

Il carsismo nelle Evaporiti dell'Emilia-Romagna

Jo De Waele, Paolo Forti, Antonio Rossi

2

Introduzione

Gli affioramenti evaporitici in Emilia-Romagna rappresentano meno dell'1% del territorio regionale e sono costituiti da due differenti formazioni [1]: le Evaporiti triassiche, localizzate nell'alta Val Secchia in provincia di Reggio Emilia, e i Gessi messiniani, distribuiti lungo la fascia pedeappenninica che da Reggio Emilia giunge fino a Rimini. Questi affioramenti sono tutti caratterizzati da una notevole presenza di fenomeni carsici sia epigei che ipogei, che, grazie alla loro "evidenza morfologica", sono stati, nel tempo, oggetto di studio da parte di numerosi studiosi.

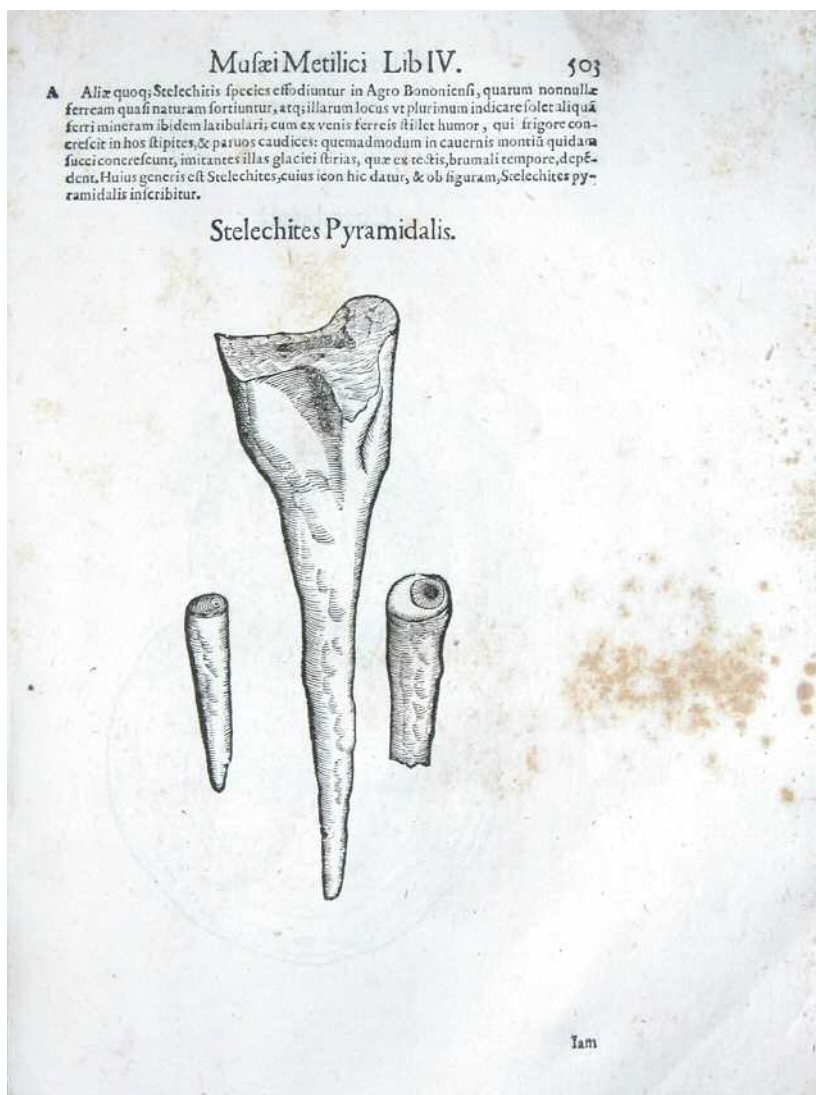
Per citare solo alcuni dei primi documenti si possono ricordare la descrizione delle stalattiti di una grotta del Bolognese [2] visitata da Ulisse Aldrovandi nel 1584 e quella delle Fonti di Poiano nell'alta Val Secchia ad opera del Bottegari nel 1612, e ancora: le doline dell'alta Val Secchia descritte da Antonio Vallisneri (1715) insieme alla Grotta di Santa Maria di Valestra; la prima descrizione dell'epsomite, trovata nella risorgente dell'Acquafredda, che risale alla metà del XVIII secolo, e moltissimi altri ancora. È quindi corretto sostenere che i fenomeni carsici dell'Emilia-Romagna sono stati i primi, in assoluto, ad essere stati osservati e quelli che anche oggi sono meglio studiati al mondo. Non va inoltre dimenticato che

[1] Localizzazione degli affioramenti evaporitici dell'Emilia-Romagna.



- ① Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia
- ② Gessi Reggiani
- ③ Gessi Bolognesi
- ④ Vena del Gesso romagnola
- ⑤ Gessi della Romagna orientale





[2] Rappresentazione di due stalattiti provenienti da una grotta in gesso del Bolognese in Ulisse Aldrovandi, *Musaeum metallicum*, Bologna 1648, p. 503.

queste rocce ospitano sia la grotta in gesso più profonda della terra (-265 m nel Sistema carsico di Monte Caldina, nelle Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia) sia quella, sempre in gesso, di origine epigenica più lunga (Sistema Carsico Spipola-Acquafredda nei Gessi bolognesi che supera gli 11 km di sviluppo).

L'eccezionale significato scientifico di questi ambienti è anche testimoniato dai numerosi studi presentati in congressi regionali, nazionali e internazionali o pubblicati in riviste nazionali e internazionali.

Anche per queste testimonianze di importanza, la quasi totalità degli affioramenti evaporitici dell'Emilia-Romagna, che negli anni '60 e '70 del secolo scorso erano in grave pericolo di distruzione a causa dell'attività delle cave di gesso, sono oggi totalmente salvaguardati essendo stati inseriti in aree protette (Parchi nazionali, regionali, Riserve e SIC).



Il paesaggio carsico

A prescindere dall'età delle formazioni affioranti e indipendentemente dalla loro situazione strutturale, tessiturale e della grana cristallina, a grande scala il paesaggio delle evaporiti è caratterizzato dal fatto che esse, pur avendo una elevata solubilità ed erodibilità, si trovano costantemente in posizione più rilevata rispetto alle formazioni di letto e di tetto, come effetto del noto principio dell'inversione del rilievo. Questo avviene perché, in ambiente carsico, l'elevata permeabilità delle rocce rende il flusso idrico superficiale molto scarso se non del tutto assente. Ciò induce pertanto l'erosione ad esplicarsi quasi esclusivamente sulle formazioni limitrofe, in prevalenza di natura pelitico-argillosa, che vengono "consumate" ad una velocità molto maggiore di quella delle evaporiti. Un esempio particolarmente evidente di questo processo è rappresentato dai Gessi messiniani della Vena del Gesso romagnola, che svettano per diversi chilometri sulle marne tortoniane di letto e sulle argille plioceniche di tetto.

Anche le Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia risultano morfologicamente in rilievo rispetto alle formazioni limitrofe, ma questo è dovuto non solo all'inversione del rilievo ma anche al fatto che esse sono state soggette, in passato, a fenomeni di intenso diapirismo, ancora in parte attivi nelle immediate vicinanze delle Fonti di Poiano.

Le macroforme. Nelle aree evaporitiche della regione sono molto comuni le associazioni tra forme fluviali e quelle carsiche, espressioni della transizione tra una rete idrografica superficiale, che si sviluppa nei litotipi non carsificabili di letto e di tetto, e una di tipo sotterraneo che caratterizza i Gessi messiniani.

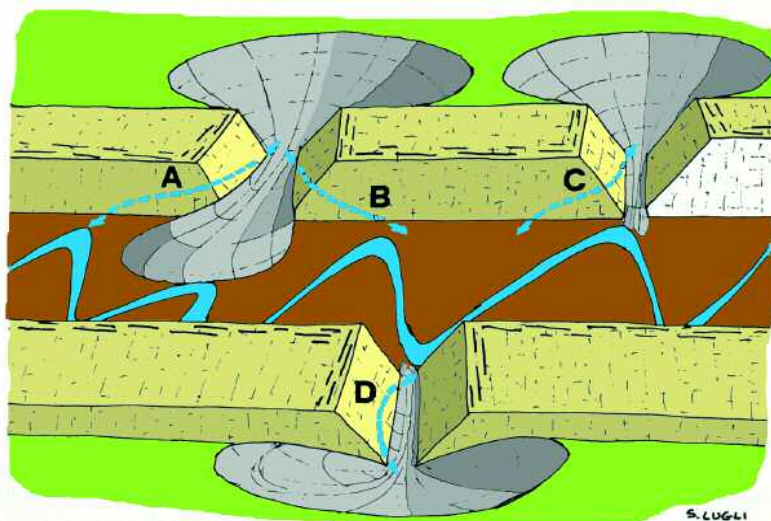
La combinazione di questi processi porta all'evoluzione, a monte del massiccio carsificabile, di grandi "valli cieche" che terminano, al contatto con i gessi, con uno o più inghiottitoi attraverso i quali l'acqua inizia il suo percorso sotterraneo. Le maggiori valli cieche dell'Emilia-Romagna sono quelle dell'Acquafredda nei Gessi bolognesi e quella del Rio Stella nella Vena del Gesso romagnola [3].

A valle della formazione carsificabile spesso sono presenti risorgenti che danno luogo a valli fluviali più o meno sviluppate (valli chiuse). In generale sono forme molto meno ampie delle "valli cieche" anche se possono talvolta origi-

[3] Valle cieca del Rio Stella.

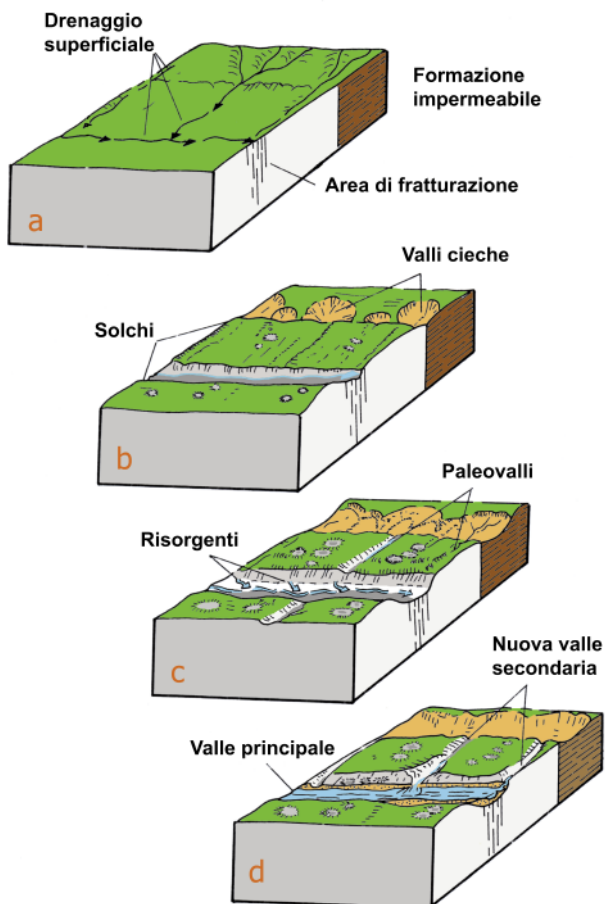
foto Piero Lucci





[4] Schema dell'evoluzione delle anse ipogee dell'alta Val Secchia.

modificato da Lugli et alii, 2004



[5] Schema evolutivo per l'area evaporitica dell'alta Val Secchia:

[a] stadio iniziale;

[b] drenaggio delle acque superficiali ad opera di anse ipogee epidermiche;

[c] sviluppo delle valli fluviali con erosione inversa degli affioramenti evaporitici;

[d] formazione di nuove valli secondarie.

modificato da

Forti & Francavilla, 1990

nare, all'interno delle evaporiti, grandiosi fenomeni di erosione inversa con la formazione di veri e propri canyon; tipico esempio di questi è costituito dal tratto del Rio Basino che, dall'inizio della grotta stessa, scorre per molte centinaia di metri all'interno dei banconi inferiori di gesso fortemente incisi dall'erosione torrentizia.

Nelle Evaporiti triassiche le valli cieche e le valli chiuse sono in generale molto meno sviluppate soprattutto perché la carsificazione profonda in questa formazione è controllata dalla presenza di rocce anidritiche che ne ostacolano lo sviluppo all'interno del massiccio. Pertanto in questa formazione, e solamente in essa, si formano cavità "epidermiche" a pochi metri dall'esterno che si sviluppano parallelamente al versante stesso: le "anse ipogee" [4]. Il fatto che nell'alta Val Secchia esistano in prevalenza cavità "epidermiche" se da un lato impedisce che possano formarsi grandi valli cieche e valli chiuse, da un altro permette all'erosione fluviale di agire più facilmente sull'intero affioramento riportando tutto il drenaggio all'esterno [5].

L'altra forma carsica di grande dimensione assai diffusa in tutte le evaporiti della regione è la dolina, depressione imbutiforme endoreica prodotta dalla dissoluzione superficiale della roccia ad opera delle acque di precipitazione meteorica [6]. Spesso al fondo delle doline si trovano inghiottitoi attivi che assorbono tutta l'acqua piovana che si raccoglie nella dolina stessa e che danno a volte accesso a cavità sotterranee.

La superficie e la profondità delle doline sono molto variabili: da pochi metri di diametro e di profondità a valori molto prossimi ai 500 m di larghezza e i 100 m di profondità (Dolina della Spipola nei Gessi bolognesi). All'interno di quelle di maggiori dimensioni spesso si osservano doline accessorie più piccole che si sono formate nelle zone in cui il drenaggio sotterraneo è facilitato dalla presenza di elementi tettonici e/o strutturali.

Pur raggiungendo dimensioni ragguardevoli, la quasi totalità delle forme carsiche nelle evaporiti regionali sono di genesi recente; infatti la loro evoluzione può essere iniziata solamente nel tardo Quaternario (dal Pleistocene superiore in poi) quando l'affiorare di queste formazioni ha permesso l'inizio dei processi dissolutivi. In varie zone dei gessi messiniani è stato anche possibile correlare le gal-

[6] Dolina sotto Ca' Castellina a Monte Mauro.
foto Piero Lucci





[7] Karren nelle evaporiti saccaroidi dell'alta Val Secchia.

foto Mauro Chiesi

[8] Erosioni a candela all'ingresso del Buco delle Candele.

foto Archivio GSB-USB

lerie interne delle grotta con livelli sorgentizi fossili, con antichi terrazzi fluviali e a variazioni di livello del Mare Adriatico avvenuti negli ultimi 100.000 anni.

Soltanto in una zona della Vena del Gesso romagnola (ex Cava del Monticino a Brisighella) sono state recentemente scoperte evidenze morfologiche di un'emersione intramessiniana, peraltro già ben documentata in altre aree del Mediterraneo, che ha permesso l'evoluzione di un carsismo ancora embrionale ma, comunque, ben evidente. Se la quasi totalità delle forme carsiche delle evaporiti dell'Emilia-Romagna sono molto giovani, il loro tempo di persistenza sarà comunque abbastanza breve: è stato infatti sperimentalmente dimostrato che la degradazione meteorica nella nostra regione consuma quasi 1 mm di gesso ogni anno per cui affioramenti di spessore di 100 m o poco più potranno scomparire totalmente nei prossimi 100.000 anni.

Le forme di dissoluzione piccole. Nelle aree carsiche gessose dell'Emilia-Romagna esistono varie forme di dissoluzione con dimensioni da centimetriche a metriche che, in parte, dipendono anche dalla "grana cristallina" del gesso interessato dal fenomeno della dissoluzione stessa. I gessi saccaroidi sono rari negli affioramenti messiniani regionali, tranne che nella Valle del Marecchia e nella Valle del Savio in cui invece sono sovente presenti, questi gessi rappresentano la normalità nelle Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia dove derivano dal-



[9] Tumulo o bolla di scollamento sull'Altopiano della Croara.

foto Archivio GSB-USB



l'idratazione dell'anidrite. In tutti i gessi saccaroidi, sia messiniani che triassici, la grana cristallina è inferiore al millimetro. Su di loro quindi si sviluppano molto facilmente tutta una serie di *karren*, di crateri da pioggia, di pinnacoli etc. molto simili per forma, dimensione e genesi alle analoghe morfologie che si sviluppano in rocce calcaree [7]. L'unica differenza è la loro velocità di sviluppo che è molto maggiore data la più elevata solubilità del gesso per cui la loro persistenza risulta ovviamente molto minore. Dato che normalmente negli affioramenti messiniani la grana cristallina è centimetrica o pluricentimetrica, queste forme sono molto rare perché la dissoluzione lungo i piani infracristallini disarticola la roccia e permette il distacco dei singoli individui aggrediti, impedendo così lo sviluppo di tali morfologie. Nelle litologie gessose è, invece, abbastanza comune un altro tipo di forma che può raggiungere anche i 10 m di sviluppo, alcuni metri di profondità e fino a 20 o 30 cm di spessore: sono le *candele*. Si tratta di solchi sub-verticali che si sviluppano attorno agli imbocchi degli inghiottitoi sovrastati da ripide pareti di roccia priva di copertura vegetale [8]. Queste forme si sviluppano non solo per dissoluzione ma anche e soprattutto per erosione dato che l'acqua vi scorre all'interno con energia. Sono ben sviluppate oltre che nella Dolina della Spipola nel Bolognese, ove furono descritte già da Capellini nel 1876, soprattutto presso il Centro Visite Carnè del Parco della Vena del Gesso romagnola. La loro evoluzione è molto rapida dato che il loro appro-



fondimento può arrivare a 10-20 cm/anno, come è stato misurato su una parete verticale della dismessa “Cava a Filo” sempre nel Bolognese.

Nei gessi messiniani a grana cristallina centimetrica si può anche sviluppare un altro tipo di forma del tutto peculiare: i tumuli o “bolle di scollamento”. Si tratta di rigonfiamenti sferoidali o, più di frequente, ellissoidali che interessano lo strato superficiale del gesso quando questo è esposto in giacitura sub-orizzontale e il suo spessore non supera i 50-60 cm [9]. L’evoluzione dei tumuli è dovuta al progressivo aumento della superficie dello strato a seguito dei processi di deformazione causati sia da fenomeni di dilatazione termica sia da processi di locale dissoluzione-ricristallizzazione degli individui di gesso. In seguito a ciò lo strato superiore si distacca sempre più da quello sottostante dando origine ad una vera e propria cavità che può raggiungere anche vari metri di diametro e 1 m di altezza. La loro evoluzione [10] è abbastanza rapida e il tempo di loro persistenza si ritiene non superi il secolo o poco più. Gli stessi agenti, che portano alla formazione dei tumuli per compressione laterale, possono dare origine ad altre forme, meno evidenti e meno studiate quali le “dorsali di compressione”, rilievi di pochi centimetri che si sviluppano linearmente anche per alcuni metri in corrispondenza di fratture dello strato superficiale.

Negli affioramenti delle evaporiti messiniane, poi, la presenza di cristalli di gesso di dimensioni da decimetriche a metriche, ha permesso lo sviluppo di nano-forme (da pochi millimetri a pochi decimi di millimetro) la cui evoluzione, pur indotta dalla dissoluzione, è completamente controllata dalla struttura reticolare dei cristalli per cui esse variano in funzione della faccia del cristallo esposta all’azione delle acque meteoriche [11].

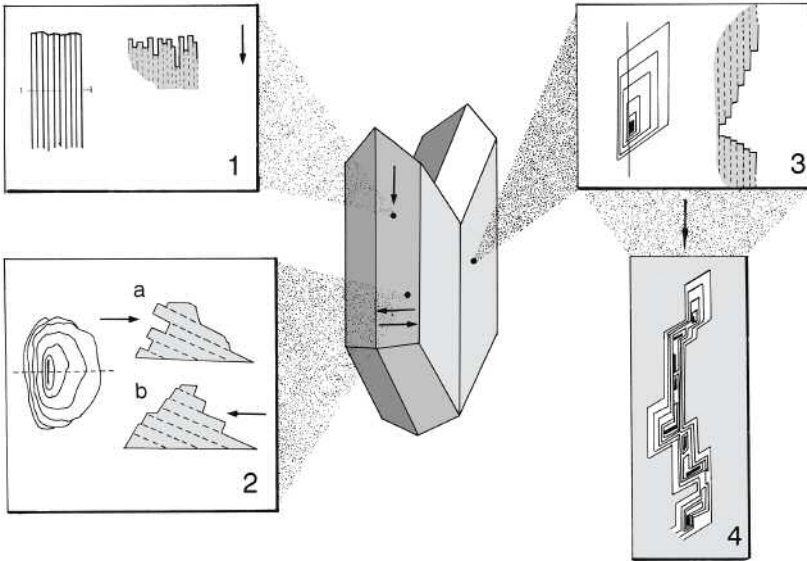
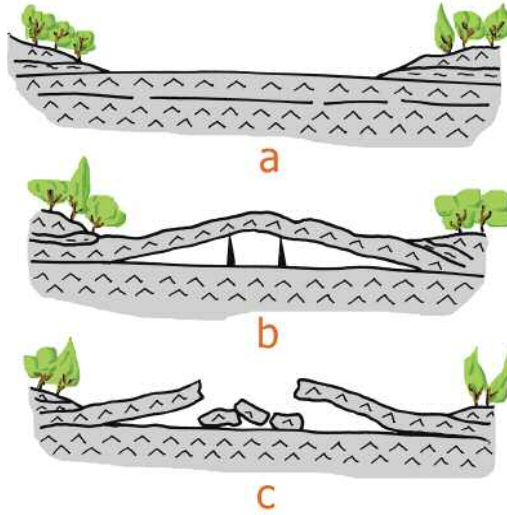
Infine una delle cose che maggiormente differenzia il carsismo nei gessi da quello nei calcari è l’estrema rarità delle forme sottocutanee (piccole morfologie di dissoluzione che si formano in corrispondenza dell’interfaccia tra la roccia solfata e il manto detritico di copertura) che sono invece sviluppatissime in questi ultimi. Nei gessi tali forme, di tipo *rundkarren*, possono svilupparsi, in maniera comunque sempre molto scarsa e lenta, solamente al contatto tra la roccia gessosa e il substrato poroso sovrastante dove è possibile un flusso idrico sufficientemente rapido da permettere condizioni di turbolenza.

Il motivo dello scarso sviluppo di queste forme è legato al fatto che la dinamica di dissoluzione del gesso [12], avendo come stadio lento la diffusione ionica dallo strato limite alla soluzione, impedisce che essa avvenga in assenza di un moto turbolento che favorisca il rimescolamento dello strato limite.

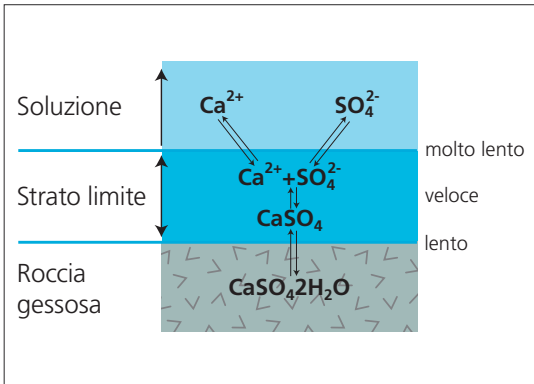
Il carsismo profondo

A parte sporadiche e occasionali visite a grotte e anfratti effettuate nel tempo da parte di curiosi, storici e scienziati le prime esplorazioni speleologiche iniziano soltanto agli albori del XX secolo e riguardano soprattutto le aree gessose nei dintorni di Bologna e quelle della Vena del Gesso romagnola. Le conoscenze sul fenomeno carsico profondo si sono enormemente accresciute grazie al lavoro di generazioni di speleologi appartenenti ad oltre una ventina di gruppi grotte, coordinati, negli ultimi decenni, dalla Federazione Speleolo-

- [10] Stadi evolutivi per un tumulo di gesso:
- [a] lo strato superficiale non è ancora deformato;
- [b] le spinte compressive laterali dovute all'aumento del volume dello strato superficiale, tendono a deformarlo creando un tumulo;
- [c] il crollo della parte sommitale dà inizio alla demolizione della forma.



- [11] Nanoforme a controllo cristallografico che si sviluppano sulle varie facce di geminato di gesso.
 modificato da Forti, 1996a



- [12] Stadi nella dissoluzione della roccia gessosa: dapprima si ha il passaggio di molecole non ionizzate nello strato limite, ove avviene la loro scissione in ioni, che poi migrano per diffusione verso il centro della

soluzione. Lo stadio lento, che cinematicamente controlla la reazione, è l'ultimo di diffusione ionica. Pertanto un moto turbolento, rimescolando lo strato limite, accelera moltissimo la cinetica di dissoluzione.



gica Regionale dell'Emilia-Romagna. I risultati delle esplorazioni sono stati pubblicati nelle varie riviste di gruppo ("Sottoterra", "Ipogea" etc.) e soprattutto in volumi tematici e pubblicazioni specifiche. È soprattutto prendendo spunto da queste conoscenze che è possibile proporre alcune ipotesi sulla formazione delle grotte in rocce gessose. Un'attenta osservazione delle morfologie ipogee incontrate e lo studio dei depositi fisici e chimici presenti possono aiutare a comprendere i meccanismi che, nel tempo, hanno portato alla formazione del reticolo carsico sotterraneo.

Il carsismo ipogeo nei gessi è in generale meno complesso di quello nei calcari anche se, non essendo stato particolarmente studiato, è al momento meno conosciuto. Le principali differenze nella speleogenesi delle evaporiti solfate rispetto a quella nelle rocce carbonatiche sono legate sia alle rispettive caratteristiche petrografico-strutturali e idrogeologiche, sia alle differenze nella chimica e nella cinetica della loro dissoluzione.

Le grotte in gesso possono essere suddivise, sulla base della loro genesi ed evoluzione idrogeologica, in diversi tipi caratterizzati da specifici *pattern* quali: cavità isometriche isolate, cavità labirintiche a 2 o 3 dimensioni, pozzi verticali, grotte di attraversamento.

Le prime due sono tipiche di un carsismo profondo con acquiferi parzialmente o totalmente confinati e alimentati da apporti idrici laterali o di base; questo tipo di situazione è comunque assente in Emilia-Romagna. Tutte le grotte in gesso attualmente note in questa regione si sono sviluppate in formazioni gessose quasi del tutto prive di copertura; la loro evoluzione è avvenuta nella zona insatura (vadosa) o, al limite, epifreatica; per cui le loro morfologie sono state condizionate esclusivamente dal tipo di flusso idrico possibile in tali condizioni.

L'idrodinamica: fattore condizionante la speleogenesi

Le caratteristiche peculiari della roccia gessosa influenzano le possibilità di infiltrazione delle acque e, di conseguenza, la carsificazione stessa. Tali peculiarità sono soprattutto: un'alta solubilità (2,53 g/l a 20°C), una facile erodibilità, una porosità primaria quasi inesistente, bassa densità di fratture e una presenza di interstrati pelitici impermeabili. Le rocce gessose, in particolare quelle macrocristalline (le tipiche seleniti messiniane), sono scarsamente permeabili per porosità, di conseguenza l'infiltrazione e la circolazione idrica ipogea possono avvenire esclusivamente lungo specifici lineamenti strutturali (fratture, faglie o piani di interstrato) [13].

Le relazioni tra situazioni strutturali e carsificazione profonda sono ben evidenti se si osservano le morfologie di alcune gallerie basse e larghe, chiamate comunemente laminatoi, sviluppatasi in corrispondenza di un interstrato pelitico, oppure se si raffrontano le direzioni di sviluppo delle cavità con le principali direttrici tettoniche e strutturali dell'area. Tuttavia, a causa dell'elevata solubilità ed erodibilità della roccia gessosa, le originarie morfologie tettonico-strutturali in genere non si conservano venendo rapidamente cancellate da successivi processi speleogenetici. Una delle poche grotte in cui la genesi tettonico-strutturale è rimasta evidentissima è la Grotta Secca nel Bolognese, la



[13] Influenza delle direttrici tettoniche sullo sviluppo delle cavità, Risorgente del Rio Basino.

foto Piero Lucci

cui evoluzione è stata condizionata esclusivamente dal rilascio tensionale della parete gessosa sub-verticale che caratterizza la Valle cieca di Ronzana.

L'elevata solubilità dei gessi e la loro facile erodibilità ad opera di flussi canalizzati fanno sì che l'evoluzione dei condotti sotterranei sia generalmente molto rapida, comportando di norma tempi di sviluppo di 1-2 ordini di grandezza inferiori a quelli richiesti per l'evoluzione di analoghe forme in calcare. Questo favorisce lo sviluppo rapido di gallerie drenanti che collegano direttamente i punti di immissione ai recapiti, con conseguente formazione di cavità molto semplici e lineari. Contemporaneamente le fratture minori, non interessate da flussi idrici diretti, tenderanno a sigillarsi sia per l'accumulo al loro interno di depositi fisici (argilla, silt), sia per la deposizione di gesso secondario che si forma per evaporazione di soluzioni sature durante periodi di scarsa piovosità esterna. Per questi motivi, l'evoluzione speleogenetica risulta intensa e rapidissima lungo le linee di drenaggio principali e quasi nulla nel resto della massa gessosa.

Le grotte, che così si sviluppano, possono essere classificate dal punto di vista idrogeologico come una rete di drenaggio primario fortemente dominante, costituita da un'unica condotta principale, con scorrimento rapido delle acque

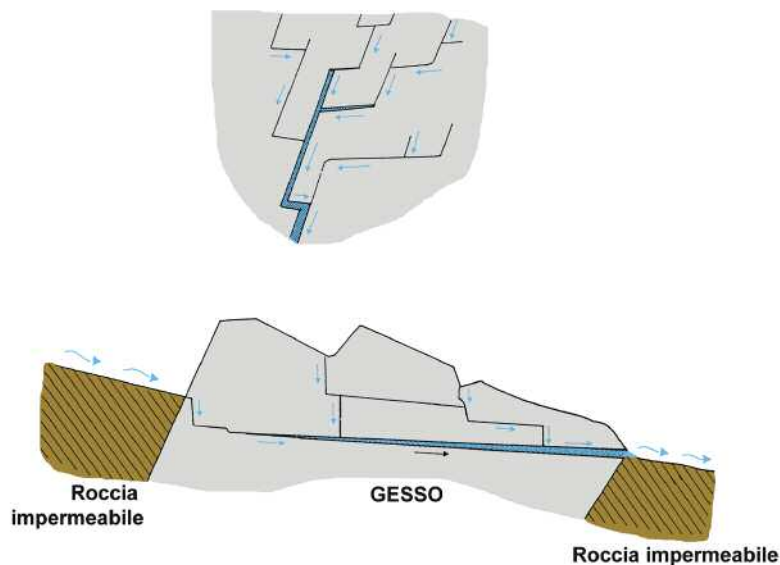


simile a quello di un fiume esterno, nella quale confluiscono pochi e brevi affluenti. In pratica le grotte in gesso risultano essere costituite da lunghi tratti di gallerie suborizzontali, sviluppatesi a livello della superficie piezometrica locale, raccordati da pozzi verticali alle aree o ai punti di infiltrazione [14].

La velocità di sviluppo delle condotte carsiche nei gessi ha, come prima conseguenza, il dimensionamento delle stesse per le massime portate possibili, con conseguente minima oscillazione di livello durante le piene [15]. Ciò facilita la genesi di cavità a piani sovrapposti che si sviluppano in relazione al variare delle quote dei recapiti per innalzamento o, più di frequente, per abbassamento del livello di base carsico. Il raggiungimento dell'equilibrio con il nuovo profilo di base è sempre molto rapido, anche se può variare in funzione della situazione strutturale e dell'idrodinamica del sistema.

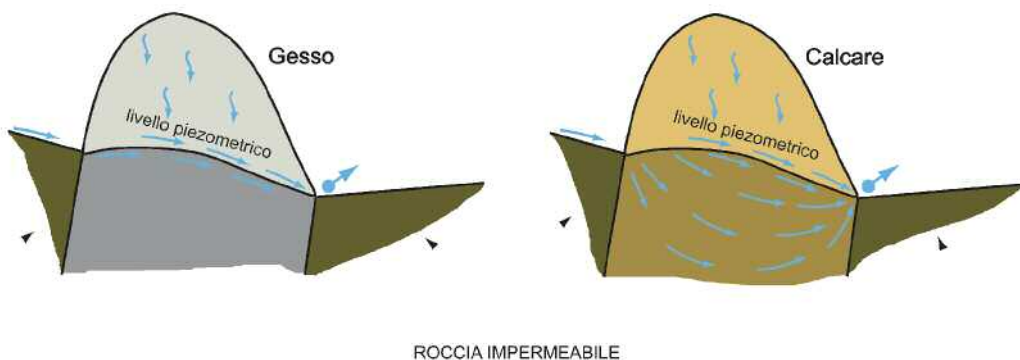
Il Sistema carsico Spipola-Acquafredda nei Gessi bolognesi è l'unica grotta in cui è stato possibile misurare sperimentalmente la velocità con cui il sistema ipogeo si è ricreato un profilo di equilibrio dopo un repentino abbassamento del livello di base. Infatti, dopo che una vicina cava di gesso, con i propri lavori, aveva presso la risorgente abbassato di 10 m il livello piezometrico, si era attivato un processo di erosione regressiva che nell'arco di un ventennio ha portato alla completa fossilizzazione di oltre 500 m della condotta principale. Ciò prova che in questa cavità, dal punto del nuovo recapito verso l'interno dell'acquifero carsico, ad una velocità media di circa 50 m/anno si è sviluppato un nuovo collettore in grado di smaltire fino a circa 200 l/s.

La totalità dei sistemi carsici nelle Evaporiti della regione si è pertanto sviluppata con caratteristiche di acquiferi ipogei non confinati; in tali condizioni le grotte che si sono formate, evidenziano una differenza fondamentale rispetto alle omologhe presenti in rocce calcaree, costituita dall'assenza di circolazione idrica nella zona freatica e quindi dall'impossibilità di sviluppare vuoti carsici al di sotto del livello piezometrico [16].



[14] Schematizzazione in pianta e in sezione di un classico sistema carsico in gesso, costituito da una condotta principale ad andamento sub-orizzontale, in cui si innestano pochi e brevi affluenti laterali.

[15] Canale di volta nella Grotta della Spipola.
foto Archivio GSB-USB



Questa impossibilità è dovuta anche al fatto che nei gessi, al contrario che nei calcari, sono pochi e scarsamente efficienti i meccanismi speleogenetici in grado di favorire un allargamento considerevole delle fratture originarie nella zona saturata dell'acquifero ove le acque sono praticamente prive di moto.

Meccanismi speleogenetici e forme peculiari conseguenti

I meccanismi che possono portare all'allargamento delle discontinuità primarie nei gessi sono, in ordine progressivo di importanza, essenzialmente otto: l'effetto impacchettamento, l'effetto diffusione da flusso, la riduzione dei solfati a solfuri, l'effetto sale, la dissoluzione per condensazione, la dissoluzione incongruente, la solubilizzazione e l'erosione.

[16] Schema della circolazione idrica in un massiccio gessoso e carbonatico. Nel secondo caso i flussi idrici possono interessare zone anche molto al di sotto del livello piezometrico, ciò non accade nei gessi, dove il drenaggio avviene solo lungo la superficie piezometrica ove si impostano le gallerie sub-orizzontali.



Gli effetti impacchettamento e diffusione da flusso hanno una validità solo nei primissimi stadi dell'evoluzione dei vacui embrionali sino a quando essi diventano canalicoli con diametri superiori ai 0,5 mm.

L'effetto *impacchettamento* ha una certa importanza quando ancora non vi è continuità tra i vacui primari per cui l'unico meccanismo attivo è quello dell'equilibrio chimico che permette una più equilibrata movimentazione e distribuzione della materia solida disciolta con conseguente aumento volumetrico dei vacui stessi. Questo effetto è ovviamente più efficiente quando la roccia possiede una certa porosità primaria (come nel caso dei calcari); nei gessi esso è attivo praticamente solo in quelli saccaroidi in quanto negli altri tipi la porosità primaria risulta quasi nulla.

L'effetto *diffusione da flusso* si manifesta quando la continuità dei meati è già stata raggiunta e si ha un flusso laminare all'interno di un protocondotto di dimensioni molto limitate: in queste condizioni l'aumento della velocità delle acque comporta una solubilizzazione aggiuntiva mentre una diminuzione comporta una sovrasaturazione. L'alternarsi di questi fenomeni opposti porta ad una rapida normalizzazione del protocondotto. Si crea così una minor resistenza al flusso idrico che progressivamente aumenta la propria velocità con conseguente maggiore dissoluzione e allargamento del condotto medesimo. L'effetto diffusione da flusso è comunque molto meno efficiente rispetto a quello dei calcari in quanto nei gessi la dissoluzione ad opera dei flussi laminari risulta, come già detto per le forme sotto copertura, poco efficace (1 o 2 ordini di grandezza inferiore ai flussi turbolenti).

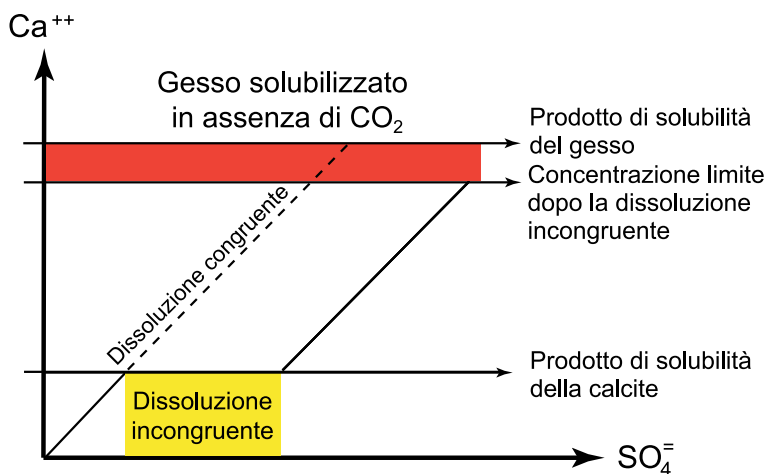
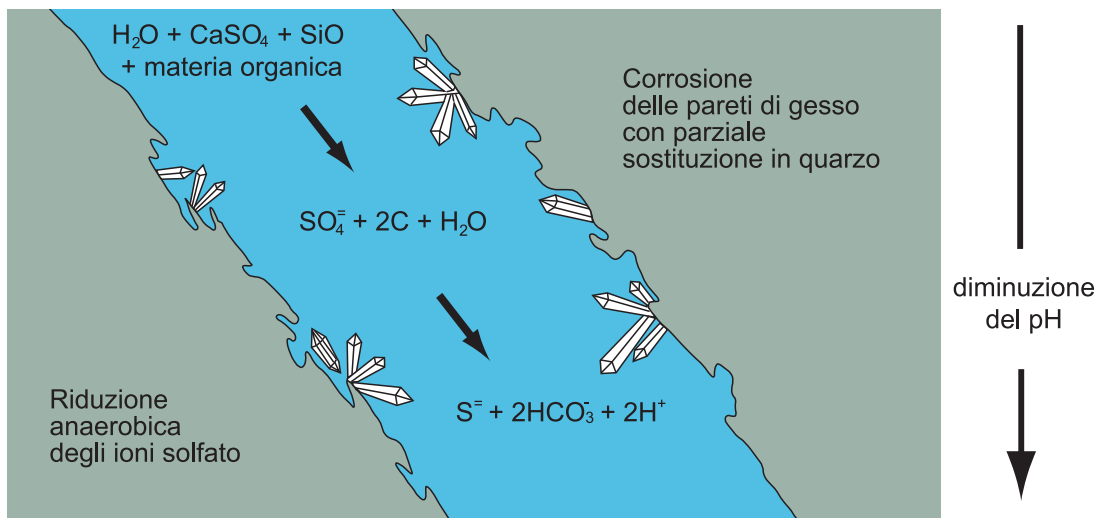
La *riduzione dei solfati a solfuri* può essere attiva solo nella zona satura (freatica) e riveste sicuramente una maggiore importanza per lo sviluppo del carsismo nei gessi. Qualora infatti acqua satura di gesso e ricca di sostanza organica, in sospensione o in soluzione, venga a trovarsi in condizioni anaerobiche si innestano delle reazioni di ossidazione di tale materiale a spese della riduzione degli ioni solfato a solfuro. In questo modo la concentrazione dello ione solfato diminuisce e l'acqua ritorna ad essere aggressiva nei confronti della roccia gessosa con conseguente allargamento dei meati esistenti. Questo meccanismo è di particolare importanza per l'ampliamento delle fratture e delle discontinuità presenti al di sotto della superficie piezometrica, e che diventeranno via preferenziale del flusso idrico quando il livello di base si abbassa. Una conferma diretta della reale efficacia di questo meccanismo si è avuta in una grotta di Monte Mauro (Gessi romagnoli) dove una grande frattura con le pareti di gesso corrosivo si presenta in parte ricoperta da quarzo scheletrico [17].

L'effetto *sale causa*, con l'aumento delle sostanze ioniche in soluzione, una progressiva diminuzione dell'attività ionica e pertanto un aumento della solubilità: in pratica tale meccanismo è efficace solo in presenza di un'alta concentrazione di sali solubili (quali il cloruro di sodio) e, in Emilia-Romagna, è praticamente attivo esclusivamente nel sistema carsico che alimenta le Fonti di Poiano.

La *dissoluzione per condensazione* è un meccanismo attivo solo nelle zone aerate delle grotte e si esplica o perché l'aria calda esterna, entrando in grotta e raffreddandosi, diviene sovrasatura di umidità che condensa sui soffitti e sulle pareti aggettanti delle cavità, oppure per evaporazione dalla superficie di laghi e

[17] Schema per la dissoluzione contemporanea del gesso e la deposizione di quarzo scheletrico in una grotta di Monte Mauro (Gessi romagnoli). La riduzione anaerobica dei solfati a solfuri, indotta dall'ossidazione di materiale organico a CO₂, abbassa il pH rendendo possibile la precipitazione di silice, e produce una leggera sottosaturazione rispetto al gesso che pertanto si scioglie.
modificato da Forti, 1994

fiumi sotterranei. Anche se la carsificazione indotta dalla condensazione può divenire, in particolari climi, il processo speleogenetico principale, questo non è tale per i gessi dell'Emilia-Romagna: infatti una valutazione quantitativa ha dimostrato che questo meccanismo influisce sempre per meno del 10% del fenomeno complessivo. Tale processo può tuttavia portare localmente allo sviluppo



[18] Il meccanismo della dissoluzione incongruente del gesso ad opera di acque meteoriche ricche di CO_2 : la quantità di gesso totale disciolto è maggiore di quella prevista dal prodotto di solubilità e dipende dalla quantità di carbonato di calcio contemporaneamente depositatosi per il raggiungimento della concentrazione limite relativo alla calcite.

di forme assolutamente peculiari quali i soffitti a cupole di condensazione o, sulle pareti aggettanti, di *megascallops* dovuti ai moti convettivi dell'aria calda e umida che condensa. Queste ultime forme risultano meglio sviluppate nei gessi microcristallini in quanto in quelli macrocristallini la dissoluzione infragranulare tende a disarticolare la roccia impedendo ai *megascallops* di svilupparsi.

Il meccanismo della *dissoluzione incongruente* si innesca quando l'acqua di infiltrazione meteorica si arricchisce di anidride carbonica percolando attraverso un orizzonte pedologico prima di raggiungere la roccia gessosa. In queste condizioni, appena inizia la dissoluzione del gesso, si instaurano gli equilibri chi-



mici della calcite che, essendo molto meno solubile del gesso, raggiunge rapidamente la sovrassaturazione e viene depositata sotto forma di concrezioni di carbonato di calcio. L'allontanamento dalla soluzione di ioni calcio, consente la contemporanea solubilizzazione di una quantità aggiuntiva di gesso [18]. Questo meccanismo speleogenetico è sicuramente importante per l'evoluzione di molti e grandi speleotemi di calcite all'interno di grotte che si sviluppano in formazioni gessose affioranti, ma non risulta particolarmente efficiente per l'ampliamento dei vuoti carsici soprattutto perché la deposizione delle concrezioni calcaree tende a bilanciare la dissoluzione del gesso. Esso è poi quasi del tutto limitato alle zone della cavità molto vicine ai punti di ingresso delle acque, in quanto l'effetto di questo processo si esaurisce rapidamente. Solo nel caso di fiumi sotterranei che trasportano materia organica (foglie, frustoli di legno, acidi umici e fulvici) è possibile che il meccanismo si mantenga attivo anche molto all'interno della grotta.

La *solubilizzazione* del gesso da parte di un'acqua con moto turbolento è un meccanismo speleogenetico efficiente. Per una valutazione di come tale processo possa essere efficace e rapido, è sufficiente ricordare che un fiume sotterraneo con un flusso medio di appena 10 l/s (quello che scorre nel Sistema carsico Rio Stella-Rio Basino in Romagna) ogni anno causa la dissoluzione di non meno di un cubo di gesso di 7 m di lato.

Le più tipiche forme da dissoluzione pura presenti in molte cavità in gesso (i canali di volta, le gallerie paragenetiche e i pendenti) si sono comunque evolute ad opera di acque che fluivano con moto lento e laminare. I canali di volta sono incisioni meandrizzanti, dalla caratteristica forma ad "U" rovesciata, che si osservano sulle volte di gallerie suborizzontali e che si sviluppano in maniera del tutto indipendente dagli elementi strutturali presenti (piani di stratificazione, fratture etc.) [19]. L'acqua, scorrendo con moto laminare molto lento, tende a depositare tutto il carico solido di particelle molto fini che trasporta in sospensione. In tal modo il pavimento della galleria viene preservato da ogni ulteriore dissoluzione e/o erosione e l'acqua, a seguito del progressivo aumento dello spessore dei sedimenti depositati, è costretta a fluire a diretto contatto con il tetto della galleria, che viene lentamente solubilizzato e inciso verso l'alto (da qui il nome di gallerie antigravitative). L'ampiezza della dissoluzione dipende direttamente dalla quantità d'acqua che crea il flusso laminare; è pertanto normale che i canali di volta, nella loro evoluzione, possano mostrare allargamenti e/o restringimenti. A causa della bassa energia del flusso idrico è abbastanza comune che l'acqua divaghi creando nello stesso luogo più canali di volta, tutti però di modeste dimensioni. Tali canali, anastomizzandosi, tendono ad isolare porzioni di gesso residuali, simili a tozze stalattiti, che prendono il nome di *pendenti* [20].

Queste forme divengono visibili solamente quando cessano di svilupparsi in seguito ad un aumento dell'energia dell'acqua che innesca un nuovo ciclo erosivo classico (gravitativo) il quale può svuotare, in parte o del tutto, i canali di volta dai sedimenti fini che li obliteravano.

Nonostante l'alta solubilità del solfato di calcio, comunque, il maggiore effetto speleogenetico all'interno delle grotte in gesso è senza dubbio quello prodotto dal meccanismo dell'*erosione*, resa ancora più efficace da vari fattori quali: la scarsa tenacità della roccia gessosa; l'abbondante presenza nelle acque di par-

[19] Canale di volta nella Grotta della Spipola.
foto Archivio GSB-USB



ticelle fini (sabbia, argilla), in parte provenienti dallo smantellamento degli strati marnoso-argillosi intercalati tra i banchi di gesso e in parte dall'erosione delle formazioni terrigene esterne; il regime idrico caratteristico dei sistemi carsici con bassa capacità di immagazzinamento, che alternano lunghi periodi di magra a violente e improvvise piene, ecc.

Non deve quindi meravigliare, se molte delle principali morfologie presenti nelle grotte in gesso risultino di chiara origine erosiva, quali gli *scallops*, i meandri, i pozzi cascata, i laminati, le gallerie triangolari, le condotte inclinate etc.

L'evoluzione degli *scallops* lungo i torrenti sotterranei è possibile solo se la grana cristallina della roccia gessosa è sufficientemente minuta da permetterne

[20] Pendenti, Grotta risorgente del Rio Basino.
foto Piero Lucci



la formazione e se la coesione tra i singoli elementi cristallini è tale da consentire la conservazione di tali forme. In generale per questi motivi gli *scallops*, pressoché ubiquitari nelle grotte in calcare, sono molto più rari in quelle gessose. Le recenti esplorazioni delle grotte nei gessi saccaroidi della valle del Savio hanno permesso di evidenziare come effettivamente in questi litotipi lo sviluppo degli *scallops* sia favorito [21].

La grana cristallina molto minuta e la notevole coesione di questi gessi, poi, permette l'evoluzione anche a media e grande scala di morfologie particolarmente ben sviluppate e molto più simili alle analoghe forme in calcare di quelle che si riscontrano nei gessi messiniani a grana centimetrica.

I *meandri* si sviluppano quando un corso d'acqua sotterraneo, che scorre in una galleria suborizzontale, erode la roccia gessosa mantenendosi, però, in equilibrio con l'abbassamento progressivo del livello di base carsico. A differenza dei canali di volta, la sinuosità dei meandri e la loro direzione di sviluppo sono strettamente controllate dalla situazione strutturale locale, che quindi fornisce un criterio di riferimento per discriminare tra loro queste due forme che, in certi casi, potrebbero risultare indistinguibili. Spesso nel tempo i meandri si trasformano in veri e propri stretti canyon a pareti fortemente sinuose, larghi pochi decimetri, con altezze di alcune decine di metri e lunghezze anche di varie centinaia.

Nel caso che l'abbassamento del livello di base carsico sia tanto repentino da impedire ai fiumi sotterranei di mantenere condizioni di flusso in equilibrio, allora si formano i *pozzi cascata*. Si tratta di morfologie che si sviluppano lungo elementi strutturali sub-verticali a causa dell'erosione esercitata dall'acqua che vi precipita dentro. Essi spesso collegano direttamente gli inghiottitoi al livello di base o raccordano fra di loro differenti tratti di gallerie sub-orizzontali, testimonianze di antichi paleo-livelli. Di norma sono "campaniformi", cioè a pianta sub-circolare, con dimensioni che aumentano con la profondità, fino a raggiungere e talora superare i 40 m; il loro diametro massimo lo si riscontra alla base, normalmente ingombra di massi di crollo.

Nelle zone in cui gli stress tettonici abbiano deformato, e quindi "scollato", strati gessosi in giacitura sub-orizzontale (una particolare superficie di debolezza è rappresentata dagli interstrati marnoso-argillosi frequenti nei gessi messiniani), senza causarne una intensa fratturazione, si sviluppano i *laminatoi*. Si tratta di sale o ampie gallerie molto basse il cui liscio soffitto non è altro che la superficie basale del banco gessoso sovrastante mentre il piano di calpestio corrisponde al tetto dello strato inferiore. In questi casi l'azione del fiume sotterraneo ha causato la sola erosione di parte dello strato marnoso-argilloso un tempo intercalato tra i due banchi. Sovente, quando l'erosione fluviale giunge ad interessare anche una parte del tetto del banco inferiore di gesso, si possono formare meandri più o meno larghi e profondi.

Nei Gessi messiniani talora la volta dei laminatoi o dei saloni, in cui è esposta la porzione basale di un banco gessoso, può presentarsi non liscia ma con tozze protuberanze (comunemente note come "mammelloni") di forma conica e di dimensioni variabili (da pochi decimetri a oltre 2 m di diametro) con il vertice, verso cui convergono i cristalli di gesso che li compongono, rivolto costan-

[21] *Scallops* sviluppatisi su di un soffitto, Gessi di Montepetra.
foto Piero Lucci



temente verso il basso [22]. Non si tratta di forme carsiche ma di forme sin sedimentarie riesumate dall'erosione. La loro origine infatti risale al momento in cui iniziava un nuovo ciclo di deposizione del gesso: la forma conica è frutto dell'aggregazione coalescente a "cavolo" del gesso che è cristallizzato progressivamente attorno ai primi nuclei. Questa struttura, in rapido accrescimento, tende

[22] Mammelloni, Sistema carsico Spipola-Acquafredda. foto Archivio GSB-USB



a sprofondare per il suo stesso peso nel sottostante livello argilloso-marnoso ancora plastico, fino a quando le zone basali di più mammelloni si saldano assieme dando così origine ad un continuo piano di sedimentazione orizzontale.

Un'evoluzione graviclastica dei laminatoi può portare alla formazione di caratteristiche *gallerie* sempre con il soffitto piatto ma a *sezione triangolare*. In pratica la volta del laminatoio, non essendo più sostenuta dall'interstrato che è stato completamente asportato, anche a seguito di rilasci tensionali e dal progredire della dissoluzione da parte delle acque di percolazione lungo le fratture, può crollare esponendo così la base del bancone soprastante mentre il tetto di quello crollato va a costituire le pareti inclinate verso l'interno della galleria triangolare.

Un'altra morfologia di crollo molto comune nelle grotte in gesso, ma che non sempre è conseguenza del solo meccanismo erosivo, si sviluppa nelle zone nelle quali si ha l'intersezione di differenti lineazioni strutturali, soprattutto se queste provocano la convergenza di più flussi idrici e quindi di più gallerie. Quando ciò avviene si creano facilmente vasti ambienti di crollo il cui soffitto è costituito dalle nicchie di distacco dei numerosi blocchi caduti. Sul pavimento invece si accumulano, a volte formando conoidi, grossi blocchi di frana a spigoli vivi e di dimensioni anche di vari metri. Infine nelle aree in cui vi sono rilasci tensionali notevoli, come pochi metri all'interno di pareti di gesso sub-verticali, si possono instaurare le condizioni idonee per lo sviluppo di cavità tettoniche. Le grotte di questo tipo, non richiedendo alcun meccanismo di erosione e/o solubilizzazione, almeno teoricamente non differiscono dalle omologhe grotte in calcare o in altri litotipi anche non carsificabili. L'unica differenza è costituita dal fatto che le fratture tettoniche nel gesso vengono modificate rapidamente e in maniera radicale qualora divengano sede di percolazione. Pertanto le grotte tettoniche in gesso, riuscendo a sopravvivere esclusivamente se protette dalla percolazione delle acque meteoriche, risultano piuttosto rare.

I depositi fisici

In molte grotte dell'Emilia-Romagna, e soprattutto nelle cavità nei Gessi messiniani, si trovano accumuli detritici incoerenti dello spessore anche di varie decine di metri, la cui granulometria varia da molto fine ad estremamente grossolana, formati dalla sovrapposizione di livelli di diversa potenza la cui continuità verticale e spaziale è ricostruibile collegando fra loro le diverse zone in cui essi si sono sedimentati. Questi depositi fisici, testimonianze di passati eventi di alluvionamento torrentizio dei materiali erosi dalle formazioni limitrofe a quelle evaporitiche, si presentano verticalmente incisi dalle acque degli stessi torrenti che, in tempi precedenti, li avevano depositati fino ad occludere totalmente i molti vuoti carsici [23].

La natura petrografica dei clasti presenti costituisce la diretta testimonianza delle litologie affioranti nei bacini imbriferi da cui provenivano i torrenti che hanno sedimentato all'interno delle grotte tale materiale detritico: pur con distribuzioni percentuali diverse, risultano ben rappresentate la componente calcarea e quella arenacea. A queste, che talora raggiungono percentuali considerevoli, si affiancano frammenti di speleotemi, quasi sempre di natura calcarea,



il cui distacco è stato favorito da meccanismi di dissoluzione incongruente del supporto gessoso a cui erano ancorate. Di particolare significato, soprattutto per le cavità dell'Emilia-Romagna, risulta la presenza, talora in percentuali anche molto elevate, di ciottoli levigati di selce policroma, di provenienza umbro-marchigiana. Tali clasti, trasportati al mare da torrenti, sarebbero poi stati movimentati da correnti di riva verso l'interno dell'antico Golfo Padano dove, commisti al ciottolame fluviale proveniente dall'Appennino emiliano-romagnolo, avrebbero contribuito alla formazione delle coperture alluvionali tardo-plioceniche e oloceniche che, a luoghi, ancora sovrastano la formazione gessosa messiniana.

In base alla analogia e alla costanza delle loro caratteristiche e della loro frequenza, è stato ipotizzato che la formazione di questi sedimenti sia collegabile ad eventi a scala regionale che avrebbero causato una netta e, forse, improvvisa diminuzione della capacità di trasporto solido dei torrenti ipogei. La causa di questa diminuzione è stata attribuita ad un innalzamento del livello del mare all'interno dell'antico Golfo Padano, in seguito a particolari eventi climatici caratterizzati da intense piogge, oppure allo scioglimento dei ghiacciai. Un'altra ipotesi suppone invece che le cause fossero interne alle grotte stesse e dovute a frane o crolli innescati da eventi sismici od orogenetici a carattere regionale. Tra l'altro non esistono dati che escludano che l'età di almeno una parte di questi riempimenti fisici possa essere molto più antica.

[23] Riempimenti fisici, Grotta risorgente del Rio Basino.

foto Piero Lucci



Gli eventi post-deposizionali sono caratterizzati dalla ripresa dei fenomeni erosivi che, talora, hanno inciso veri e propri *canyon*. Tale ripresa dello scorrimento idrico sarebbe iniziata con un lento flusso laminare in corrispondenza del contatto tra il tetto dei riempimenti fisici e la volta gessosa. In tali zone si potevano anche instaurare condizioni favorevoli per la formazione dei caratteristici *canali di volta*. La progressiva maggiore capacità di deflusso sotterraneo ha poi contribuito ad accentuare la naturale tendenza dei torrenti ipogei a crearsi un alveo di equilibrio. Si accentuavano così i fenomeni di erosione verticale con la formazione di strette incisioni a forma di canyon sulle cui pareti sono ancora perfettamente osservabili tutti i caratteri tessiturali dei riempimenti fisici preesistenti. Non è tuttavia ancora stato comprovato se l'evento di incisione sia stato uno unico e continuo oppure sia avvenuto in più stadi successivi.

Per collocare cronologicamente sia l'evento deposizionale che quello erosivo, ci si può basare su alcuni dati oggettivi. Il concrezionamento carbonatico che ricopre alcuni riempimenti e che sulla base di analisi radiometriche U/Th (Uranio/Torio) è iniziato circa 5000 anni fa, è avvenuto dopo che i torrenti ipogei hanno iniziato ad erodere, parzialmente asportandoli, gli ingenti depositi alluvionali. Inoltre in alcuni dei riempimenti sono stati rinvenuti frammenti di laterizi, che non possono essere sicuramente più antichi di 3000 anni. È quindi probabile che la sedimentazione sia avvenuta dopo la fine dell'ultima era glaciale, con episodi di alluvionamento alternati a cicli erosivi almeno fino ad epoche storiche recenti.

I depositi chimici

I depositi chimici secondari sono in generale poco comuni nelle grotte in gesso di tutto il mondo ed è a causa di ciò che sono scarsi non solo gli studi in cui se ne discute la genesi ma anche quelli che ne danno anche soltanto semplici descrizioni. Fortunatamente negli ultimi 20-30 anni alcune delle aree carsiche gessose dell'Emilia-Romagna hanno iniziato ad essere indagate in dettaglio e gli studi effettuati hanno dimostrato che le cavità in gesso possano ospitare, e spesso ospitano, depositi chimici assolutamente peculiari, sia dal punto di vista morfologico che genetico.

Le grotte nelle Evaporiti triassiche sono molto più povere di depositi chimici rispetto a quelle nei Gessi messiniani in quanto estremamente fratturate e soggette a continui crolli e che gli unici speleotemi di una certa dimensione, che in esse possono svilupparsi, si trovano esclusivamente lungo il letto dei fiumi sotterranei. Nelle grotte dei Gessi messiniani dell'Emilia-Romagna esistono invece frequenti concrezionamenti calcarei e solfatici mentre molto più rari sono gli altri minerali secondari.

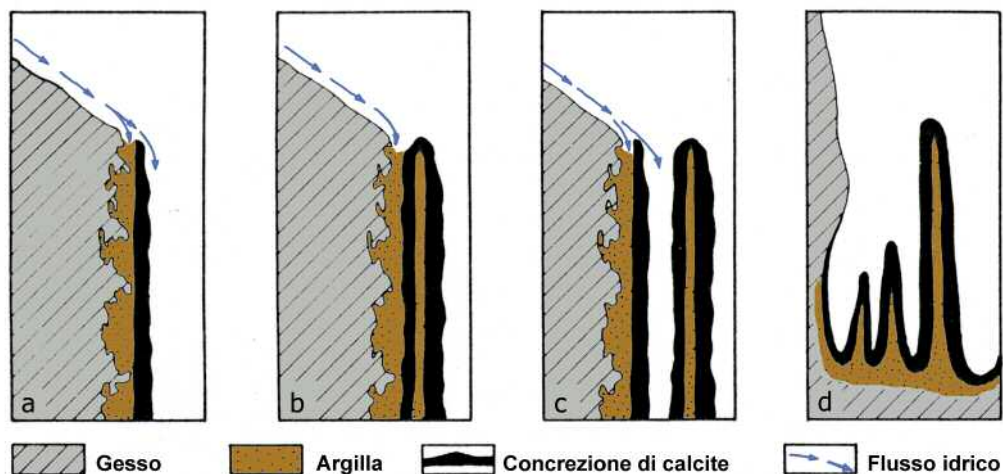
Gli speleotemi di carbonato di calcio. Le concrezioni di calcite nelle grotte in gesso sono in genere abbastanza comuni; infatti questi speleotemi hanno il loro massimo sviluppo nelle zone a clima temperato umido quali, appunto, sono quelle dell'Emilia-Romagna [24]. Le stalattiti, le colate, le concrezioni da splash e le pisoliti rappresentano le forme più comuni, tra l'altro ca-



[24] Concrezione calcarea sulla parete di un pozzo, Grotta del Re Tiberio.

foto Claudio Pollini





ratterizzate dalle stesse peculiarità morfologiche di quelle, molto maggiori, presenti nelle grotte in rocce calcaree. Va tuttavia ben sottolineato che il loro meccanismo genetico è del tutto differente.

Infatti, quando concrezioni calcitiche si sviluppano in cavità di formazioni gessose, il normale meccanismo carsico, che sovrintende allo sviluppo di tali speleotemi in grotte calcaree, non potrebbe avere alcun effetto. È stato infatti dimostrato che l'evoluzione di speleotemi carbonatici in grotte in gesso, prive di copertura con componente calcarea, è controllata dalla presenza di un elevato tasso di anidride carbonica disciolta nelle acque di infiltrazione che hanno dilavato suoli ricchi di vegetazione. In queste condizioni, la deposizione di calcite è un effetto, diretto e simultaneo, della dissoluzione incongruente del gesso da parte di acque percolanti [18].

La dissoluzione incongruente spiega non solo l'origine degli speleotemi comuni (stalattiti, stalagmiti etc.) ma anche la presenza di alcune forme del tutto particolari, osservate solo in tali ambienti, quali le lame incrostanti di carbonato di calcio quasi completamente staccate dal substrato gessoso, i cui cristalli componenti sono fortemente corrosi, e quelle, sempre calcitiche, con nucleo di argilla [25].

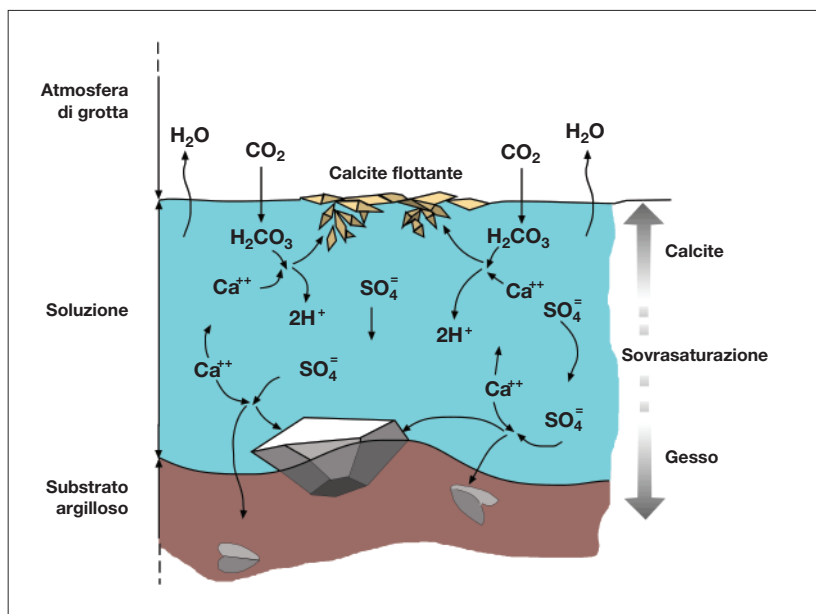
Altri speleotemi particolari dovuti alla dissoluzione incongruente sono i letti di concrezione, spesso presenti lungo le gallerie principali ove scorre un torrente sotterraneo; in questi casi il concrezionamento carbonatico può avvenire anche a diversi chilometri dal punto di ingresso delle acque nel massiccio gessoso. Ciò è possibile in quanto il meccanismo di dissoluzione incongruente è mantenuto attivo da una continua formazione di CO_2 ad opera della progressiva ossidazione dei materiali organici (foglie, frustoli di legno, acidi umici e fulvici) fluitati all'interno del sistema carsico.

Infine un altro processo, possibile in condizioni climatiche particolari, permette lo sviluppo di speleotemi carbonatici all'interno delle grotte in gesso; esso è legato alla diffusione della CO_2 dall'atmosfera di grotta verso la soluzione già saturata di solfato di calcio. Le condizioni favorevoli affinché questo avvenga sono di forte carenza idrica, per cui pozze d'acqua anche vaste, a causa di una pro-

[25] Evoluzione delle lame di calcite con nucleo argilloso:

[a] l'acqua di infiltrazione scioglie dapprima il gesso delle pareti ricoprendole di sedimento fine insolubile su cui poi si deposita una colata di calcite; [b] la colata di calcite riveste isolando il sottostante supporto argilloso e formando una sottile lama con nucleo di materiale argilloso; [c] il processo può ripetersi nel tempo dando origine ad una serie di lame di calcite parallele alla parete della grotta [d].

modificato da Forti, 1996a



[26] Schema genetico per i *cave rafts* del Salone del Fango (Grotta della Spipola): l'evaporazione tende ad aumentare la concentrazione del gesso disciolto sino al raggiungimento del prodotto di solubilità della calcite con conseguente precipitazione della stessa, come materiale flottante, fino a quando si ha diffusione nella soluzione di CO_2 dall'atmosfera di grotta. La conseguente acidificazione, da un lato, rallenta la precipitazione della calcite e, dall'altro, favorisce quella del gesso che, per epitassia, precipita sui frammenti gessosi del pavimento argilloso, oppure dà luogo a cristalli di neoformazione all'intero dello stesso sedimento fine. In misura minore il gesso precipita anche sui *cave rafts*.

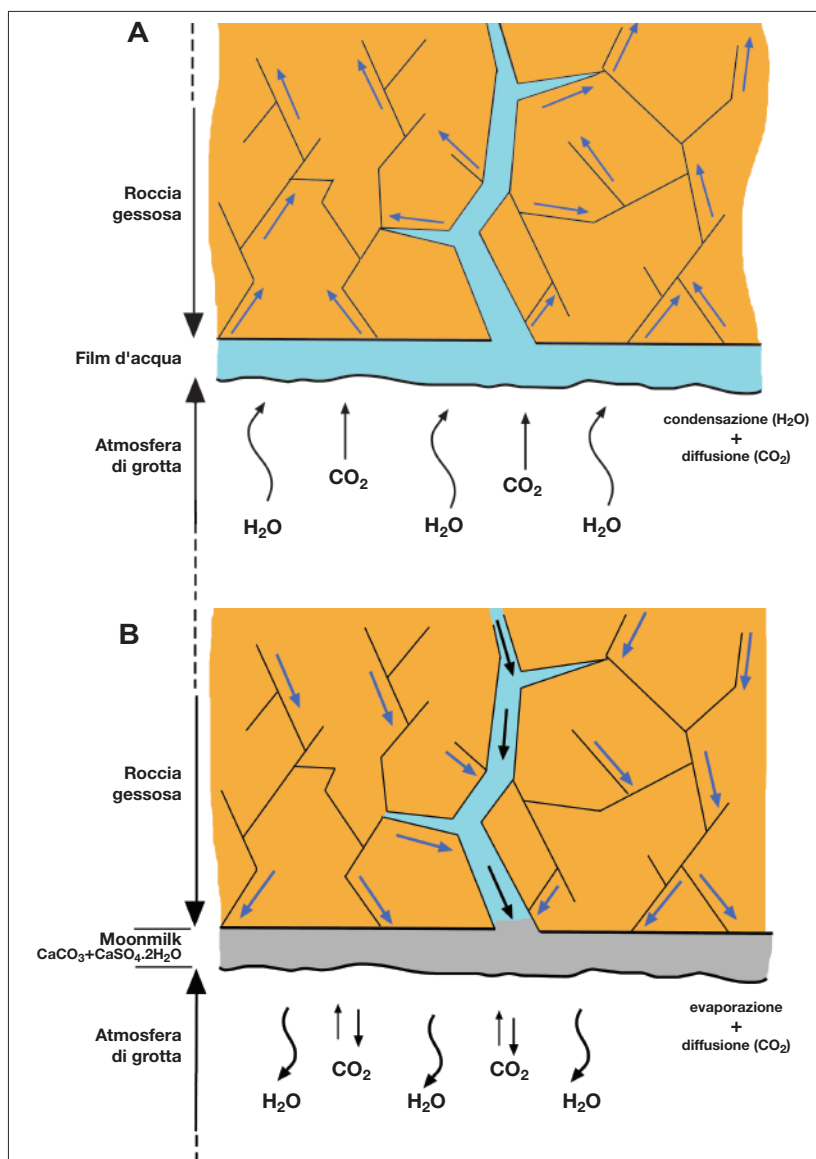
modificato da Forti, 2003b

lungata mancanza di alimentazione, possono totalmente evaporare per tanto le acque interstiziali, presenti all'interno della roccia gessosa, sono costrette per capillarità a riaffiorare ed evaporare a loro volta. In queste condizioni particolari, per il continuo processo di diffusione nella soluzione dell'anidride carbonica presente nell'atmosfera di grotta, si formano calcite flottante [26] e *moonmilk* carbonatico [27] quasi puri.

Considerando la velocità del concrezionamento, si può osservare che, contrariamente a quanto ipotizzabile, lo sviluppo di speleotemi di calcite nelle grotte in gesso è in genere più rapido di quello di analoghe forme in cavità calcaree. Misure sperimentali, effettuate su concrezioni delle grotte bolognesi, hanno infatti mostrato velocità medie di accrescimento anche di 1 mm/anno. Tale rapidità è un'evidente conseguenza diretta dell'efficienza del processo di dissoluzione incongruente.

Infine, un'ultima caratteristica che talora rende differenti le concrezioni di calcite delle grotte in gesso è costituita dalla ciclicità delle loro bande di accrescimento. Mentre nelle grotte in calcare queste sono tipicamente annuali, nei gessi a volte esse evidenziano una frequenza molto maggiore che può arrivare a marcare un singolo evento piovoso o una serie ripetuta di eventi analoghi ravvicinati nel tempo. L'interpretazione di questo fenomeno risulta, in qualche modo, ancora correlata al meccanismo della dissoluzione incongruente, attivo soltanto nei primi metri di percolazione delle acque. Infatti, in prossimità della superficie, gli impulsi di deposizione chimica causati da ogni singola pioggia sono ancora importanti e gli intervalli tra una precipitazione e l'altra possono causare un'interruzione nell'alimentazione idrica, con conseguente arresto del concrezionamento che, alla sua ripresa, favorirà lo sviluppo di una nuova banda di accrescimento.





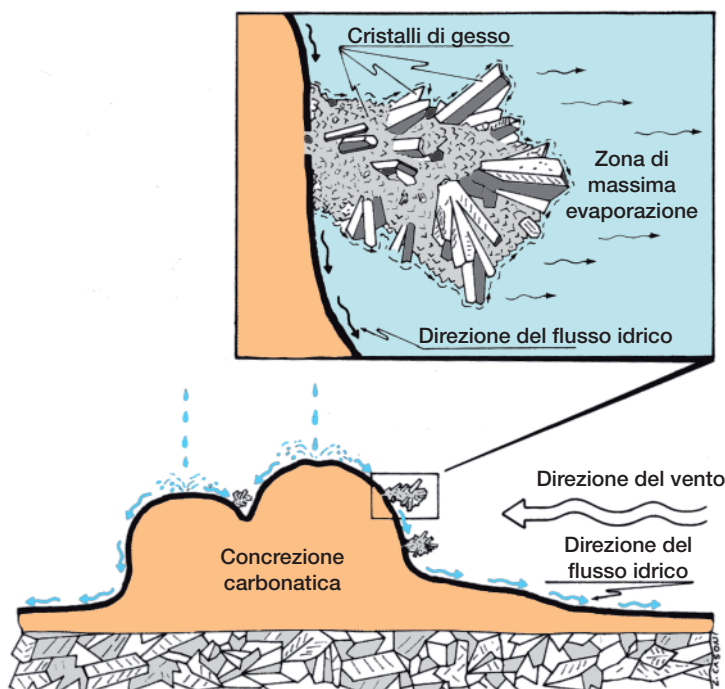
[27] Schema genetico per il moonmilk del Salone Giordani: [A] in condizioni di normale afflusso idrico, non si forma alcun deposito; [B] in condizioni di siccità spinta, a seguito del richiamo in superficie per capillarità delle acque interstiziali, si genera un moonmilk costituito da un feltro di piccoli cristalli di calcite che inglobano individui di gesso di dimensioni molto maggiori. da Forti, 2003b

Gli speleotemi di gesso. Gli speleotemi gessosi, rispetto agli omologhi in calcite, hanno evidenti differenze morfologiche dovute al loro diverso meccanismo genetico cioè alla sovrassaturazione per evaporazione. Le stalattiti di questa natura sono sempre più contorte e bitorzolute, spesso ramificate, e il loro accrescimento, nella maggioranza dei casi, dipende esclusivamente dall'acqua di percolazione superficiale e non dall'alimentazione attraverso un canalicolo centrale che è quasi sempre assente oppure, in parte se non del tutto, occluso [28].

L'effetto delle correnti d'aria permanenti sull'evoluzione dei due diversi tipi di speleotemi è poi inverso: nel caso di stalattiti di calcite infatti, poiché il meccanismo evolutivo controllato dalla diffusione della CO_2 non è assolutamente

[28] Stalattiti di gesso, Grotta Calindri. foto Archivio GSB-USB





[29] Schema genetico per lo sviluppo delle infiorescenze gessose su concrezioni di carbonato di calcio. L'acqua fluendo sullo speleotema carbonatico deposita dapprima il CaCO_3 in eccesso, quindi, risalendo per capillarità, evapora depositando su di esso infiorescenze di gesso. modificato da Forti, 1996b

influenzato da correnti d'aria, si osserverà una loro deflessione a favore del vento a seguito dello spostamento meccanico in quella direzione della goccia d'acqua di stillicidio. Per le stalattiti di gesso l'effetto sarà invece esattamente l'opposto in quanto gli speleotemi risulteranno deflessi contro vento perché in quella direzione risulta massima l'evaporazione.

Se le stalattiti di gesso sono abbastanza comuni nelle grotte dell'Emilia-Romagna, le stalagmiti risultano invece molto rare. Questa scarsa frequenza è imputabile ad una causa essenzialmente climatica; infatti nei climi temperati italiani caratterizzati da una piovosità discreta, è oggettivamente più facile lo sviluppo, invece di stalattiti, di infiorescenze e forme coralloidi, mentre nelle zone più aride, quali quelle di Sorbas (Spagna) o del Nuovo Messico (USA), le stalagmiti sono frequenti come le stalattiti.

Il fatto che l'evaporazione sia il meccanismo genetico dominante per l'evoluzione dei vari tipi di concrezioni di gesso spiega perché alcuni tipi di speleotemi, comuni in rocce calcaree, siano invece molto rari in quelle solfate e viceversa. Il gesso infatti costituisce, con estrema difficoltà, il *moonmilk*. Ciò spiega perché *moonmilk* gessoso è segnalato solo nella Grotta Calindri nel Bolognese. Al contrario, i cristalli di gesso, da microscopici ad oltre un metro di lunghezza, costituiscono i più comuni depositi secondari e si possono presentare come singoli individui o, più comunemente, come druse parietali. I cristalli liberi di maggiori dimensioni (alcuni dei quali anche superiori ad un metro di lunghezza) si formano all'interno degli interstrati marnoso argillosi caratteristici dei Gessi messiniani, oppure dentro depositi fisici di natura pelitica accumulatisi in ambienti ipogei. Il loro sviluppo è controllato dal lento



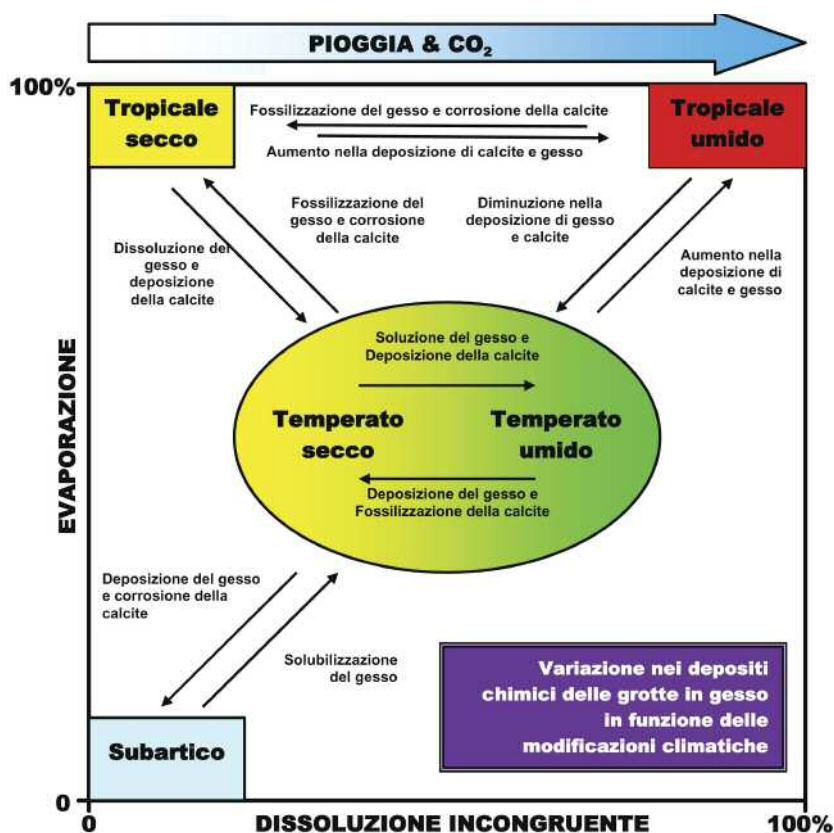
flusso capillare di acque, la cui evaporazione causa un grado di sovrasaturazione tanto basso da favorire la genesi e lo sviluppo di pochi individui cristallini di grandi dimensioni. Data la loro grande varietà e diffusione nelle grotte italiane, non è qui possibile descriverne in dettaglio tutte le differenti varietà di tipi e forme. Va tuttavia sottolineato che assai diversi risultano essere i loro meccanismi genetici anche se, di solito, la formazione della grande maggioranza di questi cristalli è dovuta semplicemente alla sovrasaturazione per evaporazione.

Infine le infiorescenze gessose, che rappresentano l'analogo delle forme coralloidi di calcite nelle cavità in calcare, costituiscono i depositi chimici secondari più comuni delle grotte in gesso della nostra regione. Esse debbono la loro formazione all'evaporazione di sottili pellicole d'acqua che lentamente risalgono per capillarità le piccole asperità delle pareti della grotta. In genere la loro evoluzione è sufficientemente rapida e la genesi assolutamente identica a quella che dà origine ai coralloidi di calcite e/o aragonite nelle grotte calcaree. L'unica caratteristica che distingue le infiorescenze gessose da quelle calcaree, data la loro elevata sensibilità alle correnti d'aria, è che le prime spesso presentano cristalli allungati nella direzione del vento.

Un tipo di infiorescenza singolare, comune soprattutto nelle grotte del Bolognese, è costituito da cristalli di gesso che crescono al di sopra di concrezioni

[30] Cristallizzazioni di gesso su concrezioni calcaree, Grotta risorgente del Rio Basino.
foto Piero Lucci





[31] Variazioni tendenziali indotte nel concrezionamento delle grotte in rocce gessose da instabilità climatiche. da Forti, 2003b

attive di calcite [29]. La contemporanea evoluzione di questi due minerali, a cui sono connessi prodotti di solubilità così differenti ad opera della medesima acqua, si spiega con il loro differente meccanismo genetico, cioè la diffusione della CO₂ causa di dissoluzione incongruente per la calcite e l'evaporazione per il gesso [30].

Influenza del clima sul concrezionamento. Il controllo esercitato dal clima e dal regime delle precipitazioni sulla natura e le forme del concrezionamento in ambiente gessoso è molto più accentuato rispetto a quello che avviene nelle grotte in calcare. Ciò è dovuto, come già detto, alla presenza simultanea di due tipi differenti di concrezionamento: calcitico e gessoso.

I meccanismi che portano alla deposizione di questi due minerali sono influenzati in modo diverso dal clima e dal regime delle piogge. Un clima caldo secco, infatti, aumentando la possibilità di evaporazione, favorisce direttamente lo sviluppo di infiorescenze gessose, mentre un clima continentale piovoso, favorendo l'insediamento di una copertura vegetale sorgente di CO₂, facilita indirettamente lo sviluppo di speleotemi carbonatici. D'altro canto forti precipitazioni concentrate alternate a lunghi periodi di siccità possono, da un lato, rendere più importante il fenomeno della condensazione con conse-

guente possibilità di corrosione delle concrezioni di calcite, da un altro, permettono l'instaurarsi di specifici meccanismi in grado di favorire la deposizione di peculiari concrezioni di carbonato di calcio quali il *moonmilk* e la calcite flottante.

Anche le variazioni microclimatiche, indotte da attività antropiche, vengono registrate dagli speleotemi delle grotte in gesso; è il caso delle bande nere all'interno delle concrezioni calcitiche della Grotta Novella (Gessi bolognesi), dovute ad un succedersi di incendi che hanno totalmente distrutto le coperture vegetali insediate sui terreni soprastanti alla grotta stessa. In base alle osservazioni effettuate all'interno di sistemi carsici in rocce gessose di differenti aree climatiche italiane ed estere è stato pertanto possibile elaborare un modello generale che, partendo dall'osservazione delle diverse differenze presenti negli speleotemi, può permettere di ricostruire le variazioni climatiche che si sono succedute nell'area in cui si apre ogni grotta [31].

Le mineralizzazioni secondarie. Ad eccezione di calcite e gesso, fino al 1970 soltanto un altro minerale di neoformazione (l'epsomite) era stato identificato in una grotta in gesso della nostra regione, e questo quasi due secoli prima. Questa assenza di segnalazioni di minerali secondari era imputabile sia al fatto che nessun speleologo o ricercatore, fino a quegli anni, si era occupato a fondo dell'argomento, sia alla radicata convinzione che le grotte in gesso fossero, in genere, prive di mineralizzazioni secondarie.

I primi studi di mineralogia, comunque ancora non ben mirati, interessarono grotte nei gessi messiniani attorno a Bologna e, oltre alla conferma della presenza dell'epsomite, permisero di identificare un altro minerale di grotta: la mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Successivamente, sempre in Emilia-Romagna, furono iniziate ricerche mirate al fenomeno della minerogenesi in grotta sia nei Gessi messiniani che triassici.

In base alle attuali conoscenze, che sono tuttavia ancora disomogenee all'interno del territorio regionale, appare chiaramente evidente che l'ambiente carsico gessoso è povero di minerali di grotta. Cosa del resto logica dato che questa roccia, costituita da minerali in equilibrio con un ambiente caratterizzato da un acido forte (l'acido solforico), ha meno disponibilità delle litologie calcaree a reagire con gli anioni eventualmente presenti nelle acque di percolazione e a dare origine a minerali di neoformazione. Nonostante questa minore "reattività" e una oggettiva scarsità delle ricerche finora effettuate nelle cavità gessose della regione, attualmente sono già noti 19 minerali differenti (brochantite, brushite, calcite, carbonatoapatite, cloromagnesite, devillina, dolomite, epsomite, ematite, gesso, ghiaccio, goetite, lepidocrocite, limonite, mirabilite, ossididrossidi di ferro e manganese, penninite, quarzo).

Particolarmente importante è stato il recente ritrovamento di dolomite di neoformazione nella Grotta della Spipola, che dimostra chiaramente come nelle grotte in gesso questo minerale può depositarsi da acque di origine meteorica in ambiente vadoso e in condizioni di pressione e temperatura pressoché normali. Lo studio futuro delle condizioni chimico-fisiche del microam-



biente, in cui questo speleotema dolomitico si è originato, permetterà infatti di approfondire le conoscenze sugli ancora poco conosciuti meccanismi di formazione della dolomite in ambiente continentale.

Conclusioni

Nonostante le evaporiti rappresentino meno dell'1% del territorio regionale, i fenomeni carsici che le interessano sono tra i più importanti d'Europa e fra i meglio studiati al mondo. Queste aree, per le loro peculiarità geologico-ambientali, sono in gran parte inserite in aree protette (Parchi nazionali e regionali, aree protette e SIC) e fanno spesso da volano per varie attività ricreative e turistiche. Le esplorazioni speleologiche e scientifiche in queste aree hanno già portato ad eccezionali risultati, e la prosecuzione delle ricerche fornirà di certo nuovi dati che consentiranno di formulare sempre più elaborate e precise ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche.

Riferimenti bibliografici

- AA.VV. (1972) - *Atti del VII Convegno speleologico dell'Emilia-Romagna e del Simposio di studi sulla Grotta del Farneto, S. Lazzaro di Savena e Bologna, 9-10 ottobre 1971*. Rassegna Speleologica Italiana, Memorie X, pp. 1-295.
- AA.VV. (1987) - *Guida alle più note cavità dell'Emilia-Romagna*. Ipoantropo, Collana Argomenti 7, pp. 1-118.
- Aldrovandi U. (1648) - *Musaeum metallicum*. Bologna, Ferronius, pp. 1-979.
- Alessandrini A., Bertolani Marchetti D., Bertolani M., Borghi E., Canossini D., Catellani G., Carvi G., Chiesi M., Fontanesi G., Formella W., Forti P., Francavilla F., Lusetti F., Morelli G., Patteri P., Prata E., Rabbi E., Tellini C. & Tagliavini S. (1988) - *L'area carsica dell'alta Val di Secchia, studio interdisciplinare dei caratteri ambientali*. Studi e Documentazioni, 42. Regione Emilia Romagna - Provincia di Reggio Emilia, pp. 1-303.
- Altara E., Demaria D., Grimandi P. & Minarini G. (a cura di) (1995) - *Atti del convegno "Precursori e pionieri della Speleologia in Emilia-Romagna"*. Speleologia Emiliana, s. IV, XXI, 6, pp. 1-160.
- Badini G. (1967) - *Le grotte bolognesi*. Edizioni divulgative di Rassegna Speleologica Italiana, pp. 1-143.
- Barbieri M. & Rossi A. (2001) - *I riempimenti fisici della Tana della Mussina di Borzano (Comune di Borzano - Provincia di Reggio Emilia) - Considerazioni ed interpretazioni*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 11, pp. 87-114.
- Belvederi G. & Garberi M.L. (1986) - *Preliminary observation on the relationships between tectonic structure and genetical development of the gypsum karst cavities (Farneto, Bologna - Italy)*. Le Grotte d'Italia, s. IV, 12, pp. 33-37.
- Bentini L. & Lucci P. (eds.) (1999) - *Le grotte della Vena del Gesso romagnola. I gessi di Rontana e Castelnuovo*. Grafiche A&B, Bologna, pp. 1-135.
- Bertolani M. & Rossi A. (1972a) - *Osservazione sui processi di formazione e di sviluppo della Grotta del Farneto*. Memoria X, Rassegna Speleologica Italiana, pp. 127-136.
- Bertolani M. & Rossi A. (1972b) - *La Grotta Michele Gortani (31 E) a Gessi di Zola Predosa (Bologna)*. Memoria X, Rassegna Speleologica Italiana, pp. 206-246.
- Bertolani M. & Rossi A. (1985) - *La Petrografia del Tanone Grande della Gaggiolina (154 E/RE) nelle evaporiti dell'Alta Val di Secchia (Reggio Emilia - Italia)*. Le Grotte d'Italia, s. IV, 12, pp. 79-105.

- Bottegari C. (1612) - *Relazione di un suo viaggio all'acqua salata di Minozzo in quel di Reggio (di Modena)*. Documento XII in Libro di Canto e di Liuto.
- Calaforra J.M., Dell'Aglio A. & Forti P. (1993) - *The role of condensation-corrosion in the development of gypsum karst: the case of the Cueva del Agua (Sorbas, Spain)*. Proceedings of the XIth International Congress of Speleology, Beijing, pp. 63-66.
- Calaforra J.M. & Forti P. (1999) - *Le concrezioni all'interno delle grotte in gesso possono essere utilizzate come indicatori paleoclimatici?* Speleologia Emiliana, s. IV, 10, pp. 10-18.
- Calaforra J.M. & Pulido Bosch A. (1999) - *Genesis and evolution of gypsum tumuli*. Earth Surface Processes and Landforms, 24, pp. 919-930.
- Capellini G. (1876) - *Sui terreni terziari di una parte del versante meridionale dell'Appennino. Appunti per la geologia della provincia di Bologna*. Rend. Ac. Sc. Ist. Bologna 13, pp. 587-624.
- Cazzoli M., Forti P. & Bettazzi L. (1988) - *L'accrescimento di alabastri calcarei in grotte gessose: nuovi dati dall'Inghiottitoio dell'Acquafredda (3/ER/BO)*. Sottoterra, 80, pp. 16-23.
- Chiesi M. (1988) - *Guida alla speleologia nel Reggiano*. Tecnograf, Reggio Emilia, pp. 114.
- Chiesi M. (ed.) (2001) - *L'area carsica di Borzano (Albinea-Reggio Emilia)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 11, pp. 158.
- Chiesi M. & Forti P. (1985) - *Tre nuovi minerali per le grotte dell'Emilia-Romagna*. Notiziario di Mineralogia e Paleontologia 45, pp. 14-18.
- Chiesi M. & Forti P. (eds.) (2009) - *Il Progetto Trias: studi e ricerche sulle evaporiti triassiche dell'alta valle di Secchia e sull'acquifero carsico di Poiano (Reggio Emilia)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 22, pp. 164.
- Chiesi M., Formella W., Casadei A., Franchi M. & Domenichini M. (1999) - *Il sistema carsico di Monte Caldina Alta Valle del Fiume Secchia, Reggio Emilia*. Speleologia Emiliana, 10, pp. 19-27.
- Chiesi M., Forti P. & De Waele J. (2010) - *Origin and evolution of a salty gypsum/anhydrite karst spring: the case of Poiano (Northern Apennines, Italy)*. Hydrogeology Journal (in stampa).
- Cigna A.A. & Forti P. (1986) - *The speleogenetic role of air flow caused by convection. 1st contribution*. International Journal of Speleology, 15, pp. 41-52.
- Cucchi F. & Forti P. (1993) - *Problemi di carsificazione nei gessi: le microforme superficiali e sotto copertura*. In: Atti del XVI Congresso Nazionale di Speleologia, Udine 1990, vol. 1.
- Cucchi F., Forti P. & Finocchiaro F. (1998) - *Gypsum degradation in Italy with respect to climatic, textural and erosional conditions*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. III, t. 4, pp. 41-49.
- Dalmonte C., Forti P. & Piancastelli S. (2004) - *The evolution of carbonate speleothems in gypsum caves as indicator of microclimatic variations: new data from the Parco dei Gessi caves (Bologna, Italy)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 16, pp. 65-82.
- Demaria D. (2003) - *Emilia-Romagna*. In: Madonia G. & Forti P. (a cura di), *Le aree carsiche gessose d'Italia*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 14, pp. 159-184.
- Demaria D., Forti P. & Rossi A. (2004) - *The last mineralogical finding inside the caves in the Gessi Bolognesi Natural Park: the Dolomite moonmilk*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 16, pp. 87-94.
- Fantini L. (1934) - *Le grotte bolognesi*. Officine Grafiche Combattenti, Bologna, pp. 1-67.
- Ferrarese F., Macaluso T., Madonia G., Palmeri A. & Sauro U. (2002) - *Solution and recrystallisation processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily*. Geomorphology, 49, pp. 25-43.
- Finotelli F., Giraldi E. & Pini A. (1986) - *Genetical analyses of natural cavities in the Messinian evaporites of the Bologna area (Italy). 1 – Spipola cave (Spipola-Acqua Fredda karst system)*. In: Atti International Symposium on Evaporite Karst, Bologna, pp. 247-257.
- Forti P. (1991) - *Il carsismo nei gessi con particolare riguardo a quelli dell'Emilia-Romagna*. Speleologia Emiliana, s. IV, XVII, 2, pp. 11-36.



- Forti P. (1993) - *I quarzi dendritici sul gesso*. Ipogea, 1988-1993, pp. 16-17.
- Forti P. (1994) - *The role of sulfate-sulfite reactions in gypsum speleogenesis: 1st contribute*. Abstract of Papers "Breakthroughs in Karst Geomicrobiology and Redox Geochemistry", Colorado Springs, pp. 21-22.
- Forti P. (1996a) - *Erosion rate, crystal size and exokarst microforms*. Karren Landforms, Universidad de les Illes Balears, Palma de Mallorca, pp. 261-276.
- Forti P. (1996b) - *Speleothems and Cave Minerals in Gypsum caves*. International Journal of Speleology, 25 (3/4), pp. 91-104.
- Forti P. (2000) - *I depositi chimici presenti nella Grotta Serafino Calindri*. Sottoterra, 110, pp. 31-41.
- Forti P. (2003a) - *I sistemi carsici*. In: Elmi C., *La risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali nella pianura padana e veneto-friulana, nelle pianure minori e sulle coste nord e centro adriatiche*. In: Biancotti A. & Motta M. (eds.), *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali*. Briganti, Genova, pp. 246-251.
- Forti P. (2003b) - *Un caso evidente di controllo climatico sugli speleotemi: il moonmilk del Salone Giordani e i "cave raft" del Salone del Fango nella Grotta della Spipola (Gessi Bolognesi)*. In: Atti del XIX Congresso Nazionale di Speleologia, Bologna, pp. 115-126.
- Forti P. (2004) - *Gypsum Karst*. In: Goudie A.S. (ed.), *The IAG Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, pp. 509-511.
- Forti P. (ed.) (2004) - *Gypsum Karst Areas in the World: their protection and tourist development*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 16, pp. 1-168.
- Forti P. & Francavilla F. (1990) - *Gli acquiferi carsici dell'Emilia-Romagna: conoscenze attuali e problemi di salvaguardia*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 26 (1-2), pp. 69-80.
- Forti P. & Lucci P. (2010) - *Le concrezioni e le mineralizzazioni del Sistema Carsico Rio Stella-Rio Basino (Vena del Gesso romagnola)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 23, pp. 151-168.
- Forti P. & Marabini S. (2004) - *Ulisse Aldrovandi and the very first description of speleothems from gypsum karst of Bologna*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 16, pp. 61-64.
- Forti P. & Querezè S. (1978) - *I livelli neri delle concrezioni alabastrine della Grotta Novella*. Preprint XIII Congresso Nazionale di Speleologia, Perugia, 5 pp.
- Forti P. & Rabbi E. (1981) - *The role of CO₂ in gypsum speleogenesis: I° contribution*. International Journal of Speleology, 11, pp. 207-218.
- Forti P. & Rossi A. (1989) - *Genesi ed evoluzione delle concrezioni di ossidi di ferro della Grotta Pelagalli al Farneto (Bologna-Italia)*. In: Atti XV Congresso Nazionale di Speleologia, Castellana Grotte, pp. 205-228.
- Forti P., Casali R. & Gnani S. (1983) - *I cristalli di gesso del Bolognese*. Ed. Calderini, Bologna, pp. 1-82.
- Forti P., Francavilla F., Prata E., Rabbi E., Veneri P. & Finotelli F. (1985) - *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia-Romagna: 1- Problematica generale; 2- Il complesso Spipola - Acquafredda*. Regione Emilia-Romagna, Tip. Moderna, Bologna, pp. 1-60.
- Forti P., Francavilla F., Prata E., Rabbi E. & Griffoni A. (1989) - *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia-Romagna: il complesso Rio Stella-Rio Basino (Riolo Terme, Italia)*. In: Atti XV Congresso Nazionale di Speleologia, pp. 349-368.
- Geze B. (1969) - *Le principe de l'inversion du relief en region karstique*. Proceedings Vth International Speleological Congress, Stuttgart, v. 1, M20.
- Grimandi P. (ed.) (1986) - *Atti del simposio internazionale sul carsismo nelle Evaporiti (Bologna 1985)*. Grotte d'Italia, s. IV, 12, pp. 420.
- Grimandi P. & Gentilini A. (2009) - *Banchi, strutture mammellonari e fossili nei gessi del Miocene sup.* Sottoterra, 128, pp. 50-71.
- Gruppo Speleologico Bolognese & Unione Speleologica Bolognese (1993) - *Atti del Convegno "Realtà e prospettive dei Parchi carsici in Emilia-Romagna", Casola Valsenio 30 ottobre 1993*, Speleologia Emiliana, s. IV, 5, 96 pp.
- Gutierrez F., Johnson K.S. & Cooper A.H. (2008) - *Evaporite karst processes, landforms, and environmental problems*. Environmental Geology, 53, pp. 935-936.

- Hill C. & Forti P. (1997) - *Cave minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville, 464 pp.
- Klimchouk A. (1996) - *Speleogenesis in gypsum*. International Journal of Speleology, 25 (3-4), pp. 61-82.
- Klimchouk A., Lowe D.J., Cooper A. & Sauro U. (a cura di) (1996) - *Gypsum karst of the World*. International Journal of Speleology, 25 (3-4), pp. 1-307.
- Klimchouk A., Cucchi F., Calaforra J.M., Aksem S., Finocchiaro F. & Forti P. (1996) - *Dissolution of gypsum from field observations*. International Journal of Speleology, 25 (3-4), pp. 37-48.
- Laghi T. (1806) - *Di un nuovo sale fossile scoperto nel Bolognese*. Memorie Istituto Nazionale Italiano, t. 1, parte prima, pp. 207-218.
- Lugli S., Domenichini M. & Catellani C. (2004) - *Peculiar karstic features in the Upper Triassic sulphate evaporites from the Secchia Valley (Northern Apennines, Italy)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 16, pp. 95-102.
- Madonia G. & Forti P. (a cura di) (2003) - *Le aree carsiche gessose d'Italia*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 14, pp. 1-286.
- Macaluso T., Madonia G., Palmeri A. & Sauro U. (2001) - *Atlante dei karren nelle evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo Geologico "G.G. Gemmellaro", 5, pp. 1-143.
- Macaluso T., Madonia G. & Sauro U. (2003) - *Le forme di soluzione nei gessi*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 14, pp. 55-64.
- Malavolti F. (1949) - *Morfologia carsica del trias gessoso-calcareo nell'alta valle del Secchia*. Memoria Commissione Scientifica Centrale CAI, 1, pp. 129-225.
- Marinelli O. (1917) - *Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia*. Memorie Geografiche di Giotto Dainelli, 34, pp. 263-416.
- Mornig G. (1935) - *Grotte di Romagna: dodici mesi di esplorazioni speleologiche nel brisighellese 1934-1935*. Relazione inedita poi pubblicata in Memorie di Speleologia Emiliana, 1, 1995, pp. 1-32.
- Parea G.C. (1972) - *Osservazioni sedimentologiche e geomorfologiche. GSE-CAI: Studio della Grotta di fianco alla Chiesa della Gaibola nei Gessi della colline bolognesi*. Rassegna Speleologica Italiana, IV, 2, pp. 113-120.
- Pasini G. (1975) - *Sull'importanza speleogenetica dell' "Erosione antigravitativa"*. Grotte d'Italia, s. IV, 4, pp. 297-322.
- Pasini G. (2009) - *A terminological matter: paragenesis, antigravitative erosion or antigravitational erosion?* International Journal of Speleology, 38 (2), pp. 129-138.
- Regione Emilia-Romagna & Federazione Speleologica Regionale (1980) - *Il catasto delle cavità naturali dell'Emilia-Romagna*. Pitagora Editrice, Bologna, pp. 1-249.
- Rossi A. (2003) - *I riempimenti fisici della Grotta della Spipola (5 ER/BO) nelle colline bolognesi (Emilia-Romagna, Italia)*. In: Atti XIX Congresso Nazionale di Speleologia, pp. 127-156.
- Rossi A. & Mazzarella B.S.L. (2001) - *Nuove considerazioni sui riempimenti fisici della Grotta Calindri*. Sottoterra, 113, pp. 28-41.
- Sami M. (ed.) (2007) - *Il Parco Museo Geologico Cava Monticino, Brisighella. Una guida e una storia*. Tipografia Carta Bianca, Faenza, pp. 1-224.
- Sivelli M. (2003) - *La speleologia nei gessi d'Italia: un percorso storico*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 14, pp. 27-40.
- Trebbi G. (1903) - *Ricerche speleologiche nei gessi del Bolognese*. Rivista Italiana di Speleologia, 1 (3), pp. 14-18 e 2(1), pp. 1-8.
- Vai G.B. & Ricci Lucchi F. (1976) - *The Vena del Gesso in the Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. Memorie Società Geologica Italiana, 16, pp. 217-249.
- Vallisneri A. (1715) - *Lezione accademica intorno all'origine delle fontane*. Gabriello Ertz, Venezia.
- Veggiani A. (1965) - *Trasporto di materiale ghiaioso per correnti di riva dall'area marchigiana all'area emiliana durante il Quaternario*. Bollettino Società Geologica Italiana, 84 (1-2), pp. 315-328.



