLEUR R.G. (ed.) *Groundwater as a geomorphic agent*. Allen and Unwin, 173-209.
- PALMER A.N. (1987) – *Cave levels and their interpretation*. *Nat. Spel. Soc. Bull.*, **49**, 50-66.
- PALMER A.N. (1991) – *Origin and morphology of limestone caves*. *Geol. S. Am. Bul.*, **103**, 1-21.
- PALMER A.N. (2001) – *Dynamics of cave development by allogenic water*. *Acta Carsologica*, **30**, 13-32.
- PALMER A.N. (2007) – *Cave Geology*. Cave Books, Dayton, USA.
- PALMER A.N. & AUDRA P. (2004) – *Patterns of Caves*. In: GUNN J. (a cura di) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, 573-575.
- PALMER A.N. & PALMER M.V. (2000) – *Hydrochemical interpretation of cave patterns in the Guadalupe Mountains, New Mexico*. *Journal of Cave and Karst Studies* **62**, 91-108.
- PASINI G. (1973) – *Sull'importanza speleogenetica dell'erosione antigravitativa*. *Le Grotte d'Italia*, **4**, 297-326.
- PICCINI L. (1995) – *Karst in siliceous rock: karst landforms and caves in the Auyán-tepui massif (Est. Bolívar, Venezuela)*. *International Journal of Speleology*, **24**, 41-54.
- PICCINI L. (1998) – *Rapporti tra andamento dei condotti carsici e superfici di discontinuità nel Complesso Carsico del Monte Corchia*. 18° Congr. Naz. Spel., Chiusa Val Pesio, 29-31 Ottobre 1998, Suppl. Nuovi Sentieri, **3**, 193-197.
- PICCINI L. (1999) – *Geomorfologia e speleogenesi carsica*. Quaderni Didattici SSI, **1**, 22 pp.
- PICCINI L. (2000) – *Il carsismo di origine idrotermale del Colle di Monsummano (Pistoia - Toscana)*. *Le Grotte d'Italia*, **5** (1), 33-43.
- POLYAK V.J. & PROVENCIO P.P. (2000) – *Summary of the timing of sulfuric-acid speleogenesis for Guadalupe caves based on ages of Alunite*. *Journal of Cave and Karst Studies*, **62**, 72-74.
- PULINA M. & SAURO U. (1993) – *Modello dell'erosione chimica potenziale di rocce carbonatiche in Italia*. *Memorie Società Geologica Italiana*, **49**, 313-323.
- RENAULT P. (1967) – *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse*. *Annales de Spéléologie*, **22**, 5-21; **23**, 259-307; **24**, 313-337.
- SHAW T.R. (1992) – *History of cave science. The exploration and study of limestone caves, to 1900*. Sydney Speleological Society.
- SLABE T. (1995) – *Cave rocky relief and its speleogenetical significance*. Karst Research Institute, Ljubljana, 120 pp.
- SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA (2002) – *Carta delle principali aree e sorgenti carsiche d'Italia*. ERGA Edizioni.
- SZUNYOGH G. (1990) – *Theoretical investigation of the development of spheroidal niches of thermal water origin: second approximation*. Atti 10th Int. Congr. Spel., Budapest, 766-768.
- WHITE W.B. (1988) – *Geomorphology and Hydrology of karst terrains*. Oxford University Press.