

MANIFESTAZIONI CARSICHE NELLE EVAPORITI MESSINIANE DEL MONFERRATO E DELLA COLLINA DI TORINO (ITALIA NORD-OCCIDENTALE): ANALISI DEI MECCANISMI GENETICI NEL QUADRO DELL'EVOLUZIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Gianfranco Fioraso¹, Erica Bicchi², Andrea Irace³ & Paola Boano²

¹CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Accademia delle Scienze 5, 10123 Torino.

E-mail: g.fioraso@csg.to.cnr.it

²Collaboratore esterno del CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Accademia delle Scienze 5, 10123 Torino

³Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino, Via Accademia delle Scienze 5, 10123 Torino

RIASSUNTO: Fioraso G. et al., *Manifestazioni carsiche nelle evaporiti messiniane del Monferrato e della Collina di Torino (Italia nord-occidentale): analisi dei meccanismi genetici nel quadro dell'evoluzione pliocenico-quaternaria del Bacino Terziario Piemontese*. IT ISSN 0394-3356, 2004.

La successione messiniana affiorante nel Bacino Terziario Piemontese (BTP) è interessata da diffusi fenomeni di dissoluzione che coinvolgono i blocchi gessosi, di dimensioni ettometriche-chilometriche, inglobati nella matrice marnoso-argillosa del Complesso Caotico della Valle Versa (CTV). La presenza nel Monferrato settentrionale e nella Collina di Torino di numerose cave di gesso a cielo aperto e in sotterraneo, localizzate in contesti strutturali e a livelli stratigrafici differenti, ha fornito lo spunto per effettuare uno studio di dettaglio sulla distribuzione tridimensionale dei sistemi carsici, sulle caratteristiche morfologiche delle cavità e sul tipo di sedimenti di riempimento in essi presenti.

Le manifestazioni di dissoluzione epigee (camini a profilo cilindrico o conico a sviluppo verticale con diametro non superiore ai 5÷6 m) si localizzano nella prima decina di metri dei blocchi gessosi, al di sotto di una coltre di sedimenti impermeabili di spessore compreso tra i 4÷5 m e i 50 m. Più in profondità la dissoluzione dà luogo a condotti subverticali (con diametro inferiore a 3÷4 m) e cavità orizzontali a "soffitto piatto": queste ultime sono prodotte dal temporaneo stazionamento del livello di falda endocarsica e da concomitanti fenomeni di "stratificazione di densità" delle acque di percolazione che concentrano l'effetto dissolutivo nei settori marginali delle cavità. L'orientazione delle forme epigee e ipogee è inoltre sempre svincolata rispetto all'andamento locale della stratificazione degli intervalli gessosi del CTV.

La dissoluzione è accompagnata da fenomeni di *piping* che consentono l'ingresso nei circuiti carsici dei prodotti della rielaborazione delle coltri di copertura e il loro trasferimento verso le parti più profonde e libere del reticolato ipogeo: l'infiltrazione dei sedimenti induce, in superficie, lo sviluppo di episodi di subsidenza (*cover-subsidence sinkhole*) e di sprofondamento (*cover-collapse sinkhole*) che coinvolgono per ampi tratti i versanti collinari modellati nel CTV. I tappi di sedimenti che occludono le cavità carsiche sono costituiti da:

- "brecce di collasso", prodotte dall'assestamento gravitativo delle coltri di copertura;
- "argille e silt massivi e laminati", riconducibili a episodi di decantazione in cavità sature;
- "sabbie massive e stratificate", veicolate da correnti trattive operanti all'interno dei circuiti carsici;
- "brecce di estrusione", generate da meccanismi di iniezione e spremitura dei sedimenti argillosi saturi d'acqua nelle parti più profonde e libere delle cavità ipogee.

Le analisi biostratigrafiche effettuate su 9 campioni di sedimenti prelevati all'interno di alcune cavità ipogee hanno evidenziato associazioni faunistiche rappresentative di un ampio intervallo temporale:

- Burdigaliano (Zona N5/6) - Zancleano (Zona MPI4a) per la cava di Montiglio, riferimento confermato dalla presenza di *Globorotalia punctulata* nel campione MNT-1 e di *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax unicavus* e *Globoquadrina dehischens* in MNT-2;
- Tortoniano (Zona N17) - Zancleano (Zona MPI2) per la cava di Moncucco T.se, età confermata dalla presenza di *Globigerina quinqueloba* in MC-13 e di *Globorotalia margaritae* in MC-23;
- Zancleano (Zona MPI3) per Grana M.to, età confermata dalla presenza di *Globorotalia margaritae* e di *Globorotalia punctulata* in GRN-1.

I campioni MNC-1, MNC-2 e MNC-3 provenienti dalla cava di Moncalvo sono risultati sterili. Le associazioni individuate rispecchiano sempre l'assetto lito-strutturale locale della successione cenozoica presente al tetto delle bancate gessose carsificate.

Le caratteristiche dei sistemi carsici (assetto tridimensionale, dimensione e gerarchizzazione delle cavità, spessore del volume gessoso coinvolto) sono controllate dall'entità dell'esumazione, e quindi dal grado di dissezione da parte del reticolato idrografico, del CTV: quest'ultimo è caratterizzato nell'insieme da un assetto monoclinale immergente di 2÷5° verso le aree depocentrali di Asti e Alessandria, che ha consentito di differenziare procedendo da Nord verso Sud:

- un "carso inciso" (*entrenched karst*), nel quale i blocchi selenitici sono profondamente dissecati dal reticolo idrografico (es. settori di Murisengo e Moncucco T.se). Il gradiente idraulico è in questo caso maggiore rispetto agli adiacenti settori del complesso carsico monferrino e i fenomeni di dissoluzione coinvolgono l'intera potenza carsificabile dei gessi;
- un "carso subgiacente" (*subadjacent karst*), nel quale l'intervallo gessoso è solo parzialmente inciso e drenato dal reticolato idrografico (es. settori di Grana M.to e Gessi di Moncalvo) e la dissoluzione appare ben sviluppata unicamente al di sopra del livello di base locale;
- un "carso profondo" (*deep-seated karst*), nel quale i blocchi gessosi, posti al di sotto dei fondovalle, sono confinati e sigillati al di sotto dalla successione pliocenica monferrina (Argille Azzurre, Sabbie di Asti e Villafanchiano Auct.). Le sporadiche manifestazioni carsiche presenti sono in questo caso legate alla risalita di acque profonde lungo fasce di deformazione tettonica.

La speleogenesi nei gessi è influenzata dalla presenza di potenti coltri di copertura, costituite dalla matrice del CTV e dalla sovrastante successione pliocenico-quaternaria, contraddistinte da bassi coefficienti di permeabilità che ostacolano il deflusso delle acque di percolazione. Una volta raggiunta l'interfaccia con il gesso, il controllo sulla circolazione endocarsica è svolto dall'intreccio di 3 principali sistemi di faglie e fratture orientati in direzione E-W, NE-SW e N-S. Queste discontinuità costituiscono le uniche vie di deflusso delle acque in un mezzo altrimenti caratterizzato da bassi valori di porosità primaria compresi tra il 4 e l'8% del volume roccioso. Le faglie interrompono inoltre la continuità degli interstrati pelitico-bituminosi che imporrebbero altrimenti la compartimentazione dei circuiti idrocarsici all'interno delle bancate gessose.

La variazione dei parametri morfometrici (diametro e lunghezza) dei condotti carsici e del loro grado di interconnessione idraulica con-

fermano che il picco dissolutivo si manifesta nei primi 15÷20 m dei corpi gessosi: l'aggressività dell'acqua, infatti, diminuisce in breve tempo e a breve distanza dal punto di ingresso nel sistema carsico, grazie all'elevata velocità di saturazione in $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ della soluzione in rapporto alla velocità di deflusso. Il limitato numero di condotti ipogei intercettati dai fronti di coltivazione spinti al di sotto dei fondovalle (es. cave di Gessi di Moncalvo, Murisengo e Montiglio) conferma inoltre l'arresto della dissoluzione in prossimità della superficie della falda freatica, che a sua volta si raccorda con il livello di base locale: le basse velocità di deflusso che contraddistinguono la zona satura rispetto a quella areata non consentono un rapido ricambio delle acque, inibendo l'azione dissolutiva che in tal modo non può svilupparsi nella sua completezza.

L'analisi dei rapporti che intercorrono tra l'orientazione degli intervalli evaporitici e la vergenza delle forme dissolutive evidenzia chiaramente la sequenzialità del fenomeno carsico rispetto all'assetto stratigrafico assunto localmente dal CTV. Inoltre la presenza di cavità a "soffitto piatto" altimetricamente correlabili con lembi di depositi fluviali terrazzati (con indice di colore massimo pari a 5÷7,5 YR) conservati a varie quote lungo le dorsali collinari del Monferrato, avvalorano l'ipotesi secondo cui queste morfologie endocarsiche materializzerebbero delle paleo-superfici freatiche originariamente in raccordo con antichi livelli di base. Ciò consente di ipotizzare, quanto meno nei settori di maggior maturità dei sistemi carsici (es. Murisengo e Moncucco T.se), un'età delle forme dissolutive compresa tra la parte superiore del Pleistocene medio e l'Attuale.

I sistemi carsici impostati nei gessi messiniani del Monferrato e della Collina di Torino e i depositi in essi ospitati rappresentano il prodotto di concomitanti fenomeni di dissoluzione e sedimentazione polifasici e policronologici, sviluppati in risposta alle continue variazioni indotte sull'assetto morfologico superficiale dall'esumazione del CTV. Quest'ultima è l'espressione della deformazione che ha determinato il sovrascorrimento verso Nord della successione cenozoica del BTP sull'avanfossa padana: al procedere dell'esumazione si contrappone la migrazione relativa del fronte di dissoluzione, che viene in tal modo a collocarsi in posizioni via via più prossime alla base dell'intervallo evaporitico.

ABSTRACT: Fioraso G. et al., Karst phenomena in Messinian succession of Monferrato and Torino Hill (North-western Italy): speleogenetic mechanism and interaction with Pliocene to Quaternary evolution of Tertiary Piedmont Basin. *IT ISSN 0394-3356, 2004.*

In Tertiary Piedmont Basin (TPB) widespread karst phenomena involved Messinian gypsum blocks (hectometric to kilometric in extension) cropping out within the clayey matrix of the Valle Versa Chaotic Complex (CTV). The presence of some gypsum quarries in Northern Monferrato area and in Torino Hill (whether opencast or underground) allowed the investigation of speleogenetic phenomena in different structural and stratigraphic contexts. This study has been carried out in order to detect three-dimensional array of karst systems, morphological characteristics of dissolution cavities and sedimentological analysis of karst infill deposits. Moreover, it has been possible to reconstruct some of karst evolutionary stages related to the Pliocene to Quaternary exhumation of TPB.

Cylindrical or cone-shaped subvertical pipes less than 5÷6 m in diameter which characterize epigeal dissolution morphology are located within upper 10 m of evaporitic rocks, below an impermeable sedimentary cover with thickness ranging between 4÷5 m and 50 m. In depth, dissolution make up subvertical pipes (less than 3÷4 m in diameter) connected with horizontal caves with typical "flat ceilings" and inclined (15÷45°) lateral facets. These forms are caused by a standing of water table combined with water chemical stratification phenomena: local small differences in water density promote natural convection currents inside gypsum caves which enable most pronounced marginal dissolution by uppermost aggressive layers of water. Orientation of epigeal and hypogean morphology is geometrically unrelated in respect to the bedding of CTV gypsum layers.

Gypsum dissolution combine with suffosion processes so that transfer of insoluble sediments of the overlying clayey sequence inside empty karst cavities is enabled. This result in a gradual subsidence of the topographic surface or in a sudden collapse of the overburden, with development of cover-subsidence and cover-collapse sinkhole respectively, depending on granular composition and thickness of the coverbeds. Such features are well developed all over the outcropping area of CTV. Epikarst depressions and endokarst caves are filled with intricate sequences of deposits, made up of at least 4 sedimentary facies:

- a) - "collapse breccia", developed by gravitational sinking of sedimentary coverbed;*
- b) - "massive or laminated silt and clay", due to sediments settling in water-filled karst features;*
- c) - "massive or laminated sands", transported by percolating water inside karst system;*
- d) - "extrusion breccia", generated by injection and squeezing of water-saturated clayey sediments along deepen free portions of caves.*

Distribution of sedimentary facies within karst network is highly variable in both vertical and horizontal directions.

Biostratigraphical analysis carried out on 9 samples collected inside few hypogean cavities allows the detection of rich faunal assemblages covering a wide chronological interval:

- Burdigalian (N5/6 Zone) - Zanclean (MPI4a Zone) for samples collected in Montiglio quarry, in which are present Globorotalia punctulata in MNT-1 and Catapsydrax dissimilis, Catapsydrax unicavus and Globoquadrina dehischens in MNT-2;*
- Tortonian (N17 Zone) - Zanclean (MPI2 Zone) for samples collected in Moncucco T.se quarry, age confirmed by the presence of Globigerina quinqueloba in MC-13 and of Globorotalia margaritae in MC-23;*
- Zanclean (MPI3 Zone) for samples GRN-1 collected in Grana M.to quarry, confirmed by the presence of Globorotalia margaritae and Globorotalia punctulata.*

On the contrary, sediments collected on Moncalvo quarry (samples MNC-1, MNC-2 and MNC-3) are completely devoid of microfaunal remains. Differences in faunal assemblages from one site to another are due to the specific and local litho-structural arrangement of Cenozoic succession resting above the gypsum interval.

Three-dimensional array of cave network, size and interconnection magnitude of hypogean conduits and thickness of gypsum volume involved in dissolution processes are controlled by exhumation rate of CTV and consequently by superficial fluvial erosion. From Northern Monferrato to Torino Hill, the Messinian succession has a monoclinical configuration dipping of 2÷5° to the depocentral areas of Asti and Alessandria, so that it is possible to distinguish, from North to South, three types of intrastratal karst:

- "entrenched karst", with gypsum completely dissected by fluvial erosion (i.e. Murisengo and Moncucco T.se areas). Hydraulic gradient is greater than in other sectors of karst complex and dissolution operate across the whole thickness of the evaporite formation;*
- "subjacent karst", where gypsum is only partially dissected by superficial drainage system (i.e. Grana M.to and Gessi di Moncalvo areas). Dissolution phenomena are well developed inside gypsum rocks only above hydrological base-level;*
- "deep-seated karst", where gypsum sequence is buried and hydrologically confined below a thick post-Messinian sedimentary cover, represented by Pliocene Argille Azzurre and Sabbie di Asti Formations and by Pliocene to Quaternary Villafranchian Complex. Due to the thickness of the overburden (> 40÷50 m), deep-seated karst is devoid of any surface expression. Locally dissolution phenomena are linked to the rising of deep water along fault zones.*

Development of gypsum dissolution is controlled by lithology and thickness of the coverbeds, generally characterized by low permeability (particularly the clayey matrix of CTV and the Argille Azzurre Formation), that slow down the transmission of seepage water across the overburden. Just in contact with gypsum, water circulation depends on the pattern distribution of at least 3 fault and fracture systems with E-W, NE-SW and N-S directions. Such discontinuities assumed the major role in determining the initial flow path inside a gypsum, otherwise characterised by low percentage (4÷8%) of primary porosity. Moreover, fault systems intersect and displace the impermeable bituminous inter-beds (with thickness < 3 m) controlling water circulation between adjacent gypsum intervals.

Tipology and dimensions (cross-section diameter and length) of karst features combined with analysis of cave pattern prove that the highest dissolution rate occur within the first 15÷20 m below gypsum-coverbed interface: saturation index of solution in respect to $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ rapidly increase after the entrance inside karst system. Moreover, the restricted number of pipes and horizontal caves intercepted by underground mining exploitation below the base-level (i.e. Gessi di Moncalvo, Murisengo and Montiglio quarries) con-

firm that dissolution rates drastically reduce in proximity of the water table, the last one fitting with local base-level: flow velocities in phreatic conditions are lower in comparison with those of vadose zone, so that water is not allowed to have a rapid exchange and speleogenesis does not fully develop inside evaporitic rocks.

Spatial orientation of dissolution pipes diverging from gypsum bedding clearly demonstrate the sequentiality of dissolution phenomena in comparison to litho-structural array of CTV. Locally "flat ceilings" in horizontal caves are altimetrically correlable with terraced fluvial deposits (with highest color index of 5÷7,5 YR) preserved along valley sides of Monferrato and Torino Hill: such features materialize paleo-phreatic surfaces originally related to old fluvial base-levels. Available data point out a late Middle Pleistocene to Olocene age for the karst systems characterized by highest evolution, like in Murisengo and Moncucco T.se areas.

Gypsum karst and related deposits in TPB, representing the products of polyphasic and polychronologic dissolution phenomena, developed in response to morphological change induced by differential exhumation of CTV. Uplifting of Messinian succession is linked to the tectonic deformation due to the northern thrusting movements of the TPB succession over padanian foredeep: the ongoing exhumation is accompanied by progressive downward migration of a dissolution boundary (that gradually comes close to and finally intersects the base of evaporitic succession) and by an evolutionary sequence of karst types providing the transition from deep-seated to entrenched karst.

Parole chiave: Carsismo, Suffosione, Gesso, Messiniano, Collina di Torino, Monferrato.

Keywords: : Karst, Piping, Gypsum, Messinian, Torino Hill, Monferrato.

1. INTRODUZIONE

I sistemi carsici rappresentano eccellenti punti chiave per la ricostruzione della storia morfo-evolutiva di un rilievo: in essi, infatti, sono spesso chiaramente conservate le tracce, in forma di cavità di dissoluzione e di depositi di riempimento chemio-clastici, che ne attestano alcune delle infinite tappe evolutive (Salomon, 1999; Nicod, 2002). Inoltre, la particolarità dei sistemi carsici risiede nel poter adeguare più o meno rapidamente la propria fisionomia alle variazioni morfologiche indotte sul territorio dalla mobilità tettonica e dai processi erosivo-deposizionali che avvengono in superficie. La distribuzione tridimensionale delle forme di dissoluzione e dei depositi in esse contenuti costituisce pertanto un ideale registro naturale della successione di eventi che scandiscono l'evoluzione di un rilievo: questo ruolo è favorito dall'elevata conservatività dell'ambiente carsico, legata da un lato alle particolari modalità di infiltrazione e di deflusso ipogeo delle acque di precipitazione, dall'altro all'assenza di un reticolato idrografico di superficie in grado di operare con sufficiente incisività lo smantellamento del rilievo.

Quanto sopra esposto ben si adatta non solo ai sistemi carsici modellati nei comuni substrati carbonatici, ma anche a quelli, meno diffusi, sviluppati nelle successioni evaporitiche. La carsogenesi nei gessi, tuttavia, pur dando luogo a manifestazioni in prima approssimazione confrontabili con quelle presenti nelle rocce carbonatiche (Macaluso *et al.*, 2001; Johnson, 2002), è caratterizzata da un'elevata velocità della cinetica dissolutiva: ciò conferisce una minore inerzia del carso gessoso nella risposta offerta alla mobilità tettonica e una sensibile riduzione dei tempi di reazione del sistema carsico alle variazioni morfologiche del rilievo. La rapidità evolutiva costituisce pertanto il principale carattere distintivo dei processi di dissoluzione sviluppati nei gessi, dovuta all'estrema facilità con cui queste rocce possono essere disciolte: in acqua distillata a 20°C e alla pressione di 1 atm, il gesso risulta infatti 183 volte più solubile della calcite (Jakucs, 1977), cosicché la dissoluzione può operare con una velocità di due ordini di grandezza più elevata rispetto a quanto mediamente avviene in rocce calcaree (Eck & Redfield, 1965).

Il territorio piemontese si caratterizza per la fre-

quente presenza di gessi, distribuiti in due ben distinti contesti geologici: un primo gruppo di circoscritte masse gessose di età triassica sottolinea alcuni dei principali contatti tettonici e orizzonti di scollamento dell'arco alpino occidentale; un secondo e più cospicuo gruppo affiora nella successione messiniana del Bacino Terziario Piemontese (BTP) (Fig. 1a), nell'ambito della quale da lungo tempo sono state riconosciute manifestazioni carsiche (Sacco, 1889-1890; 1925; Marinelli, 1917). I rilievi recentemente condotti per la realizzazione del Foglio 157, "Trino", alla scala 1:50.000 del progetto CARG (Dela Pierre *et al.*, 2003b) e quelli attualmente in corso di svolgimento nel contiguo Foglio 156, "Torino Est", hanno consentito di delineare con maggior precisione la distribuzione, l'entità e la tipologia di questi fenomeni: da un lato è emersa la notevole frequenza degli episodi di dissoluzione sviluppati a spese degli intervalli gessosi, dall'altro è stata evidenziata la complessità dei sistemi carsici dovuta al concomitante sviluppo di manifestazioni para-carsiche (*piping*) che coinvolgono estesamente le sovrastanti coltri terrigene di copertura (Fioraso & Boano, 2002): queste ultime comprendono sia i termini della successione marina post-evaporitica, sia i depositi quaternari continentali (coltri eluvio-colluviali, depositi fluviali e accumuli di frana).

In questo contesto sono state effettuate nuove e più dettagliate indagini, finalizzate a chiarire i rapporti intercorrenti tra lo sviluppo del carsismo nell'ambito della successione messiniana e l'evoluzione post-miocenica del BTP. L'analisi è stata condotta attraverso la sistematica raccolta di informazioni di carattere morfologico, stratigrafico e micropaleontologico riguardanti le cavità e i relativi depositi di riempimento. Il lavoro è stato agevolato dalla presenza, nelle aree del Monferrato e della Collina di Torino, di numerosi fronti di coltivazione a cielo aperto e di cavità minerarie sotterranee che in più punti hanno intercettato il reticolato carsico epigeo e ipogeo. Le cave, realizzate per lo sfruttamento dei banchi gessosi, sono distribuite in una fascia compresa tra gli abitati di Grana M.to, a Est, e Moncucco T.se a Ovest (Fig. 1). Tale opportunità ha consentito di definire i limiti e l'assetto tridimensionale dei circuiti carsici e di analizzare i meccanismi speleogenetici a livelli stratigrafici e in contesti strutturali alquanto differenti. In tal modo è stato possibile tracciare un dettagliato quadro

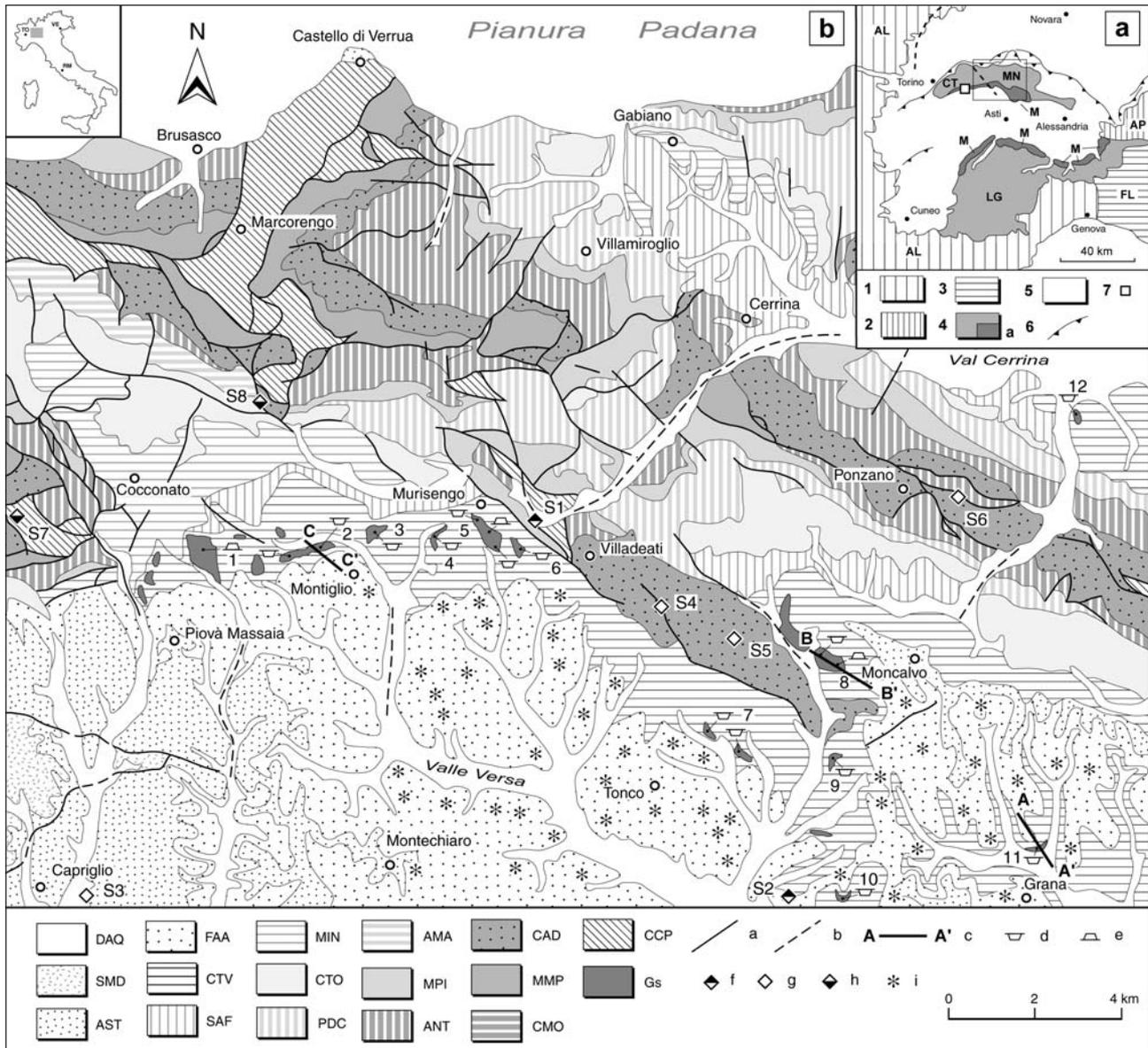


Fig. 1 - a) Inquadramento geologico dell'area di studio. 1: Catena alpina (AL); 2: Catena appenninica (AP); 3: Falde liguri (FL); 4: Bacini sedimentari paleogenico-neogenici su substrato alpino (CT = Collina di Torino; LG = Langhe) e appenninico (MN = Monferrato); 4a: successione messiniana (M); 5: sedimenti pliocenico-quaternari; 6: fronti di sovrascorrimento; 7: cava di Moncuoco T.se. b) Schema geologico del Monferrato settentrionale (da Dela Pierre et al., 2003b, modificato). DAQ: depositi alluvionali quaternari; SMD: Sabbie di Ferrere, Silt di S. Martino e Unità di Morialdo ("Villafranchiano" Auct.); AST: Sabbie di Asti; FAA: Argille Azzurre; CTV: Complesso Caotico della Valle Versa ("Formazione Gessoso-solfifera" Auct.); SAF: Marne di S. Agata Fossili; MIN: Marne di Mincengo; CTO: Areniti di Tonengo; PDC: Pietra da Cantoni; AMA: Arenarie di Moransengo; MPI: Marne a Pteropodi inferiori; ANT: Formazione di Antognola; CAD: Formazione di Cardona; MMP: Marne di Monte Piano; CMO: Formazione di Casale Monferrato; CCP: Complesso Caotico di La Pietra; Gs: principali affioramenti di gesso. a: faglie; b: faglie incerte o sepolte; c: traccia delle sezioni geologiche; d - e: cave attive e inattive (1 = Banengo; 2 = Montiglio; 3 = Corziagno; 4 = Bricco; 5 = Murisengo; 6 = Pirenta; 7 = Borghi; 8 = Gessi di Moncalvo; 9 = Verginetto; 10 = C.ne Pietra; 11 = Grana M.to; 12 = Madonna); f: sorgenti cloruro- e solfato-calciche (S1 = Pirenta di Murisengo; S2 = Calliano); g: sorgenti bicarbonato-calciche e magnesiache (S3 = Capriglio; S4 = Lussello; S5 = Alfiano Natta; S6 = Ponzano); h: sorgenti cloruro-sodiche (S7 = Passerano-Marmorito); i: principali lembi di depositi fluviali terrazzati.

a) Geological sketch of the Tertiary Piedmont Basin. 1: Alpine thrust belt (AL); 2: Apenninic thrust belt (AP); 3: Ligurian nappes (FL); 4: Alps-related (CT = Torino Hill; LG = Langhe) and Apennines-related (MN = Monferrato) Paleogene to Neogene sedimentary domains; 4a: Messinian succession (M); 5: Pliocene to Quaternary sediments; 6: Apenninic thrusts; 7: Moncuoco T.se quarry.

b) Geological sketch of the Northern Monferrato area (from Dela Pierre et al., 2003b, modified). DAQ: Quaternary alluvial sediments; SMD: Ferrere Sands, S. Martino Silts and Morialdo Unit ("Villafranchiano" Auct.); AST: Asti Sands; FAA: Argille Azzurre; CTV: Valle Versa Chaotic Complex ("Gessoso-solfifera Formation" Auct.); SAF: S. Agata Fossili Marls; MIN: Mincengo Marls; CTO: Tonengo Arenites; PDC: Pietra da Cantoni; AMA: Moransengo Sandstones; MPI: Pteropodi Marls; ANT: Antognola Formation; CAD: Cardona Formation; MMP: Monte Piano Marls; CMO: Casale Monferrato Formation; CCP: La Pietra Chaotic Complex; Gs: main gypsum bodies. a: faults; b: uncertain or buried faults; c: traces of geological cross-sections; d - e: active and inactive quarry (1 = Banengo; 2 = Montiglio; 3 = Corziagno; 4 = Bricco; 5 = Murisengo; 6 = Pirenta; 7 = Borghi; 8 = Gessi di Moncalvo; 9 = Verginetto; 10 = C.ne Pietra; 11 = Grana M.to; 12 = Madonna); f: $Cl^- / SO_4^{2-} / Ca^{2+}$ springs (S1 = Pirenta di Murisengo; S2 = Calliano); g: $HCO_3^- / Ca^{2+} / Mg^{2+}$ springs (S3 = Capriglio; S4 = Lussello; S5 = Alfiano Natta; S6 = Ponzano); h: Cl^- / Na^+ springs (S7 = Passerano-Marmorito); i: fluvial terraces.

dei fenomeni dissolutivi e dei concomitanti episodi di sedimentazione, consentendo inoltre di delineare un modello evolutivo del fenomeno carsico in accordo con il contesto idrologico e idrogeologico locale. L'analisi integrata dei dati di superficie e di sottosuolo ha infine permesso di ricostruire alcune delle tappe che hanno scandito l'evoluzione del complesso carsico messiniano e accompagnato le ultime e più recenti fasi di strutturazione dei rilievi del Monferrato settentrionale e della Collina di Torino.

2. ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO E MORFOLOGICO

I depositi messiniani affioranti lungo il margine settentrionale del BTP costituiscono una fascia pressoché continua, orientata all'incirca in direzione E-W, lungo i settori meridionali delle unità del Monferrato a Est e della Collina di Torino a Ovest (rispettivamente MN e CT in Fig. 1a). Questi sedimenti, compresi nella Formazione Gessoso-solfifera (Bonsignore *et al.*, 1969), sono stati classicamente descritti come un intervallo stratigrafico costituito da marne argillose contenenti lenti e corpi eterometrici di gesso selenitico e di calcari vacuolari ("calcari a cellette"). Studi di dettaglio effettuati da Sturani (1973) nel settore SW del BTP hanno consentito di individuare tre distinti intervalli stratigrafici:

- un intervallo inferiore "pre-evaporitico", costituito da sedimenti marini profondi depositi in normali condizioni di salinità e corrispondenti al "Tripoli" della Sicilia;
- un intervallo intermedio "evaporitico", rappresentato da depositi lagunari, introdotto da sottili livelli calcarei ("Calcari di Base") e costituito da gesso microcristallino laminato (gesso balatino);
- un intervallo superiore "post-evaporitico", costituito da sedimenti alluvionali, palustri e lacustri ("Strati a Congerie"), confrontabili con le facies "Lago-Mare" riconosciute in gran parte dell'area mediterranea (Rouchy *et al.*, 2001) e descritti e cartografati nel BTP meridionale come Conglomerati di Cassano-Spinola (Boni & Casnedi, 1970).

La successione individuata da Sturani rappresenta tuttavia un'eccezione all'interno del BTP: infatti, al margine SE del BTP, la Gessoso-solfifera è interamente costituita da masse di gesso disarticolate e da livelli, riconducibili a fenomeni di *debris-flow*, costituiti da cristalli di gesso immersi in una matrice pelitica con zolle di peliti varvate (Ghibauda *et al.*, 1985). Anche i rilievi recentemente effettuati nel Monferrato settentrionale per la realizzazione del Foglio 157 "Trino" (Dela Pierre *et al.*, 2003b) hanno confermato che i depositi messiniani sono in realtà costituiti da un intervallo caotico di sedimenti, informalmente denominato "Complesso Caotico della Valle Versa" (CTV) (Dela Pierre *et al.*, 2003a). I depositi del CTV poggiano in discordanza su sedimenti marini di età compresa tra l'Oligocene e il Tortoniano (Formazione di Cardona, Areniti di Tonengo, Marne di Mincengo e Marne di S. Agata Fossili) e sono seguiti, sempre in discordanza, dai depositi emipelagici pliocenici della Formazione delle Argille Azzurre, costituita da membri siltoso-argillosi, argillosi e siltoso-sabbiosi (Fig. 1b). Il CTV è caratterizzato da notevoli variazioni di potenza (con valori massimi pari a 100÷150 m) ed è composto da blocchi di dimensioni chilometriche/decametriche inglobati in una matrice argillosa. I

blocchi sono costituiti da calciruditi e calcareniti fossilifere, indicativi di una sedimentazione carbonatica in acque poco profonde, del Messiniano inferiore pre-evaporitico, da alternanze di gessi selenitici, peliti e calcari vacuolari riferibili alla fase evaporitica, e da conglomerati poligenici post-evaporitici. Sono inoltre presenti blocchi di calcari micritici fortemente cementati, con modelli interni di Lucinidi, e brecce carbonatiche, interpretabili come calcari metano-derivati (Clari *et al.*, 1994). La matrice del CTV è rappresentata, almeno localmente, da *mud-breccias* nelle quali è stato riscontrato un notevole *mixing* delle associazioni a microfossili, testimoniato dalla compresenza di forme riferibili al Miocene, all'Oligocene e all'Eocene (Dela Pierre *et al.*, 2002).

I blocchi di dimensioni maggiori (chilometriche/ettometriche) sono costituiti da un'alternanza ciclica di banchi di gesso selenitico, potenti da qualche metro fino a un massimo di 30 m, e di livelli pelitici bituminosi di spessore compreso tra pochi decimetri fino a un massimo di 3 m (es. Gessi di Moncalvo). Ogni coppia pelite-gesso costituisce un singolo ciclo evaporitico (Vai & Ricci Lucchi, 1977) e testimonia il graduale passaggio a condizioni iperaline, favorevoli alla precipitazione della selenite che si presenta con la caratteristica geminazione a "coda di rondine". L'evidente diminuzione di taglia dei cristalli (da decimetrica a millimetrica) verso il tetto dei banchi di gesso riflette la progressiva saturazione dell'originaria salamoia: ciò, tuttavia, non costituisce una regola, potendosi talvolta osservare una gradazione inversa dei cristalli. A vari livelli stratigrafici sono inoltre presenti intercalazioni di corpi gessoruditi e gessarenitici che testimoniano fenomeni erosionali, a pelo d'acqua o subaerei, a spese dei depositi solfatici primari. La potenza complessiva delle bancate gessose è di poco superiore ai 100÷120 m (Bosticco *et al.*, 1992; Bosticco & Marini, 1995).

La giacitura della stratificazione è piuttosto irregolare, variando da suborizzontale (es. Grana M.to; Fig. 2, sez. A-A') o poco inclinata (10° verso SE a Moncalvo; Fig. 2, sez. B-B'), fino a sensibilmente inclinata (50° verso SSE) come a Murisengo.

I gessi del Monferrato sono attraversati da tre sistemi di strutture disgiuntive:

- un sistema E-W, visibile in quasi tutti i fronti di cava, costituito da faglie e fratture, il più delle volte immergenti a Sud, con inclinazione compresa tra 50° e 90° e direzione variabile da N70° a N105°;
- un sistema NE-SW, rappresentato da faglie immergenti sia a SE che a NW con inclinazione compresa tra 60° e 90° e direzione variabile da N30° a N65°;
- un sistema N-S, riscontrabile unicamente nel settore compreso tra Murisengo e Montiglio, costituito da strutture ad andamento subverticale.

Anche nella Collina di Torino l'intervallo messiniano, sempre attribuito al CTV (Polino, 2002; Irace *et al.*, 2002), è in gran parte caratterizzato da un assetto caotico, espresso dalla distribuzione casuale di blocchi carbonatici e gessosi all'interno di una matrice marnoso-argillosa poco coerente e male esposta. I blocchi carbonatici, da decimetrici a metrici, risultano del tutto confrontabili con quelli presenti nel Monferrato. I blocchi di gesso, con l'esclusione della sola area di Moncucco T.se, sono di dimensioni assai ridotte e il più delle volte rappresentati da clasti di taglia decimetrica dispersi nella matrice.

Nella Collina di Torino la superficie basale del CTV corrisponde a una discordanza che comporta la diretta sovrapposizione del complesso sulle Marne di Mincengo e di S. Agata Fossili. Tuttavia, a differenza di quanto osservato nel Monferrato, tale superficie risulta modellata meno profondamente nei termini più antichi ed è ancora possibile osservare (anche se solo localmente) la porzione sommitale delle Marne di S. Agata Fossili, riferibile al Messiniano inferiore pre-evaporitico. Nella cava di Moncucco T.se è visibile la tri-partizione della successione messiniana proposta da Sturani (1973), ma in un contesto tettonico che ha in gran parte obliterato gli originari rapporti stratigrafici (Fig. 2, Sez. D-D'): i depositi pre-evaporitici del Messiniano inferiore (Marne di S. Agata Fossili) sono infatti intensamente deformati e giustapposti all'unico corpo gessoso affiorante nella Collina di Torino tramite due sistemi di faglie transpressive: il primo, a direzione media $N170\div180^\circ$, immerge di $30\div60^\circ$ verso ENE; il secondo, a direzione $N20\div30^\circ$, è costituito da faglie coniugate con inclinazioni variabili da $50\div60^\circ$ verso WNW a 20° verso SW, che descrivono in sezione una struttura "a fiore" asimmetrica verso SE (Festa et al., 2002; Polino, 2002). La successione evaporitica si presenta inclinata di $45\div50^\circ$ verso SSW ed è costituita da bancate di gesso selenitico potenti da 10 a 30 m alternate a livelli pelitici decimetrici (Irace et al., 2002). I contatti tettonici sono progressivamente sigillati da marne argillose e da *mud-breccias* (inglobanti blocchi di gessi selenitici, di gessoruditi, di calcari vucolari e brecciati), nonché da peliti beige passanti a marne siltose verdastre, contenenti associazioni fossilifere tipiche di acque salmastre (*Limnocardium* sp., *Dreissena* sp., *Melanopsis* sp.), che consentono un riferimento al Messiniano post-evaporitico (facies "Lago-Mare"). Infine segue, in discordanza, la Formazione delle Argille Azzurre, di età pliocenica inferiore.

I dati illustrati consentono quindi di delineare un quadro piuttosto articolato della successione messiniana:

- nel Monferrato settentrionale il Messiniano è rappresentato da un intervallo caotico di sedimenti (CTV) che ingloba depositi pre-evaporitici, evaporitici e post-eva-

poritici;

- nella Collina di Torino l'intervallo post-evaporitico, costituito dai depositi di Lago-Mare, è invece solo in parte caotico e sembra sigillare un importante evento

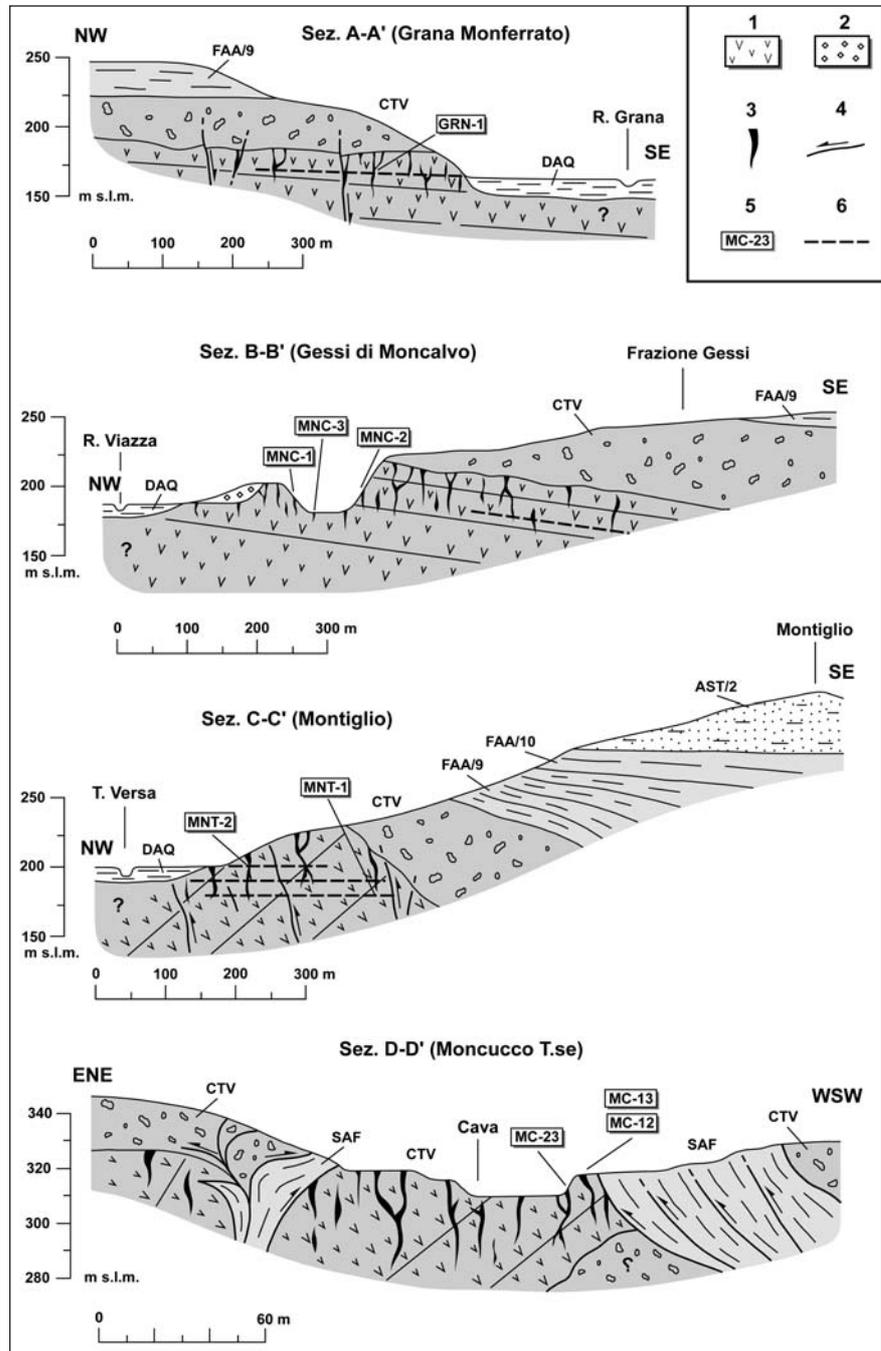


Fig. 2 - Sezioni geologiche e localizzazione dei punti di campionamento dei sedimenti carsici. Per l'ubicazione delle sezioni cfr. Fig. 1. CTV: Complesso Caotico della Valle Versa; SAF: Marne di S. Agata Fossili; DAQ: depositi alluvionali quaternari; FAA/9: Argille Azzurre - Membro siltoso-argilloso; FAA/10: Argille Azzurre - Membro argilloso; AST/2: Sabbie di Asti - Membro sabbioso; 1: gesso; 2: terreno di riporto; 3: cavità carsiche; 4: faglie; 5: sigla del campione; 6: livello di coltivazione.

Geological cross-sections and localization of samples collected inside karst cavities. Traces of cross-sections are shown in Fig. 1. CTV: Valle Versa Chaotic Complex; SAF: S. Agata Fossili Marls; DAQ: Quaternary alluvial sediments; FAA/9: Argille Azzurre - Silty-clayey Member; FAA/10: Argille Azzurre - Clayey Member; AST/2: Asti Sands - Sandy Member; 1: gypsum; 2: waste disposal; 3: karst cavities; 4: faults; 5: sample number; 6: mining drift.

deformativo intra-Messiniano.

In entrambi i settori investigati l'assetto del CTV è l'effetto della combinazione degli eventi sedimentari connessi alla crisi di salinità messiniana (Hsü *et al.*, 1973) e dei fenomeni tettonici sviluppatisi a scala regionale (Pieri & Groppi, 1981; Gelati *et al.*, 1987; Piana, 2000; Roveri *et al.*, 2001; 2003). Il fatto che la successione messiniana del Monferrato e della Collina di Torino sia in gran parte costituita da isolati lembi risedimentati di evaporiti primarie, attualmente in giacitura secondaria, implica infatti una disarticolazione dell'originaria successione che consente di riferire il fenomeno di "caoticizzazione" all'intervallo post-evaporitico. Per la genesi del CTV è stato ipotizzato l'intervento di collassi gravitativi a scala regionale guidati dalla tettonica e la concomitante risalita diapirica di sedimenti fini non consolidati e permeati da fluidi (Dela Pierre *et al.*, 2002; 2003a).

Dal punto di vista morfologico, l'area di affioramento del CTV è contraddistinta da rilievi collinari poco acclivi che si elevano a non più di 300÷350 m s.l.m. Le dorsali spartiacque hanno un profilo trasversale convesso, regolare e simmetrico e si raccordano ai piatti e ampi fondovalle tramite spessori più o meno consistenti di prodotti colluviali. Il fondo delle incisioni vallive è costituito da coltri di depositi fluviali siltoso-sabbiosi, con intercalazioni ghiaiose e sabbiose, di esiguo spessore ma che localmente possono raggiungere valori di 6÷8 m. Il profilo longitudinale delle dorsali collinari è interrotto da rotture di pendenza che sottendono superfici subpianeggianti di modellamento fluviale, sulle quali sono conservati lembi di sedimenti siltoso-argillosi e siltoso-sabbiosi poco addensati e privi di stratificazione (Alessio *et al.*, 1982; Carraro & Valpreda, 1991; Dela Pierre *et al.*, 2003a) (Fig. 1b). Lo spessore dei depositi non è mai elevato e comunque inferiore ai 3÷4 m. Il grado di alterazione pedogenetica varia da 5÷7,5 YR per i depositi distribuiti sulle dorsali e nelle fasce altimetriche più elevate dei versanti a 7,5÷10 YR per quelli sospesi di pochi metri sugli attuali fondovalle. La configurazione delle superfici di appoggio basale di questi sedimenti appare piuttosto complessa e articolata: i depositi sono infatti conservati in forma di lembi subpianeggianti, sospesi fino ad oltre un centinaio di metri sui fondovalle, in ampie depressioni allungate ad andamento curvilineo e, talvolta, in corrispondenza di selle ubicate nelle fasce più elevate dei versanti. Tali superfici rappresentano il prodotto del graduale approfondimento erosivo del reticolato idrografico progressivo in risposta alla contemporanea e progressiva esumazione del rilievo (Carraro & Valpreda, 1991; Dela Pierre *et al.*, 2003a) e che ha accompagnato, almeno fino al Pliocene superiore (Pieri & Groppi, 1981; Costa, 2003) e al Pleistocene medio (ENEL, 1984), la strutturazione del *thrust* padano. I corsi d'acqua attuali, allineati in direzione N-S e NE-SW, mostrano nel complesso valori di gerarchizzazione e di densità di drenaggio piuttosto bassi. Alla notevole ampiezza dei fondovalle, talvolta superiori al chilometro (es. Valle Versa e Val Cerrina), si contrappongono rii caratterizzati da deflussi con portate modeste o quasi nulle, con significativi rapporti di sottodimensionamento rispetto alla sezione dei solchi vallivi.

3. CAVITÀ DI DISSOLUZIONE

In tutte le masse di gesso affioranti o subaffioranti nei rilievi del Monferrato e della Collina di Torino è stata rilevata la presenza di un ampio spettro di cavità di dissoluzione. Analogamente a quanto accade nei terreni carbonatici, le cavità epigee, ospitate nella fascia pellicolare della successione evaporitica al contatto con le coltri di copertura, e quelle ipogee, individuate all'interno dei banchi gessosi, mostrano una distribuzione spaziale e caratteri morfo-dimensionali ben distinti in relazione ai differenti meccanismi speleogenetici ed evolutivi che hanno operato e operano nei diversi punti del sistema carsico (Fig. 3).

Le forme di dissoluzione sviluppate nella "zona di assorbimento" dei sistemi carsici si concentrano nei primi metri della successione evaporitica: si tratta di cavità cilindriche o imbutiformi ("camini") a sviluppo subverticale, aventi un'altezza non superiore ai 6÷10 m e un'orientazione dell'asse sempre svincolata dall'andamento locale della stratificazione (Fig. 4). Le cavità hanno una sezione trasversale subcircolare o subellittica, con diametro compreso tra pochi centimetri e un massimo di 5÷6 m; spesso la sezione presenta un graduale restringimento verso il basso che dà luogo a un profilo longitudinale marcatamente conico. Le cavità impostate lungo piani o zone di faglia mostrano invece sezioni irregolari e allungate parallelamente alle discontinuità tettoniche. Le pareti delle cavità epigee, con superfici di corrosione regolari e prive di asperità, in taluni casi sono solcate da scanalature di piccolo diametro (5÷10 cm) ad andamento longitudinale. Talvolta il numero di cavità per unità di superficie è così elevato da generare frequenti rapporti di interferenza, coalescenza e compenetrazione delle diverse forme carsiche: la configurazione dell'interfaccia gesso-coperture risulta in tal modo estremamente irregolare ("*hummocky morphology*") e contraddistinta da culminazioni gessose alternate a depressioni con profondità non superiori ai 10 m (Fig. 3).

Nella "zona di percolazione", e in palese connessione con le forme epicarsiche, è presente un reticolo di condotti più o meno irregolari e scarsamente ramificati, con asse da molto inclinato (65÷80°) a verticale e uno sviluppo longitudinale accertato di alcune decine di metri (20÷30 m) (Fig. 3 e 5). La sezione trasversale delle cavità è sensibilmente più irregolare rispetto alle corrispondenti forme epigee, sebbene non sia infrequente osservare condotti con profilo subcircolare o subellittico; anche le dimensioni variano considerevolmente, con diametri non superiori ai 3÷4 m e la presenza di repentini restringimenti di sezione o di vere e proprie strozzature.

In alcuni casi i condotti immettono in cavità a sviluppo orizzontale contraddistinte da "soffitti di dissoluzione" perfettamente piatti e da pareti ad acclività variabile: 5÷15° nel caso di cavità con profilo piano-concavo (es. cava di Murisengo), 35÷45° nel caso di cavità con profilo trapezoidale rovescio (es. cava di Montiglio) (rispettivamente C1 e C2 in Fig. 3). La loro altezza è compresa tra 3÷5 cm e un massimo di un metro, mentre in pianta si estendono per non più di una decina di metri. Talvolta si rinvengono isolate all'interno della roccia; più frequentemente appaiono raggruppate e irregolarmente distribuite in senso verticale e comunque con un'orientazione sempre svincolata dall'andamento loca-

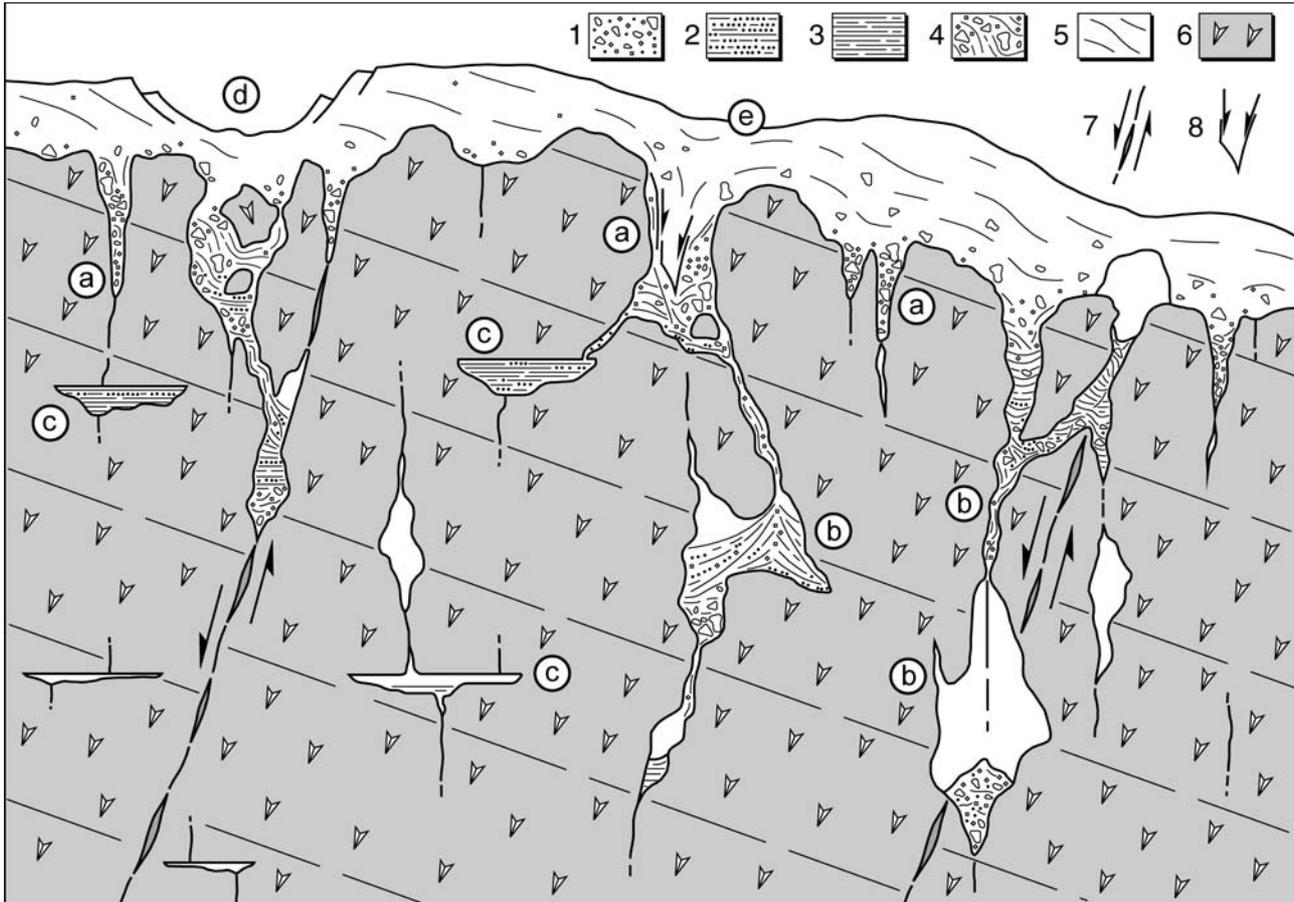


Fig. 3 - Schema di distribuzione delle forme carsiche di dissoluzione e dei sedimenti di riempimento (non in scala). 1: breccie di collasso (facies "a"); 2: sabbie massive o stratificate (facies "b"); 3: argille e silt massivi o laminati (facies "c"); 4: breccie di estrusione (facies "d"); 5: coltri di copertura sovrastanti la successione evaporitica; 6: gesso; 7: faglie; 8: strutture da "iniezione"; a: camini di dissoluzione epigei; b: condotti di dissoluzione ipogei; c: cavità orizzontali; d: doline di collasso; e: doline di subsidenza.

Distribution sketch of karst features and filling deposits (not in scale). 1: collapse breccias (facies "a"); 2: bedded or massive sands (facies "b"); 3: massive or laminated silts and clays (facies "c"); 4: extrusion breccias (facies "d"); 5: post-evaporitic cover; 6: gypsum; 7: faults; 8: injection structures; a: epigeal dissolution pipes; b: hypogean dissolution conduits; c: horizontal caves; d: cover-collapse sinkholes; e: cover-subsidence sinkholes.



Fig. 4 - Cavità di dissoluzione epicarsiche subverticali nella cava Gessi di Moncalvo.
Subvertical epikarst dissolution cavities in Gessi di Moncalvo quarry.

le della stratificazione.

Queste cavità si sviluppano in ammassi selenitici sostanzialmente compatti e privi di disomogeneità tessiturale o di discontinuità (faglie, fratture o superfici di strato) tali da determinare significativi contrasti nei valori di permeabilità e solubilità della roccia. La loro presenza nell'ambito del sistema carsico può quindi essere spiegata chiamando in causa due distinti meccanismi genetici:

- il primo prevede l'esistenza di prolungati e ripetuti stazionamenti della superficie freatica, correlabili in superficie con episodi di terrazzamento fluviale, che consentirebbero alle acque sottosature in solfati di operare processi di dissoluzione a prevalente sviluppo orizzontale (Warren et al., 1990);

- nel secondo interverrebbero fenomeni di "stratificazione di densità" dell'acqua indotti dal diverso quantitativo di $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ disciolto e, conseguentemente, al diverso peso specifico assunto dalla soluzione nei diversi punti delle cavità saturate. Secondo un modello evolutivo proposto da Kempe (1972) e successivamente ripreso da Klimchouk (1996b), il continuo apporto di fluidi sottosaturi provenienti dall'epicarso instaurerebbe un gradiente di densità dell'acqua contenuta all'interno delle cavità tale da consentire l'avvio di una lenta circolazione convettiva. Lo strato d'acqua superficiale, più leggero e chimicamente più aggressivo nei confronti del gesso, consentirebbe una rapida solubilizzazione del gesso, concentrata nelle parti sommitali e periferiche delle cavità ("dissoluzione marginale"). Arricchitasi in ioni solfato e raggiunti valori critici di concentrazione, la soluzione fluirebbe lungo le pareti dando luogo a correnti di densità caratterizzate da un potenziale dissolutivo decrescente procedendo verso la parte più depressa delle cavità. Verrebbe in tal modo a configurarsi un sistema di celle convettive dinamicamente controllato dalle piccole e locali variazioni del chimismo (e quindi di densità) della soluzione presente nel circuito sotterraneo, in grado di modellare la volta delle cavità con un meccanismo di "spianamento" da dissoluzione.

Nel complesso, le cavità ipogee si estendono all'interno dei blocchi evaporitici per una profondità massima di circa 50÷60 m a partire dall'interfaccia gesso-coperture. La distribuzione delle forme carsiche ipogee è tuttavia piuttosto disomogenea: nelle cave sotterranee di Montiglio, Murisengo e Moncalvo, in cui i livelli di coltivazione sono spinti ben al di sotto dei fondovalle, si osserva infatti un repentino diradamento delle cavità procedendo verso le parti più profonde delle masse gessose, cui si accompagna una diminuzione del loro diametro medio. Il fronte di dissoluzione si arresta quasi completamente in prossimità o pochi

metri al di sotto degli attuali fondovalle alluvionali. Inoltre, il grado di interconnessione idraulica tra le diverse cavità appare, quanto meno a scala macroscopica, piuttosto basso, vista l'assenza di gallerie di trasferimento orizzontali anche di piccolo diametro. Questi elementi concorrono nell'indicare una sensibile attenuazione dell'intensità dei processi di dissoluzione già a pochi metri dall'ingresso nel sistema carsico delle acque di percolazione: ciò confermerebbe l'esistenza di un limite fisico verticale allo sviluppo del carsismo, che risulterebbe confinato al di sopra del livello di base del sistema idrologico ipogeo, a sua volta in raccordo con il reticolato idrografico superficiale (Klimchouk, 1996c).

4. FENOMENI DI SUBSIDENZA E COLLASSO SUPERFICIALI

La rapidità evolutiva del carso gessoso trova riscontro anche in aree, come quelle del Monferrato e della Collina di Torino, nelle quali l'elevato impatto antropico rappresentato dalle attività agricole causa spesso un intenso e costante rimodellamento del rilievo naturale. Nonostante questa difficoltà è infatti possibile distinguere con chiarezza gli effetti indotti dal risentimento superficiale dei fenomeni di dissoluzione. Tali effetti possono essere efficacemente descritti come combinazione di due distinti meccanismi genetici, che danno luogo ad altrettante e ben diverse morfologie (Fig. 3):

- "doline di subsidenza" (*subsidence doline*, Jennings, 1985; *subsidence sink*, Arrington & Lindquist, 1987; *cover-subsidence sinkhole*, Tihansky, 1999). Si tratta di depressioni chiuse o semiaperte, di forma subcircolare o ellittica, con un diametro massimo di circa 200 m (es. Pirenta di Murisengo) e una profondità non superiore ai 4÷5 m. La loro presenza è stata documentata in tutta l'area di affioramento del CTV (Fioraso & Boano, 2002); in alcuni settori, quale quello

compreso tra gli abitati di Cocconato e Montiglio, la densità dei fenomeni è così elevata da conferire ai versanti una complessa quanto irregolare morfologia a dossi e depressioni. Le doline di subsidenza si sviluppano a seguito della dissoluzione che avviene al contatto gesso-coperture, spesso accompagnata da fenomeni di *piping* (o "suffosione", *sensu* Castiglioni, 1986) che causano il trasferimento dei sedimenti silteoso-sabbiosi e argillosi superficiali all'interno dei circuiti carsici: le coltri di copertura, prive di un sufficiente grado di autoprotezione, si assestano dando così luogo ad una localizzata subsidenza della superficie topografica (Fig. 6). Il fenomeno evolve gradualmente e in tempi relativamente brevi (se confrontati con analoghi fenomeni sviluppati in ambienti carbonatici), parallelamente al procedere della



Fig. 5 - Reticolo di condotti carsici ipogei messi in luce lungo i gradoni di coltivazione della cava di Moncucco T.se.

Hypogean dissolution conduits exhumed along benches by exploitation activity in Moncucco T.se quarry.

dissoluzione nell'epicarso e all'ampliamento delle cavità e dei condotti ipogei;

- "doline di collasso" (*subjacent karst collapse doline*, Jennings, 1985; Arrington & Lindquist, 1987; *cover-collapse sinkhole*, Tihansky, 1999). Si tratta di depressioni chiuse subcircolari di diametro inferiore ai 15÷20 m e una profondità di alcuni metri, delimitate da scarpate molto acclivi o subverticali che configurano una sezione trasversale cilindrica o a imbuto. Rispetto ai fenomeni di subsidenza, le doline di collasso presentano un più elevato rapporto profondità/diametro. I fenomeni di collasso, osservati e segnalati nei settori di Montiglio, Murisengo e Guazzolo, sono causati dall'infiltrazione dei sedimenti di copertura siltoso-argillosi nei sottostanti condotti carsici ad opera di fenomeni di *piping* che inducono la formazione di cavità a cupola al contatto con i banchi di gesso (Fig. 6): il continuo e graduale distacco di materiale provoca la migrazione verso l'alto del tetto della cavità e l'assottigliamento della volta che permane in condizioni di stabilità fintanto che le sollecitazioni, ridistribuite nell'intorno del vuoto secondo uno schema "ad arco", non superano la resistenza della calotta. Oltrepastato tale limite la volta, non più in grado di sorreggere il proprio peso, collassa causando l'improvviso sprofondamento della superficie. Il fenomeno avviene generalmente in tempi rapidi (talvolta nell'arco di pochi minuti o ore) e in occasione di eventi piovosi significativi e prolungati che inducono una variazione del contenuto in acqua, e quindi della plasticità, delle coltri di copertura. Le doline di collasso risultano inoltre di gran lunga meno numerose rispetto a quelle di subsidenza, anche perché spesso tempestivamente riempite con materiali di riporto; a ciò si aggiunge l'effetto dei processi erosivi e di rimodellamento che possono in breve tempo mutare l'originario aspetto delle cavità di collasso in semplici depressioni chiuse.

Le doline osservabili nel Monferrato mostrano spesso caratteri morfologici intermedi tra i fenomeni puri di subsidenza e di collasso (Fig. 7): ciò è da mettere in relazione da un lato con le diverse possibili combi-

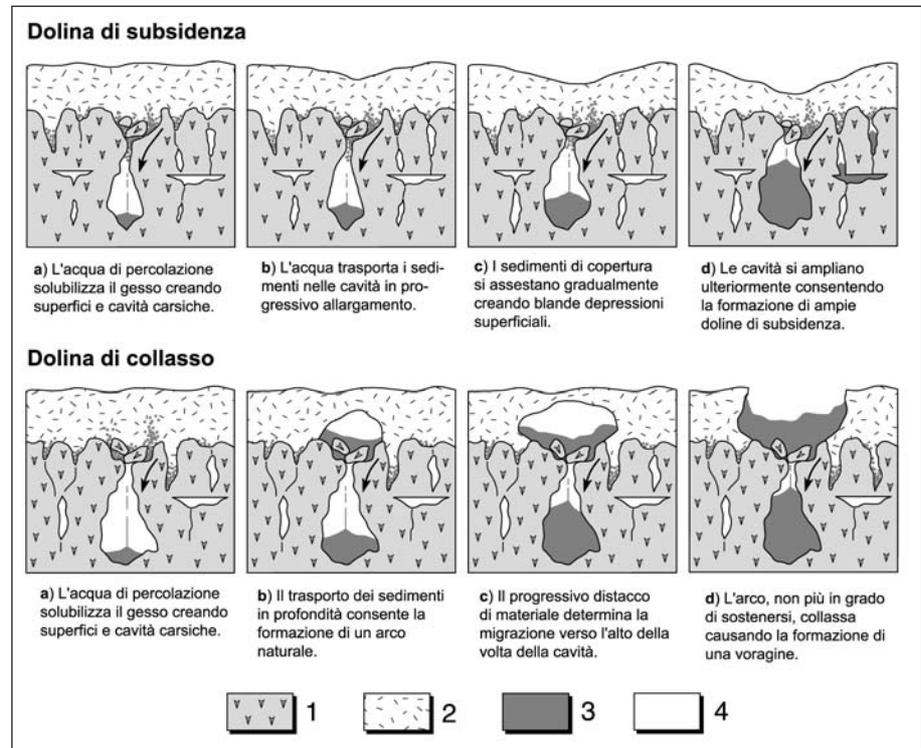


Fig. 6 - Meccanismi genetici delle doline di subsidenza e di collasso (modificato da Tihansky, 1999). 1: gesso; 2: coltri di copertura; 3: prodotti residuali della dissoluzione e riempimenti; 4: cavità carsiche.

Evolutionary model of cover-subsidence and cover-collapse sinkholes (from Tihansky, 1999, modified). 1: gypsum; 2: sedimentary cover; 3: residual sediments and filling deposits; 4: karst cavities.



Fig. 7 - Dolina di collasso di circa 70 m di diametro impostata al contatto tra il Membro siltoso-argilloso delle Argille Azzurre e il CTV, fra gli abitati di Cocconato e Montiglio. Alcuni sondaggi effettuati 200 m circa più a Nord hanno intercettato, a profondità comprese tra gli 11 e i 16 m, numerose cavità carsiche prive di riempimenti e di dimensioni comprese tra 0,5 e 4 m.

Cover-collapse sinkhole, 70 m in diameter, located at the contact between CTV and Argille Azzurre Silty-clayey Member, between Cocconato and Montiglio villages. Some drill-holes placed 200 m to the North intercepted many karst cavities at a depth of 11÷16 m. Karst features have a diameter of 0,5÷4 m and are devoid of sediments.

nazioni dei meccanismi genetici descritti, dall'altro con la composizione granulometrica e lo spessore delle coltri di copertura coinvolte. Le doline di subsidenza si concentrano infatti in aree nelle quali la matrice marnoso-argillosa del CTV è caratterizzata da spessori non superiori a qualche decina di metri: coltri più potenti, infatti, attenuano il risentimento superficiale del fenomeno di assestamento al punto da risultare morfologicamente impercettibile. Le doline di collasso si verificano invece in aree nelle quali lo spessore delle coltri di copertura è relativamente modesto e indicativamente inferiore ai 10÷15 m: minore, infatti, è il volume dei sedimenti coinvolto, più immediate e appariscenti risulteranno le manifestazioni di sprofondamento.

5. RIEMPIMENTI CARSIICI

La presenza di una coltre di copertura pressoché continua al di sopra dell'intervallo evaporitico ha consentito, parallelamente al procedere della dissoluzione, il trasferimento di ingenti quantità di sedimenti all'interno dei circuiti carsici (Fig. 3). Ciò ha causato il riempimento e l'occlusione di considerevoli tratti del reticolato ipogeo, interferendo sulle modalità di circolazione delle acque sotterranee e condizionando i processi dissolutivi in atto nelle zone attive e più profonde dei sistemi. L'eterogeneità delle successioni al tetto dei banchi di gesso, alquanto diversificate in termini di facies, spessore ed età, rende indubbiamente più intricata l'interpretazione dei meccanismi di *piping*. Tuttavia, pur in assenza di chiari limiti spaziali tra lo sviluppo della morfogenesi carsica epigea e di quella ipogea, soprattutto in un ambiente con una spiccata dinamica evolutiva quale quello che caratterizza il carso gessoso, nelle cavità del Monferrato e della Collina di Torino è stato possibile riconoscere almeno quattro distinte facies di riempimento: "brecce di collasso"; "argille e silt massivi o laminati"; "sabbie massive o stratificate"; "brecce di estrusione".

Facies "a": Brecce di collasso

Rappresentano la facies di gran lunga più diffusa nell'ambito dell'epicarso: è costituita da sedimenti caotici di aspetto brecciato, con clasti poligenici angolosi di taglia compresa tra 0,2 e 2÷3 cm immersi in una scarsa matrice siltoso-argillosa o siltoso-sabbiosa (Fig. 8). I clasti sono costituiti da frammenti di marne argillose e argille cui si aggiungono, in percentuali variabili, frammenti millimetrico-centimetrici di calcari concrezionali e vacuolari: in questi ultimi le microcavità, spesso di forma prismatica e di taglia millimetrica, sono vuote o riempite da calcite spatica e riproducono fedelmente la forma di originari cristalli di gesso cresciuti in una matrice siltoso-argillosa. All'interno delle brecce si rinvengono talvolta clasti di gesso di taglia compresa tra 1÷2 cm e 15÷20 cm (es. cava Gessi di Moncalvo). Ai corpi brecciati sono talvolta associate tasche e lenti di spessore centimetrico-decimetrico di sabbie siltose a stratificazione piano-parallela orizzontale in posizione marginale e al contatto con le pareti delle cavità.

Le brecce derivano in gran parte dallo smantellamento delle coltri di copertura poste al tetto delle bancate gessose, costituite in primo luogo dai termini post-evaporitici del CTV e dal Membro siltoso-argilloso delle

Argille Azzurre (cfr. Fig. 2). Un ulteriore apporto proviene dalla rielaborazione dei sedimenti "residuali" prodotti dalla concentrazione, all'interfaccia gesso-coperture, delle frazioni carbonatica, argillosa e quarzosa, insolubili o relativamente meno solubili, presenti all'interno del mosaico selenitico in percentuali comprese tra il 2 e il 5% (Occella, 1958).

Le brecce possono essere interpretate come il prodotto del collasso gravitativo delle coltri di copertura all'interno delle cavità epicarsiche, con meccanismi che possono differire sensibilmente da luogo a luogo: in alcuni casi il riempimento si verifica a seguito del collasso della volta di vuoti epigei con conseguente rapida occlusione delle cavità (cfr. doline di collasso; Fig. 6); in altri casi si tratta di un più graduale assestamento delle coltri di copertura, conseguente alla lenta dissoluzione epidermica del gesso e all'allargamento e all'approfondimento delle depressioni carsiche preesistenti (cfr. doline di subsidenza).

Lungo alcuni fronti di cava (es. Moncalvo e Bricco di Murisengo) sono state individuate strutture da "iniezione" (*sensu* Castellarin, 1982, e Marabini & Vai, 1989), localizzate all'interno di cavità cilindriche di grande diametro (3÷5 m) (Fig. 3). Si tratta di porzioni anche cospicue



Fig. 8 - Condotto epigeo a sviluppo verticale colmato da brecce di collasso (cava Gessi di Moncalvo).

Vertical epigeal cavity filled with collapse breccia (Gessi di Moncalvo quarry).

cue di marne e marne argillose biancastre compatte, iniettate (presumibilmente in condizioni di saturazione d'acqua ed elevata plasticità) all'interno delle cavità: il nucleo mostra una struttura caotica e disorganizzata, mentre i contatti con i sedimenti incassanti e con il gesso, sempre di natura discordante, sono netti e marcati da millimetriche fasce di frizione a struttura laminata (*scaly fabric*).

Gli episodi di riempimento delle cavità epicarsiche possono manifestarsi in un'unica soluzione oppure, in alternativa, come una successione di distinti eventi deposizionali. E' il caso di una cavità fusoidale messa in luce nella cava Gessi di Moncalvo, nella quale un nucleo di argille-marnose biancastre è avvolto da un rivestimento di 5÷20 cm di spessore costituito da silt sabbiosi porosi e privi di strutture (Fig. 9); il contatto tra i due sedimenti è netto e non risulta dislocato dalle numerose superfici di scorrimento presenti invece all'interno del nucleo argilloso. In questo caso la polifasicità del riempimento è presumibilmente legata alla contrazione del nucleo argilloso per perdita del suo contenuto in acqua, che ha reso disponibile, all'interno della cavità, ulteriore spazio per lo sviluppo di un tardivo episodio di riempimento.

Facies "b": Argille e silt massivi o laminati

Costituiscono il riempimento di cavità ipogee a sviluppo orizzontale e, secondariamente, di alcuni tratti di camini e fusoidi (Fig. 3). Si tratta di sedimenti argillosi, siltoso-argillosi e siltosi di colore beige a laminazione piano-parallela orizzontale, con lamine di spessore millimetrico o decimillimetrico (Fig. 10); con l'aumentare della frazione argillosa la laminazione svanisce lasciando il posto a una struttura massiva omogenea. La potenza di questi sedimenti è raramente superiore al metro, costituendo spesso intercalazioni irregolari e discontinue di modesto spessore (0,5÷10 cm) all'interno delle altre facies di riempimento.

La presenza di argille massive o finemente laminate può essere ricondotta alla decantazione di sedimenti trasportati in sospensione dalle acque di percolazione all'interno di cavità periodicamente soggette a episodi di allagamento.

Le asperità create dalla deposizione di clasti di taglia centimetrico-millimetrica, provenienti dalle parti più elevate del circuito ipogeo, vengono regolarizzate da drappaggi di argille e silt legati a successivi episodi di decantazione.

All'interno dei condotti carsici la laminazione è spesso disturbata dalla presenza di *soft sediment deformations* indotte da fenomeni di collasso gravitativo (Fig. 11): esse si manifestano in primo luogo con blande ondulazioni a scala centimetrico-decimetrica e, meno frequentemente, con convoluzioni a stretto rag-



Fig. 9 - Nucleo di marna argillosa biancastra avvolto da un riempimento secondario di silt sabbiosi in una cavità messa in luce nella cava di Gessi di Moncalvo.

Karst cavity in Gessi di Moncalvo quarry with a core of clayey marl enveloped by secondary sandy silt coating.

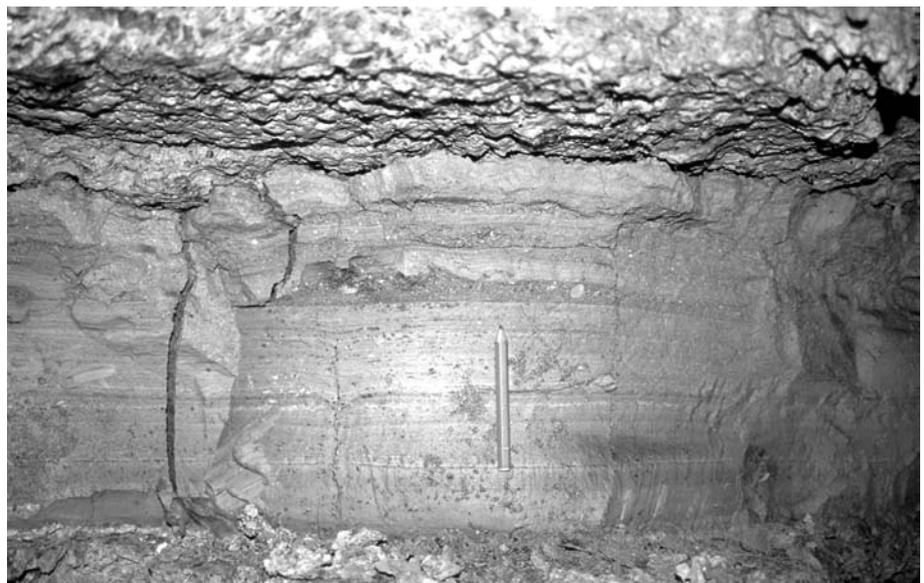


Fig. 10 - Cavità a sviluppo orizzontale nella cava di Montiglio. Il riempimento, di circa 35 cm di spessore, è costituito da argille siltose laminate contenenti livelli sabbiosi di spessore centimetrico-millimetrico.

Horizontal cavity inside Montiglio quarry. Karst infill (35 cm in thick) is made-up of laminated clay and silty-clay with thin (centimetric to millimetric) sandy layers.

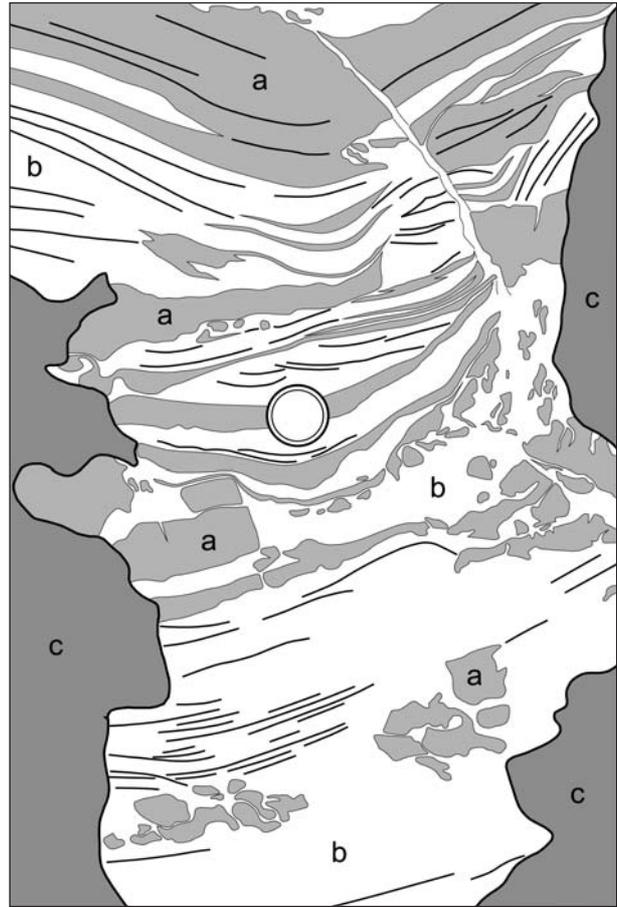


Fig. 11 - Alternanza di sedimenti siltoso-argillosi laminati (a) e sabbioso-siltosi (b), costituenti il riempimento di un condotto carsico di piccolo diametro (20÷22 cm) nella cava di Grana M.to. I diversi livelli cromatici corrispondono a distinti episodi di riempimento della cavità.

Succession of laminated silty clay (a) and sandy silt (b) inside hypogean dissolution conduit 20÷22 cm in diameter (Grana M.to quarry). Every level correspond to a distinct episode in the infill sequence.

gio di curvatura; queste strutture possono essere accompagnate da sgradinamenti dei livelli argillosi ad opera di gruppi di "faglie di gravità" dirette, ad alto angolo, con rigetti massimi di 2÷5 cm. Le strutture descritte sono l'espressione di fenomeni di richiamo e insaccamento delle argille e dei silt saturi d'acqua verso le zone assiali delle cavità, per effetto del drenaggio e consolidamento dei sedimenti; in altri casi le deformazioni avvengono a causa della rimozione o del crollo del supporto basale del riempimento carsico, innescato dal trasferimento di una parte dei sedimenti nei settori più profondi e liberi del reticolo carsico.

I riempimenti siltoso-argillosi sono spesso attraversati da filoncelli di esiguo spessore (al massimo 5÷6 mm) e sviluppo centimetrico-decimetrico, disposti ortogonalmente rispetto all'andamento della laminazione e contenenti sedimenti a granulometria più grossolana (sabbie e clasti argillosi millimetrici). Anche queste strutture (*mud cracks*) sono causate dalla variazione del contenuto in acqua nelle argille e confermano la presenza di periodiche oscillazioni del livello della superficie freatica all'interno delle cavità, con episodi di disseccamento e contrazione dei sedimenti seguiti da nuove fasi di saturazione e riempimento.

Facies "c": Sabbie massive o stratificate

Ampiamente diffusa entro i condotti carsici ipogei a sviluppo verticale (Fig. 3), questa facies è costituita da sabbie, sabbie siltose e sabbie ghiaiose a stratificazione piano-parallela e gradazione da normale a inversa. Talvolta gli intervalli sabbiosi sono privi di strutture e si presentano con un aspetto massivo (Fig. 12). La frazione ghiaioso-sabbiosa è rappresentata da clasti carbonatici di taglia millimetrica, arrotondati o subangolosi, e da granuli tondeggianti neri di ossidi di Fe-Mn di 0,5÷3 mm di diametro; in quantità subordinate si rinvenivano frammenti di gusci di bivalvi e gasteropodi, macroforaminiferi bentonici e granuli di quarzo. Il rapporto percentuale dei diversi componenti varia sensibilmente da un sistema carsico all'altro: in alcune cavità della cava di Grana M.to, ad esempio, l'abbondanza di ossidi di Fe-Mn è tale da conferire alle sabbie una marcata colorazione bruna. Tale circostanza è legata alla diversa composizione delle coltri di copertura situate nei punti di ingresso dei circuiti ipogei e ai diversi meccanismi di selezione, trasporto e concentrazione meccanica operanti nelle cavità di dissoluzione. Le facies sabbiose costituiscono il prodotto dell'azione di fenomeni di *piping* e di correnti trattive in grado di veicolare sedimenti, talvolta anche grossolani, nel reticolato carsico ipogeo.

All'interno dei riempimenti sabbiosi sono spesso presenti livelli e tasche di depositi siltoso-argillosi o, più frequentemente, clasti millimetrico-centimetrici argillosi di forma irregolare, provenienti dallo smantellamento dei tappi di sedimenti presenti nei tratti superiori dei condotti carsici. Anche i sedimenti sabbiosi sono frequentemente destrutturati per la presenza di fenomeni di collasso simili a quelli descritti per le facies argillose (es. insaccamenti e dislocazioni di piccola entità): tuttavia, l'elevata permeabilità delle sabbie consente da un lato di escludere un legame delle deformazioni con la variazione del contenuto in acqua, dall'altro di ipotizzare fenomeni di assestamento dovuti al trasferimento dei sedimenti sottostanti nelle porzioni inferiori delle cavità.

Facies "d": Breccie di estrusione

Sono costituite da ammassi caotici di argille, silt-argillosi e sabbie contenenti sporadici clasti carbonatici e talvolta piccoli frammenti di gesso (Fig. 13). Mostrano una struttura da brecciata a massiva con clasti e porzioni di sedimenti variamente deformati (ma al cui interno sono talvolta ancora preservate le originarie strutture sedimentarie) derivanti dalla rielaborazione delle facies descritte in precedenza. Le breccie costituiscono il tipo di riempimento prevalente all'interno dei condotti carsici, rappresentando spesso l'unica facies presente (cfr. Fig. 3).

L'organizzazione interna delle breccie e i rapporti con le altre tipologie di riempimento, con le quali peraltro risultano spesso variamente associate, consentono di chiamare in causa per la genesi di questi sedimenti due distinti meccanismi:

- "autoclastismo", fenomeno guidato dalla gravità che comporta in un primo momento il graduale collasso e frammentazione delle originarie facies di riempimento (Fig. 14), successivamente il trasferimento dei sedimenti nelle parti più profonde e libere dei condotti carsici sviluppatasi nel frattempo e la loro completa destrutturazione e caoticizzazione. Il fenomeno si sviluppa a seguito dell'incremento del contenuto in acqua e del grado di plasticità dei materiali di riempimento. Le diverse tappe e i diversi gradi evolutivi del fenomeno sono riconoscibili con buon dettaglio nelle cavità messe in luce nella cava di Grana M.to, in cui risultano coinvolte alternanze di sabbie e silt argillosi laminati;
- "estrusione", fenomeno che si sviluppa quando all'interno dei condotti ipogei vengono a trovarsi tappi di sedimenti con un'elevata frazione siltoso-argillosa e quindi poco permeabili. Anche in questo caso l'ingresso nel sistema carsico di consistenti volumi di acqua di percolazione porta in un primo momento all'imbibizione e alla saturazione dei sedimenti, successivamente a un incremento della loro plasticità: raggiunti valori critici di viscosità (di volta in volta controllati dalla composizione granulometrica del materiale di riempimento e dalla forma e dalle dimensioni della cavità), l'aumento di pressione legato al carico idraulico gravante sul tappo consente a quest'ultimo di essere gradualmente sospinto (ed "estruso" nei punti di maggiore restringimento dei condotti) e di fluire verso i tratti più profondi e liberi del circuito ipogeo. L'attrito esercitato dalla massa in movimento lungo le pareti della cavità comporta un grado di destrutturazione tale da fare assumere alla matrice sil-



Fig. 12 - Sedimenti sabbiosi con clasti e intercalazioni siltoso-argillose all'interno di un condotto carsico subverticale di circa 80 cm di diametro (cava di Grana M.to).

Karst infill made-up of sands with silty-clayey lenses and chips inside subvertical dissolution conduit 80 cm in diameter (Grana M.to quarry).

to-argillosa una struttura caotica, talvolta accompagnata da strutture di frizione al contatto con le pareti gessose. Fenomeni di estrusione, del tutto simili a quelli segnalati in cavità carsiche nei gessi dell'Appennino Bolognese (Trebbi, 1926), sono stati osservati nelle cave di Montiglio e Murisengo: alcune gallerie estrattive risultano infatti parzialmente o totalmente ostruite da imponenti colate di argille siltose estruse attraverso le numerose cavità carsiche, anche di piccolo diametro (25÷40 cm), intercettate dai fronti di coltivazione (Fig. 15).

6. ANALISI BIOSTRATIGRAFICA DEI RIEMPIMENTI CARSICI

L'abbondanza delle microfaune riscontrate all'interno delle cavità carsiche ha fornito l'opportunità di individuare le aree sorgenti dei sedimenti in esse contenuti. A tale scopo è stata effettuata una serie di campionamenti in alcune cavità individuate nelle cave di Grana M.to (cmp. GRN-1), Gessi di Moncalvo (cmp. MNC-1, MNC-2 e MNC-3), Montiglio (cmp. MNT-1 e MNT-2) e Moncucco T. se (cmp. MC-12, MC-13 e MC-23) (cfr. Fig. 2). Le analisi hanno consentito di caratterizzare, sulla base dell'associazione a foraminiferi



Fig. 13 - Melange di sedimenti siltoso-argillosi estrusi lungo un condotto carsico di circa 60 cm di diametro (cava di Grana M.to).

Melange of silty-clayey sediments extruded along hypogean dissolution conduit 60 cm in diameter (Grana M.to quarry).

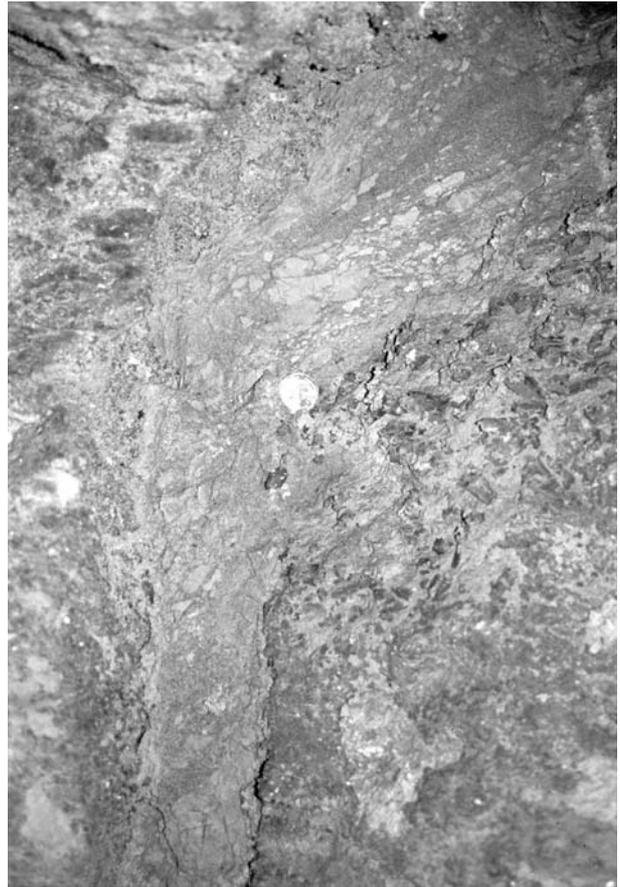


Fig. 14 - Fenomeno di piping all'interno di un condotto carsico di piccole dimensioni (10÷15 cm di diametro) nella cava di Grana M.to.

Piping phenomenon inside karst conduit 10÷15 cm in diameter (Grana M.to quarry).



Fig. 15 - Solchi prodotti dall'estrusione di argille siltose attraverso una cavità carsica ubicata al tetto del terzo livello di coltivazione della cava di Montiglio.

Furrows over a silty clay slab extruded from karst conduit at the roof of the workings in the third level of Montiglio quarry.

planctonici, 6 dei 9 campioni esaminati (Tab. 1), mentre l'analisi delle associazioni a foraminiferi bentonici ha fornito un quadro delle condizioni paleoambientali durante le quali i sedimenti andavano in origine a depositarsi (Tab. 2).

Grana M.to: campione GRN-1

Il campione è stato prelevato in corrispondenza dell'unico livello di coltivazione presente nella dismessa cava in sotterraneo di Grana M.to (Fig. 2, Sez. A-A'). Si tratta di una complessa associazione di sedimenti sabbiosi e sabbioso-siltosi stratificati (facies "c") di colore variabile dal bruno al nocciola e variamente deformati, presenti all'interno di un articolato sistema di cavità che attraversano verticalmente il banco di gesso (cfr. Fig. 12). L'analisi biostratigrafica ha

Tab. 1 - Associazioni a foraminiferi planctonici riscontrate nei sedimenti di riempimento dei condotti carsici.
Assemblages of planktic foraminifers inside endokarst deposits.

	GRN-1	MNT-1	MNT-2	MC-12	MC-13	MC-23		GRN-1	MNT-1	MNT-2	MC-12	MC-13	MC-23
<i>Catapsydrax dissimilis</i>			x				<i>Globigerinoides</i> sp.				x		
<i>Catapsydrax unicavus</i>			x				<i>Globigerinoides subquadratus</i>			x			
<i>Dentoglobigerina altispira</i>		x					<i>Globigerinoides trilobus</i>	x	x				
<i>Globigerina apertura</i>	x						<i>Globoquadrina baroemouensis*</i>		x				
<i>Globigerina bulloides</i>	x				x		<i>Globoquadrina dehischens</i>		x	x			
<i>Globigerina decoraperta</i>	x						<i>Globoquadrina praedehischens*</i>		x				
<i>Globigerina falconensis</i>	x						<i>Globorotalia margaritae</i> (rara)	x					x
<i>Globigerina multiloba</i>				x			<i>Globorotalia menardii</i>						x
<i>Globigerina nepenthes</i>				x			<i>Globorotalia puncticulata</i>	x	x				
<i>Globigerina praebulloides</i>		x	x				<i>Globorotalia scitula</i>		x		x		
<i>Globigerina venezuelana</i>		x	x				<i>Globorotalia</i> sp.					x	
<i>Globigerinita glutinata</i>	x						<i>Hastigerina siphonifera</i>		x				
<i>Globigerinoides bisphericus*</i>		x					<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>						x
<i>Globigerinoides extremus</i>	x	x					<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>						x
<i>Globigerinoides obliquus</i>	x						<i>Orbulina bilobata</i>						x
<i>Globigerinoides obliquus extremus</i>		x				x	<i>Orbulina universa</i>		x				x
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i>		x					<i>Orbulina suturalis</i>		x				x
<i>Globigerinoides sacculifer</i>		x				x	<i>Paragloborotalia mayeri</i>		x				
							<i>Turborotalita quinqueloba</i>	x			x	x	

Tab. 2 - Associazioni a foraminiferi bentonici riscontrate nei sedimenti di riempimento dei condotti carsici.
Assemblages of benthonic foraminifers inside endokarst deposits.

	GRN-1	MNT-1	MNT-2	MC-12	MC-13	MC-23		GRN-1	MNT-1	MNT-2	MC-12	MC-13	MC-23
<i>Ammonia beccarii</i>	x						<i>Lenticulina spinulosa</i>	x					
<i>Anomalinoidea granosus</i>	x						<i>Marginulina costata</i>	x					
<i>Anomalinoidea helicinus</i>	x						<i>Marginulina crebricosta</i>	x					
<i>Anomalinoidea ornatus</i>	x						<i>Martinottiella communis</i>	x					x
<i>Bolivina miocenica</i>					x		<i>Melonis barleanum</i>	x					
<i>Brizalina arta</i>		x					<i>Melonis pompilioides</i>		x				
<i>Brizalina</i> sp.					x		<i>Melonis soldanii</i>	x					
<i>Bulimina aculeata</i>						x	<i>Neoepionides schreibersi</i>	x					
<i>Bulimina echinata*</i>		x					<i>Nodosaria raphanistrum</i>	x					
<i>Bulimina minima</i>	x						<i>Nodosaria raphanus</i>	x					
<i>Cancris auriculus</i>	x						<i>Oridorsalis umbonatus</i>		x				
<i>Cassidulina carinata</i>	x						<i>Orthomorphina</i> sp.	x					
<i>Cibicides</i> sp.			x				<i>Planulina ariminensis</i>	x					x
<i>Cibicidoides kullenbergi</i>	x						<i>Pullenia bulloides</i>	x					
<i>Cibicidoides pachydermus</i>	x						<i>Pullenia salisbury</i>	x					
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>	x	x					<i>Rectouvigerina siphogenerinoides</i>	x					x
<i>Cibicidoides robertsonianus</i>	x						<i>Saracenaria italica</i>	x					
<i>Elphidium crispum</i>	x						<i>Sigmoilinita tenuis</i>	x					
<i>Globobulimina affinis</i>	x						<i>Siphonina reticulata</i>	x	x				
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	x						<i>Sphaeroidina bulloides</i>	x					
<i>Gyroidinoides neosoldanii</i>	x						<i>Spiroplectinella wrighty</i>	x					
<i>Gyroidinoides</i> sp.			x				<i>Stilostomella</i> sp.		x	x			
<i>Heterolepa bellincinii</i>	x						<i>Textularia agglutinans</i>	x					
<i>Heterolepa dertonensis</i>	x						<i>Textularia soldanii</i>	x					
<i>Lenticulina calcar</i>	x						<i>Uvigerina auberiana</i>		x				
<i>Lenticulina cultrata</i>	x						<i>Uvigerina pygmaea</i>	x					
<i>Lenticulina curvisepata</i>	x						<i>Uvigerina rutila</i>	x					
<i>Lenticulina inornata</i>	x						<i>Uvigerina striatissima</i>		x				
<i>Lenticulina orbicularis</i>	x						<i>Vaginulinopsis striatissima</i>	x					
<i>Lenticulina rotulata</i>	x						<i>Vulvulina pennatula</i>						x

messo in luce un'abbondante associazione a prevalenti foraminiferi bentonici e foraminiferi planctonici, cui si associano ostracodi, frammenti di echinidi e rari ittolioli. Gli esemplari sono generalmente ben conservati e spesso di grandi dimensioni. Sono stati rinvenuti in percentuali significative anche frammenti di gusci di bivalvi e di gasteropodi. Nella frazione inorganica sono diffusamente presenti aggregati e concrezioni carbonatiche, cui si aggiungono, in percentuali minori, granuli millimetrici di ossidi di Fe-Mn, pirite e glauconite, queste ultime anche come modelli interni di foraminiferi.

La presenza di *Globorotalia margaritae* e di *Globorotalia punctulata* (Tab. 2) consente di attribuire al Pliocene inferiore (Zancleano, Zona MPI3; Cita, 1975; Rio *et al.*, 1994) l'età delle associazioni. Tra i taxa bentonici altre forme coeve, o con diffusione a tutto il Pliocene inferiore, sono rappresentate da *Anomalinoidea granosus*, *Anomalinoidea helycinus*, *Anomalinoidea ornatus*, *Heterolepa bellincionii*, *Heterolepa dertonensis*, *Lenticulina spinulosa*, *Uvigerina rutila* e *Vaginulinopsis striatissima*. L'associazione sembra indicativa della zona epibatiale superiore (scarpata continentale, prossima al margine della piattaforma), mentre la frequenza di esemplari di grandi dimensioni (in particolare di *Lenticulina* spp. e di *Nodosaria* spp.) sembra suggerire condizioni ambientali ottimali per i taxa.

I risultati delle analisi consentono di interpretare i riempimenti delle cavità di Grana M.to come il prodotto dell'infiltrazione e della rielaborazione di originari sedimenti riferibili al Membro siltoso-argilloso delle Argille Azzurre (FAA/9 in Fig. 2). Questa unità affiora estesamente lungo la sommità della dorsale collinare entro cui è impostato il giacimento di gesso, ed è separata dai sottostanti sedimenti del CTV da una discontinuità stratigrafica a valenza regionale (Dela Pierre *et al.*, 2003a).

Gessi di Moncalvo: campioni MNC-1, MNC-2 e MNC-3

I campioni sono stati prelevati lungo i fronti di coltivazione, attualmente dismessi, della cava a cielo aperto ubicata in località Gessi di Moncalvo: MNC-1 costituisce il riempimento siltoso e siltoso-sabbioso stratificato (facies "b" e "c") di una cavità a sviluppo orizzontale localizzata all'interno del terzo banco gessoso; MNC-2 è costituito da marne argillose biancastre provenienti dal nucleo di una cavità intercettata dagli scavi lungo il terzo banco (cfr. Fig. 9); le argille massive del campione MNC-3 sono state infine prelevate all'interno di un piccolo fusoido localizzato entro il ciclo evaporitico inferiore (Fig. 2, Sez. B-B').

Tutti i campioni sono risultati sterili dal punto di vista faunistico. Solo in MNC-1 è stato rilevato un *melange* di resti di organismi marini, fra i quali rarissimi radioli di echinodermi e otoliti di pesci, e di organismi terrestri, fra i quali un molare di micromammifero non determinabile. Pertanto, è probabile che in questo settore l'infiltrazione di sedimenti nelle cavità carsiche sia avvenuto a spese di originarie marne siltose biancastre, localmente costituenti la matrice del CTV, che risultano sterili o caratterizzate da associazioni a foraminiferi poco significative (Dela Pierre *et al.*, 2003a).

Montiglio: campioni MNT-1 e MNT-2

I campioni provengono rispettivamente dal primo e dal terzo livello di coltivazione della dismessa cava in sotterraneo di Montiglio (Fig. 2, Sez. C-C'), il cui imboc-

co è posto poche decine di metri a Sud dall'alveo del T. Versa. Per MNT-1 si tratta di sedimenti sabbiosi e argillosi grigi stratificati (facies "b" e "c"), contenenti locali concentrazioni di molluschi dulcicoli (*Planorbis* sp.), ospitati in un ampio e irregolare condotto subverticale parzialmente percorribile; MNT-2 è invece costituito da argille massive e silt argillosi laminati beige (facies "b") ospitati in una cavità a sviluppo orizzontale (cfr. Fig. 10).

La frazione inorganica è formata da sabbie carbonatiche, noduli millimetrici di ossidi di Fe-Mn e granuli di pietre verdi, quarzo e muscovite. In entrambi i campioni le associazioni a foraminiferi risultano piuttosto ricche. In particolare, in MNT-1 è stata riscontrata una fauna ottimamente conservata di età pliocenica inferiore (Zancleano, Zona MPI4a), caratterizzata dalla presenza di *Globorotalia punctulata*. In associazione sono state rinvenute specie fortemente ricristallizzate, e talora deformate, attribuibili al Messiniano, al Burdigaliano superiore e al Burdigaliano inferiore (evidenziate con * in Tab. 2), indicative di un importante *melange* faunistico. L'associazione a foraminiferi bentonici risulta piuttosto varia ed è caratterizzata da specie infaunali ed epifaunali ialine tipiche della zona epibatiale inferiore - mesobatiale (scarpata continentale).

Per quanto concerne invece il campione MNT-2, l'associazione a foraminiferi è molto più scarsa. La presenza di *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicavus* e *Globoquadrina dehischens* consente tuttavia di attribuire come età limite superiore dei sedimenti il Miocene inferiore (Burdigaliano, Zona N5/6; Novaretti *et al.*, 1995). Dal punto di vista paleoambientale l'associazione sembrerebbe invece indicativa della zona epibatiale superiore.

Il *mixing* faunistico che caratterizza i campioni MNT-1 e MNT-2 trova riscontro nelle particolari associazioni a foraminiferi (riferibili all'intervallo compreso tra l'Eocene e il Messiniano inferiore) riconosciute da Dela Pierre *et al.* (2002) nelle *mud breccias* del Complesso Caotico di Parona, affioranti nell'area circostante le cave di Montiglio, sul versante sinistro della Valle Versa: secondo questi Autori la presenza di simili miscelazioni sarebbe da ricondurre a meccanismi di *gravity sliding* e di diapirismo, attivi nel Messiniano superiore, che avrebbero smembrato l'intervallo evaporitico già depositato e coinvolto localmente anche i termini della successione pre-messiniana. La presenza di associazioni a microfossili di età pliocenica inferiore (Zona MPI4a) deriverebbe invece dall'infiltrazione nel sistema carsico di sedimenti riferibili al Membro siltoso-argilloso delle Argille Azzurre, affiorante 300 m a SE dell'imbocco della cava.

Moncucco T.se: campioni MC-12, MC-13 e MC-23

I campioni MC-12 e MC-13 sono costituiti da argille massive di colore beige (facies "b") e provengono da due cavità messe in luce lungo il primo livello di coltivazione della cava di Moncucco T.se (Fig. 2, Sez. D-D'). Il campione MC-23, costituito da argille marnose verdi (facies "b"), proviene invece da una cavità ubicata in corrispondenza del quarto livello di coltivazione (Fig. 2, Sez. D-D').

I campioni MC-12 e MC-13 mostrano caratteri simili e sono caratterizzati da una microfauna piuttosto scarsa e di dimensioni estremamente ridotte (cfr.

Tabb. 2 e 3). In MC-12 la presenza di *Globigerina multiloba* è indicativa di un'età miocenica superiore (Messiniano, Subzona a *Globigerina multiloba*, D'Onofrio et al., 1975), mentre in MC-13 la presenza di *Globigerina quinqueloba* permette di attribuire un'età limite inferiore delle microfane al Miocene superiore (Tortoniano, Zona N17). I rarissimi foraminiferi bentonici rinvenuti appartengono a specie infaunali ialine tipiche di fondali fangosi e talora disossici: in questo caso la scarsità di ossigenazione giustificerebbe le ridotte dimensioni degli organismi rinvenuti.

MC-23 si discosta notevolmente dai precedenti campioni in quanto costituito da una microfauna ricca, diversificata e ben conservata. *Globorotalia margaritae* è indicativa di un'età pliocenica inferiore (Zancleano, Zona MPI2). La microfauna bentonica, caratterizzata da forme infaunali ialine e agglutinanti, sembra indicativa della zona epibatiale (scarpata continentale).

I risultati delle analisi riflettono la particolarità dell'assetto stratigrafico e strutturale recentemente riconosciuto nella zona di Moncucco T.se (Polino, 2002; Irace et al., 2002): la presenza in MC-12 di *Globigerina multiloba* deriverebbe dal trasferimento, all'interno del sistema carsico, di sedimenti appartenenti ai termini messiniani delle Marne di S. Agata Fossili, che nell'area di cava risultano direttamente giustapposte all'intervallo evaporitico tramite un duplice sistema di faglie traspressive a direzione N170÷180° (Festa et al., 2002); le associazioni fossilifere di età pliocenica inferiore presenti nel campione MC-23 proverrebbero invece dalla rielaborazione di sedimenti riferibili al Membro siltoso-argilloso delle Argille Azzurre che sigillano, con una superficie di discontinuità, la sottostante successione miocenica.

7. DISTRIBUZIONE DEI SISTEMI CARSICI

La localizzazione e la tipologia delle manifestazioni carsiche riscontrate nel Monferrato e nella Collina di Torino appaiono strettamente dipendenti da un lato dall'assetto stratigrafico e strutturale localmente assunto dal CTV, dall'altro dall'entità dell'esumazione dei rilievi collinari intercorsa nell'intervallo pliocenico-quadernario.

A partire dalla direttrice Chieri - Altavilla M.to, lungo la quale affiora in modo pressoché ininterrotto, il CTV immerge mediamente di 2÷5° verso le aree depocentrali di Alessandria (a Est) e di Carmagnola - Villanova d'Asti (a Ovest). In questa fascia il CTV risulta inoltre confinato al di sotto di una potente coltre di copertura pliocenico-quadernaria costituita dalle Argille Azzurre, dalle Sabbie di Asti e dal complesso "villafranchiano" *Auct.*, rappresentato dalle Sabbie di Ferrere, dai Silt di S. Martino e dal Sintema di Morialdo (Carraro, 1996; Boano & Forno, 1999; Dela Pierre et al., 2003a). Nel dettaglio, tuttavia, l'orientazione delle bancate gessose risulta in molti punti molto meno regolare e soprattutto appare svincolata rispetto all'andamento regionale del CTV. Quest'ultimo è stato inoltre esposto a un tasso di esumazione progressivamente maggiore procedendo da Sud verso Nord, in accordo con il carattere differenziale delle deformazioni tettoniche che hanno accompagnato la strutturazione del *thrust* frontale padano (Pieri & Groppi, 1981; Costa, 2003). Al contempo si è verificata la graduale dissezione del nascenti

te rilievo collinare (e conseguentemente del CTV) da parte del reticolato idrografico locale, le cui tracce, in forma di superfici terrazzate e di lembi di depositi, sono diffusamente conservati sul versante Sud della dorsale Collina di Torino - Monferrato (Polino, 2002; Dela Pierre et al., 2003a).

Questa evoluzione ha imposto, nel tempo, chiari vincoli fisici all'impostazione e allo sviluppo dei fenomeni dissolutivi, che risultano inevitabilmente condizionati dal contesto morfologico superficiale: l'emersione del rilievo collinare ha infatti consentito l'instaurazione del gradiente idrodinamico necessario alle acque di percolazione per defluire dai settori di alimentazione alle aree in cui le stesse, una volta permeati gli ammassi gessosi, vengono restituite al reticolato idrografico di superficie, che di norma avviene in corrispondenza del punto di raccordo tra il livello di base carsico e gli attuali fondovalle alluvionali.

Alla luce dei dati fin qui esposti, i fenomeni di dissoluzione descritti possono essere inquadrabili in un carso di "interstrato" (*intrastratal karst*; Palmer & Palmer, 1989; Klimchouk, 1996a), nel quale la solubilizzazione del gesso avviene al di sotto di un'originaria coltre di copertura impermeabile. L'assetto geometrico del CTV e i rapporti con le limitrofe unità affioranti nel Monferrato hanno permesso di individuare tre tipologie carsiche (Fig. 16), distinte essenzialmente in base al grado di dissezione ed esposizione subaerea dell'intervallo gessoso e alla distribuzione tridimensionale e alla morfologia delle cavità di dissoluzione:

- 1) "carso inciso" (*entrenched karst*; Klimchouk, 1996a), nel quale i blocchi selenitici del CTV sono profondamente dissecati e drenati dal reticolato idrografico. Il gradiente idraulico che guida la circolazione delle acque sotterranee è più elevato rispetto agli adiacenti settori del sistema carsico. Il reticolo di cavità ipogee si estende all'interno delle bancate gessose coinvolgendone l'intera potenza carsificabile (50÷60 m), ma con un'intensità dei fenomeni dissolutivi (in termini di sezione, profondità, frequenza e interconnessione dei condotti) decrescente verso il basso. Lo spessore delle coltri di copertura, solitamente rappresentate dalla matrice del CTV e secondariamente da sedimenti pliocenici riferibili alle Argille Azzurre, è relativamente scarso (< 10 m) e tale da ricalcare l'andamento della morfologia epigea. Nel carso inciso gli effetti del risentimento superficiale dei fenomeni di dissoluzione raggiungono la loro massima intensità, confermati dall'elevata frequenza delle doline di subsidenza e di collasso (Fioraso & Boano, 2002). Questa tipologia carsica si manifesta prevalentemente nella fascia di distribuzione del CTV al contatto con i termini più vecchi della successione terziaria (es. Marne di Mincengo e di S. Agata Fossili) e in prossimità del settore assiale della dorsale Collina di Torino - Monferrato: esempi di carso inciso sono visibili in corrispondenza delle cave di Murisengo, della Pirenta (Fig. 2, Sez. C-C') e di Moncucco T.se (Fig. 2, Sez. D-D').
- 2) "carso subgiacente" (*subjacent karst*; Klimchouk, 1996a), nel quale i termini evaporitici sono solo parzialmente dissecati dall'idrografia di superficie. I sistemi carsici appaiono ben sviluppati unicamente al di sopra del livello di base locale, sebbene la dissoluzione possa intaccare, in qualche caso, anche i

volumi gessosi a maggiore profondità. Gli effetti della morfogenesi carsica raramente si trasmettono fino alla superficie, poiché attenuati dallo spessore delle coltri di copertura che può raggiungere valori di 20÷50 m. Queste ultime sono costituite dalla matrice del CTV e dalle propaggini settentrionali della successione pliocenica rappresentata dalle Argille Azzurre e dalle Sabbie di Asti. Questa tipologia carsica coinvolge buona parte della successione messiniana affiorante nel Monferrato settentrionale: i settori nei quali meglio si esprimono le caratteristiche del carso subjacente sono quelli di Grana M.to (Fig. 2, Sez. A-A'), Gessi di Moncalvo (Fig. 2, Sez. B-B') e Montiglio.

- 3) "carso profondo" (*deep-seated karst*; Klimchouk, 1996a), ospitato nelle porzioni meno esumate del CTV e che pertanto risultano sigillate al di sotto della successione pliocenica monferrina. Il carsismo in questo caso è privo di una qualsivoglia espressione morfologica, essendo confinato al di sotto di una potente coltre di copertura il cui spessore è il più delle volte superiore ai 40÷50 m. La presenza di fenomeni di dissoluzione profondi è rilevabile unicamente da elementi di tipo "indiretto". In occasione della realizzazione di un pozzo per acqua nei pressi di Chieri (lungo il margine meridionale della Collina di Torino) è stata intercettata all'interno dell'intervallo gessoso una cavità a 80 m dal piano campagna, contenente acque fortemente arricchite in ioni solfato (Sacco, 1925). Analoga situazione è stata riscontrata nella porzione più meridionale della cava in sotterraneo di Gessi di Moncalvo, nella quale un sondaggio esplorativo, spinto alcune decine di metri al di sotto dell'attuale livello di coltivazione, ha intercettato abbondanti venute di acque fredde in pressione (~ 3 bar) fortemente arricchite in solfati: diversamente da tutte le manifestazioni carsiche fin qui analizzate, per le quali si è verificata una dissoluzione per *descensum* dei fluidi, nel secondo caso la mineraliz-

zazione delle acque può essere attribuita all'effetto dissolutivo causato dalla risalita di fluidi profondi (dissoluzione per *ascensum*) in corrispondenza del prolungamento verso SE delle strutture a carattere transpressivo che delimitano l'unità tettonica di Ponzano-Villadeati (Dela Pierre *et al.*, 2003a). La presenza di circuiti idrogeologici relativamente complessi e profondi era già stata peraltro ipotizzata da Bortolami *et al.* (2003) per spiegare la presenza, nel Monferrato settentrionale, di alcune sorgenti fredde a chimismo solfato-calcico (es. Pirenta di Murisengo e Fontana di Calliano; Fig. 1b): secondo questi Autori, l'arricchimento in ioni solfato con valori prossimi al punto di saturazione sarebbe da ricercare nella risalita di acque lungo zone o superfici di faglia poste in prossimità o all'interno dei banchi gessosi messiniani.

8. MECCANISMI GENETICI ED EVOLUTIVI DEI FENOMENI CARSICI

La diffusione delle cavità carsiche nei gessi del Monferrato e della Collina di Torino può essere in primo luogo ricondotta all'elevata solubilità di queste rocce, che in acqua pura possono raggiungere concentrazioni piuttosto elevate e comprese tra 2,22 e 2,67 g l⁻¹ in funzione della temperatura (Jakucs, 1977). Una conferma della rapidità evolutiva del carso gessoso nel BTP è fornita da una serie di misurazioni effettuate da Cucchi *et al.* (1998) per stimare la velocità della dissoluzione sviluppata sulla superficie di alcuni affioramenti selenitici nell'astigiano: i risultati dell'indagine, ottenuti con l'ausilio della metodologia MEM (*micro-erosion-meter method*), hanno consentito di determinare un tasso di dissoluzione pari a 0,93 mm ogni 1000 mm di pioggia, a fronte di un valore medio riscontrato nei gessi messiniani italiani di 0,85 mm ogni 1000 mm di pioggia. Significativo per apprezzare la velocità del fenomeno,

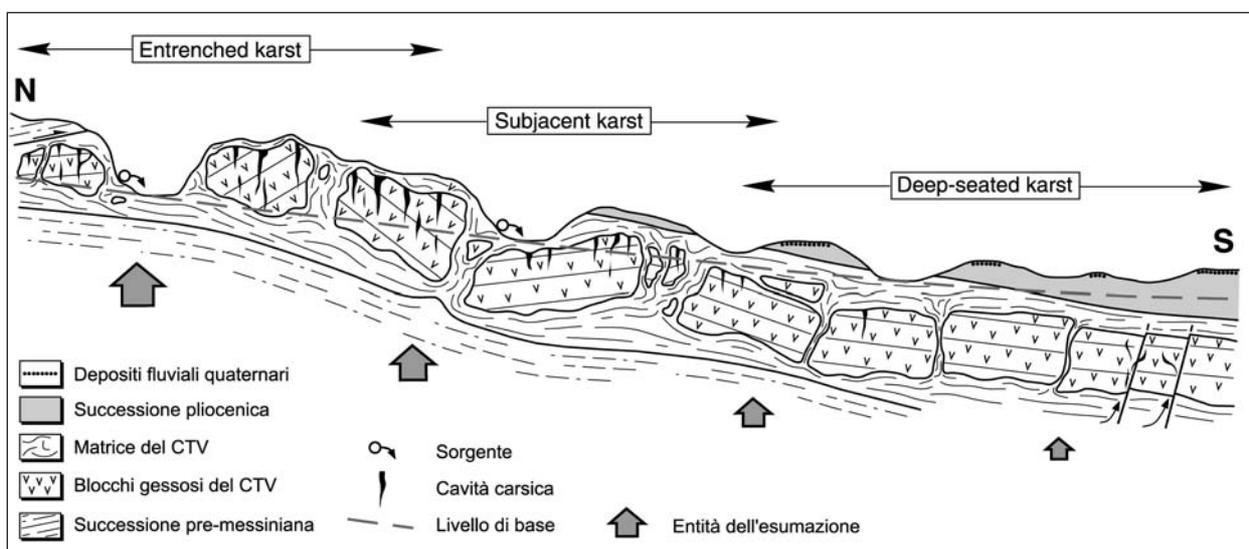


Fig. 16 - Schema di distribuzione dei fenomeni carsici nei livelli gessosi del Complesso Caotico di Valle Versa a Sud della dorsale Collina di Torino - Monferrato (non in scala). La sezione corrisponde a un transetto idealmente orientato in direzione Nord-Sud.

Idealized cross-section (not in scale) traced along N-S transect with distribution of karst phenomena in the gypsum blocks of the Valle Versa Chaotic Complex, southern side of the Collina di Torino - Monferrato ridge.

questo dato fa tuttavia riferimento a un carso esposto alla dissoluzione subaerea e consente unicamente di valutare l'ordine di grandezza della morfogenesi carsica: esso, infatti, è di difficile estrapolazione all'intero contesto messiniano del BTP, caratterizzato quasi ovunque (ad eccezione dei pochi affioramenti subaerei prossimi alle aree di cava) da un carso coperto, nel quale il deflusso delle acque di infiltrazione è drasticamente ostacolato dalle coltri argillose. Queste rallentano sensibilmente i fenomeni dissolutivi all'interfaccia gesso-coperture (Macaluso *et al.*, 2001), svolgendo un'azione protettiva nei confronti del gesso. Infatti, grazie alla diminuzione della velocità di deflusso (funzione della granulometria, della composizione mineralogica e dello spessore delle coperture), le acque a contatto con i gessi raggiungono molto rapidamente la soglia di saturazione: in assenza di un rapido ricambio idrologico viene così a generarsi una sottile frangia ad elevata salinità che inibisce, o quanto meno rallenta, la dissoluzione.

I bassi coefficienti di permeabilità che contraddistinguono l'intervallo messiniano (Bortolami *et al.*, 1989) sono tali da condizionare anche le modalità di assorbimento, da parte dei sistemi carsici, delle acque di precipitazione. Le aree di affioramento del CTV e delle Argille Azzurre sono infatti prive di un reticolato idrografico ben definito, cui si accompagna l'assenza di inghiottitoi e punti di assorbimento: l'infiltrazione avviene pertanto in modo diffuso, con acque in grado di permeare solo gradualmente le coltri di copertura. Queste ultime svolgono in tal senso la funzione di "filtro", rallentando la velocità di ingresso delle acque nel reticolato ipogeo: nelle cavità minerarie, infatti, si rileva uno sfasamento temporale dei picchi di acque edotte rispetto ai periodi di precipitazione, di entità variabile (al massimo qualche giorno), in funzione dello spessore e della natura dei terreni attraversati.

Solo una volta raggiunta l'interfaccia con il gesso, avvallamenti e depressioni epicarsiche possono costituire un richiamo per le acque di percolazione (con locali effetti di concentrazione e amplificazione della cinetica dissolutiva), che in tal modo hanno facile gioco nell'insinuarsi entro la rete di discontinuità, in primo luogo fratture e faglie, ben riconoscibili all'interno delle bancate evaporitiche. Infatti, se i valori di permeabilità primaria dei gessi risultano in prima approssimazione trascurabili (le percentuali dei vuoti sono comprese tra il 4 e l'8% del volume gessoso, con punte massime del 15%; Occella, 1958), ben diverso, e sicuramente predominante, è il ruolo svolto dalla fessurazione, grazie alla maglia di sistemi di fratture di estensione metrico-decimetrica e di faglie di lunghezza da ettometrica a chilometrica (Morelli, 2000; Morelli *et al.*, 2001). Nel BTP il gesso assume quindi le caratteristiche di un acquifero eterogeneo, anisotropo e discontinuo, nel quale le discontinuità costituiscono l'elemento primario nella veicolazione dell'acqua e conseguentemente nel controllo dei processi di dissoluzione (Fig. 3). Si citano ad esempio le cave di Moncucco T.se e di Grana M.to, nelle quali alcune cavità carsiche risultano impostate lungo faglie subverticali con direzione rispettivamente N100° e N150°. L'influenza delle strutture fragili risulta ancor più accentuato in presenza di fasce cataclastiche di spessore variabile da pochi millimetri a qualche metro, nelle quali il gesso si presenta minutamente brecciato. La diminuzione della taglia dei cristalli com-

porta una maggiore superficie specifica intergranulare esposta al contatto con l'acqua e un'accentuazione dei processi di solubilizzazione (Cucchi *et al.*, 1998; Macaluso *et al.*, 2001): secondo Sonnenfeld (1984) la solubilità del gesso raggiunge i massimi valori per cristalli di taglia compresa tra 0,2 e 0,5 μm . Ciò favorisce lo sviluppo di fenomeni di dissoluzione differenziali e l'impostazione di vie preferenziali per la veicolazione dei fluidi lungo i piani di faglia anziché all'interno delle bancate selenitiche. Il procedere della speleogenesi determina quindi l'ampliamento delle discontinuità e il passaggio da originarie condizioni di flusso laminare lento a flussi turbolenti rapidi. Si osserva infine un'accelerazione dei meccanismi dissolutivi in relazione ai minori tempi di contatto acqua-roccia e ai maggiori volumi di acqua sottosatura in transito nei condotti di neoformazione (James & Lupton, 1978). Questi ultimi divengono in tal modo gli elementi dominanti nella circolazione sotterranea, con rapido sviluppo di fenomeni di cattura delle acque a spese delle fratture e dei condotti idrologicamente meno efficienti (Veni, 1987).

La dissoluzione esercita nel tempo un controllo non solo sullo sviluppo e sulla configurazione del reticolato carsico (e in ultima analisi sulla macro-permeabilità dell'ammasso roccioso), ma anche sul chimismo e sul potenziale dissolutivo delle acque di percolazione. Nell'epicarso la solubilizzazione dei cristalli selenitici risulta infatti molto intensa poiché svolta da fluidi meteorici ampiamente sottosaturi in solfati. L'aggressività dell'acqua diminuisce tuttavia in breve tempo e a breve distanza dal punto di ingresso nel sistema carsico, con conseguente arresto della dissoluzione una volta raggiunte concentrazioni in ioni SO_4^{2-} prossime al punto di saturazione. Nel Monferrato questa ipotesi è confermata dalla diminuzione verso il basso del numero di pozzi e gallerie e del loro grado di interconnessione idraulica: all'elevato numero di forme di dissoluzione riscontrate nei primi 15÷20 m delle bancate di gesso si contrappone il ridotto numero di cavità intercettate nei livelli di coltivazione più profondi. Anche gli interstrati marnoso-argillosi, generalmente di esigua potenza (20÷150 cm in media) ma caratterizzati da bassi valori di permeabilità, possono condizionare la circolazione delle acque, determinando la "compartimentazione" delle singole bancate evaporitiche: si tratta tuttavia di un controllo a valenza locale, in quanto i sistemi di faglie E-W, NE-SW e N-S che dislocano i blocchi gessosi garantiscono la presenza di soluzioni di continuità nell'ambito dei livelli euxinici.

In sintesi l'efficienza dei meccanismi di dissoluzione risulta essere mediata:

- 1) dalle caratteristiche lito-strutturali della roccia (tessitura; composizione e purezza del gesso, che nel Monferrato si aggira sul 95÷98%; presenza di interstrati argillosi, faglie, fratture e microfratture);
- 2) dalle caratteristiche idrauliche dei circuiti ipogei (sezione, numero e grado di gerarchizzazione e di interconnessione laterale dei condotti);
- 3) dalle condizioni di sottosaturazione in solfato di calcio dei fluidi.

Un fattore aggiuntivo che controlla i precedenti e che interviene sulle modalità di sviluppo del carso gessoso, è rappresentato dalla periodicità con cui opera la dissoluzione in relazione alla distribuzione temporale degli eventi piovosi: i volumi di acqua edotti dalle cave

in sotterraneo di Gessi di Moncalvo e di Murisengo, mediamente compresi tra i 3 e i 6 l/s, ricalcano l'andamento e l'entità delle precipitazioni. Ciò da un lato conferma il carattere epidermico del fenomeno carsico nel BTP, dall'altro evidenzia come la dissoluzione avvenga ad opera di acque di percolazione in ambienti ipogei sostanzialmente insaturi, che solo in occasione di prolungati eventi piovosi possono risultare temporaneamente saturi a seguito dell'innalzamento del livello di falda. Tale ipotesi è supportata dalla presenza, all'interno di molte cavità, di abbondanti quantitativi di sedimenti argilloso-siltosi decantati e di strutture da disseccamento compatibili con rapide oscillazioni del livello piezometrico (cfr. § 5). Inoltre, l'assenza di condotti carsici al di sotto degli attuali fondovalle (es. cave di Gessi di Moncalvo, Murisengo e Montiglio; Fig. 2), indicherebbe un netto rallentamento della dissoluzione in prossimità della superficie della falda freatica, a sua volta in raccordo con il livello di base locale. Infatti, sebbene le acque possano esercitare nella zona satura un attacco chimico sostanzialmente uniforme lungo tutte le discontinuità, le basse velocità di deflusso che contraddistinguono la zona satura rispetto a quella areata non consentono un rapido ricambio delle acque, inibendo l'azione dissolutiva che in tal modo non può svilupparsi nella sua completezza.

9. IL FENOMENO CARSICO NEL QUADRO DELL'EVOLUZIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA DEL MONFERRATO E DELLA COLLINA DI TORINO

La dissoluzione carsica può manifestarsi in due distinti momenti della storia evolutiva di una successione evaporitica:

- nel corso della precipitazione della successione ("carsismo singenetico"), per effetto di variazioni indotte nel contesto deposizionale da oscillazioni eustatiche del livello marino o da variazioni chimico-fisiche (es. diluizione) delle acque di precipitazione (Warren, 1999);
- successivamente alla definitiva chiusura del ciclo evaporitico.

Nel secondo caso l'età, le modalità di sviluppo e le caratteristiche del carsismo differiscono in funzione del diverso contesto geodinamico e climatico nel quale la successione evaporitica viene di volta in volta a inserirsi nell'arco della propria evoluzione: variazioni nell'assetto stratigrafico, tettonico e morfologico possono infatti compromettere la funzionalità idrogeologica dei sistemi carsici già da tempo impostati, dando luogo a fenomeni di "fossilizzazione" dei circuiti ipogei (*paleokarst*; Bosak *et al.*, 1989), oppure consentire la ripresa di fenomeni dissolutivi da lungo tempo inattivi (*exhumed karst*; Bosak *et al.*, 1989). Alla luce dei dati fin qui esposti, le manifestazioni carsiche individuate nella fascia del BTP compresa tra il F. Po (a Nord) e il F. Tanaro (a Sud) mostrano di essersi sviluppate, sia pure con gradienti sensibilmente diversi, per effetto di una graduale esumazione della successione messiniana.

Pur in assenza di precisi elementi cronologici di riferimento, numerosi sono gli elementi di carattere stratigrafico, strutturale e morfologico che consentono di inquadrare temporalmente la formazione delle cavità e dei riempimenti, nonché di ricostruire l'evoluzione del

complesso carsico del Monferrato e della Collina di Torino.

L'analisi, in termini puramente geometrici, dei rapporti intercorrenti fra l'orientazione delle bancate gessose e la vergenza delle forme dissolutive (condotti a sviluppo verticale e soprattutto cavità a "soffitto piatto", che possono in tal senso essere utilizzati come *marker* della deformazione) evidenzia un chiaro rapporto di sequenzialità del fenomeno carsico rispetto all'assetto stratigrafico locale del CTV. Il divario appare meno marcato nei settori in cui minore è l'entità dell'esumazione del BTP conseguente all'attivazione del *thrust* padano (es. Grana M.to e Molcalvo); risulta invece sensibilmente maggiore nei settori (es. Montiglio e Moncucco T.se) in cui la componente tettonica pliocenico-quadernaria si è sovrapposta ai fenomeni di collasso gravitativo e di caoticizzazione intra-messiniani che hanno coinvolto buona parte dell'intervallo evaporitico (Dela Pierre *et al.*, 2002; 2003a) (Fig. 16). Lo smembramento di quest'ultimo ha inoltre comportato la frammentazione del complesso carsico monferrino in un mosaico di subsistemi, ciascuno dei quali confinato all'interno dei singoli blocchi gessosi (sia pure con estensione talvolta superiore al km²), che risultano idrogeologicamente sigillati dalla matrice argillosa del CTV. L'assenza di interconnessioni dirette tra i vari subsistemi rende i fenomeni dissolutivi all'interno di questi ultimi sostanzialmente indipendenti, pur in un comune e più ampio quadro evolutivo esteso a scala regionale.

In questo contesto stratigrafico, l'assetto strutturale rilevabile all'interno delle bancate gessose ha svolto un condizionamento locale e sostanzialmente passivo nella veicolazione in profondità delle acque di dissoluzione (maggior permeabilità delle zone di faglia), nella localizzazione dei fenomeni dissolutivi (maggior solubilità del gesso nelle zone fratturate) e quindi nella circolazione idro-carsica. Non sono invece emersi episodi di interferenza sin-morfogenetica tra le strutture tettoniche rilevate all'interno delle bancate gessose e i sistemi carsici, che in più punti vengono in diverso modo a intersecarsi.

L'analisi della distribuzione tridimensionale dei fenomeni dissolutivi evidenzia un forte parallelismo tra l'evoluzione morfotettonica quadernaria del rilievo collinare monferrino e lo sviluppo del carsismo: salvo alcune eccezioni, legate alla locale presenza di circuiti profondi con risalita di acque lungo sistemi di faglia (cfr. Murisengo e Gessi di Moncalvo), la dissoluzione è confinata al di sopra del livello di base locale, che costituisce l'elemento di raccordo di tutti i principali fondovalle alluvionali (Fig. 16). Il livello di base attuale e precedente assume quindi il ruolo di *marker* morfostratigrafico, che si esprime all'interno dei sistemi carsici con la presenza dei "soffitti di dissoluzione". Il locale buon grado di correlazione altimetrica che queste forme mostrano talvolta con le superfici terrazzate distribuite a varie quote lungo le dorsali collinari del Monferrato, avvalorava l'ipotesi secondo cui tali cavità materializzerebbero delle paleo-superfici freatiche originariamente in raccordo con antichi livelli di base. I depositi fluviali conservati sulle superfici terrazzate più elevate mostrano complessivamente un discreto grado di evoluzione pedogenetica cui corrisponde un indice di colore pari a 5÷7,5 YR (Alessio *et al.*, 1982; Carraro & Valpreda, 1991; Dela Pierre *et al.*, 2003a): ciò consente di stimare, quanto

meno nei settori di maggior maturità dei sistemi carsici (*entrenched karst*) come quelli osservati a Sud di Murisengo e di Moncucco T.se (cfr. Fig. 2), un'età delle forme di dissoluzione sopravvissute al rimodellamento compresa tra la parte superiore del Pleistocene medio e l'Attuale.

I sistemi idro-carsici del Monferrato si sviluppano ed evolvono quindi in continua risposta alle variazioni indotte sull'assetto morfologico locale: all'esumazione del CTV si contrappone la migrazione relativa del fronte di dissoluzione, che viene in tal modo a collocarsi in posizione via via più prossima alla base dell'intervallo gessoso, meccanismo chiaramente rilevabile nei settori che ospitano esempi di *subadjacent karst* (Klimchouk, 1996a) (Fig. 2, Sez. A-A'; Fig. 16). Il rapporto di interrelazione dinamica tra esumazione tettonica e sviluppo del processo carsico è inoltre in accordo con le informazioni ricavate dall'analisi dei sedimenti di riempimento. Due sono gli elementi che in tal senso confermano e affinano il quadro evolutivo proposto:

- a) le associazioni a microforaminiferi riscontrate nei riempimenti carsici campionati appaiono diversificate in funzione del diverso contesto stratigrafico locale e coprono un'intervallo temporale compreso tra il Burdigaliano inferiore e il Pliocene inferiore. Appare quindi evidente come l'introduzione dei sedimenti nei circuiti ipogei sia iniziata a partire da un contesto tettono-stratigrafico sostanzialmente simile a quello attualmente osservabile e quindi successivo al picco deformativo che ha interessato la fascia settentrionale del BTP. Quest'ultimo coincide, a scala regionale, alla tettonica che ha determinato da un lato il sovrascorrimento della successione cenozoica del BTP sull'avanfossa padana in relazione alla propagazione Nord-vergente del *thrust* padano (Pieri & Groppi, 1981), dall'altro la risedimentazione gravitativa del CTV (Dela Pierre et al., 2003a). Gli effetti della deformazione risultano particolarmente evidenti nell'area circostante la cava di Moncucco T.se, nella quale le Marne di S. Agata Fossili sono sovrapposte sui sedimenti del CTV (Festa et al., 2002);
- b) le complesse alternanze di riempimenti carsici testimoniano il succedersi di episodi erosivo-deposizionali a carattere "ciclico": a momenti di totale occlusione dei condotti (accompagnati dalla formazione di sedimenti massivi o laminati legati a decantazione in acqua) si sono alternate improvvisi disostruzioni delle cavità con smantellamento dei riempimenti sovrastanti e trasferimento degli stessi (cfr. "brecce di estrusione") nelle parti più profonde dei sistemi carsici. Questo meccanismo evolutivo ha imposto da un lato una periodica rielaborazione dei sedimenti di riempimento già presenti nei condotti ipogei, dall'altro il continuo apporto di nuovi sedimenti nelle parti più superficiali del sistema.

Le cavità carsiche del BTP e i sedimenti in esse ospitati rappresentano in sintesi il prodotto di fenomeni di dissoluzione e sedimentazione polifasici e policronologici tuttora in evoluzione. Nelle masse gessose del CTV sono registrati alcuni degli episodi carsogenetici che di volta in volta vi si sono impressi per effetto del graduale sollevamento ed esumazione dell'intervallo messiniano: quest'ultimo ha in tal modo acquisito un crescente grado di incarsimento in relazione all'approfondimento relativo del fronte di dissoluzione. La

presenza di un reticolato ipogeo a prevalente sviluppo verticale è inoltre la conferma di una significativa mobilità verticale del rilievo ospitante il complesso carsico messiniano (Nicod, 2002) e di una dissoluzione che ha operato in ambienti ipogei sostanzialmente insaturi (Klimchouk, 1996b). Nonostante ciò la presenza di livelli di base fossili (materializzati dalla combinazione di cavità a "soffitto piatto" e di lembi di depositi fluviali terrazzati) suggerisce che al graduale processo di esumazione si siano intervallate brevi fasi di relativa stabilità tettonica. Simultaneamente, il rimodellamento del rilievo e la componente epigea della dissoluzione hanno comportato un sostanziale "ritocco" dell'originaria configurazione della superficie sommitale dei blocchi evaporitici (variabile in funzione del grado di esposizione subaerea del gesso) e la cancellazione delle tracce di fasi di dissoluzione pregresse.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare il Dott. A. Festa per aver messo a disposizione la sezione geologica della cava di Moncucco T.se e la Prof.sa D. Violanti per aver effettuato l'esame del campione GRN-1.

Si ringrazia inoltre il Prof. F. Carraro per la revisione critica del manoscritto e per i preziosi suggerimenti forniti.

Lavoro effettuato con fondi CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Torino.

BIBLIOGRAFIA

- Alessio M., Allegri L., Ambrosetti P., Bartolomei G., Bella F., Belluomini G., Calderoni G., Carraro F., Charrier G., Cortesi C., Esu D., Forno M.G., Improta S., Manfra L. & Petrone V. (1982) - *Il giacimento fossilifero pleistocenico superiore di Moncucco Torinese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**, 219-239.
- Arrington D.V. & Lindquist R.C. (1987) - *Thichly mantled karst of the Interlachen, Florida area*. In: B.F. Beck & W.L. Wilson (Eds.), *Karst hydrogeology: engineering and environmental applications*. Balkema, 467 pp.
- Boano P. & Forno M.G. (1999) - *La successione "villafanchiana" nell'area di Castelnuovo Don Bosco (Asti)*. Il Quaternario, **12** (2), 161-194.
- Boni A. & Casnedi R. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 69 e 70 "Asti" e "Alessandria"*. Servizio Geologico d'Italia, 64 pp.
- Bonsignore G., Bortolami G.C., Elter G., Montrasio A., Petrucci F., Ragni U., Sacchi R., Sturani C. & Zanella E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 56 e 57 "Torino" e "Vercelli"*. Servizio Geologico d'Italia, 96 pp.
- Bortolami G., Cavallero E., Forno M.G. & Mosso E. (1989) - *Studio idrogeologico del bacino di Asti. Caratteristiche e potenzialità degli acquiferi. Suolosottosuolo - Atti del Congresso Internazionale di Geingegneria*. Torino, 27-30 settembre 1989, **1**, 431-440.

- Bortolami G., Masciocco L., De Vecchi Pellati R., Ricci B. & Saudino Dughera B. (2003) - *Le sorgenti della Collina di Torino e del Monferrato*. GEAM, **108**, 77-82.
- Bosak P., Ford D.C., Glazek J. & Horacek I. (1989) - *Paleokarst*. Developments in earth surface processes, 1. Elsevier, 725 pp.
- Bosticco L., Bortolami G. & Milano P.F. (1992) - *Le coltivazioni di pietra da gesso nella zona di Montiglio d'Asti: indagine geologico-applicativa*. GEAM, **76**, 33-46.
- Bosticco L. & Marini P. (1995) - *I giacimenti di gesso del Monferrato centrale (Piemonte, Italia)*. 2° I.M.Y.R.A.G., Peveragno, 413-418.
- Carraro F. (Ed.) (1996) - *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 5-120.
- Carraro F. & Valpreda E. (1991) - *The Middle-Upper Quaternary of the Asti Basin*. Il Quaternario, **4** (1), 151-172.
- Castellarin A. (1982) - *Tettonica sinsedimentaria e associazioni di facies carbonatiche*. In: A. Castellarin & G.B. Vai (Eds.), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., 23-40.
- Castiglioni G.B. (1986) - *Geomorfologia*. UTET, 436 pp.
- Cita M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene*. VII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. Riv. It. Paleont. Strat., **81**, 527-544.
- Clari P., Fornara L., Ricci B. & Zuppi G.M. (1994) - *Methane-derived carbonates and chemo-symbiotic communities of Piedmont (Miocene), Northern Italy: an update*. Geo-Mar. Lett., **14**, 201-209.
- Costa M. (2003) - *The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and northern Adriatic Sea (Italy): a new model*. Boll. Soc. Geol. It., **122**, 3-23.
- Cucchi F., Forti P. & Finocchiaro F. (1998) - *Gypsum degradation in Italy with respect to climatic, textural and erosional conditions*. In: J. James & P. Forti (Eds.), *Karst geomorphology*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., III, T. 4, 41-49.
- Dela Pierre F., Clari P., Cavagna S. & Bicchi E. (2002) - *The Parona chaotic complex: a puzzling record of the Messinian (Late Miocene) events in Monferrato (NW Italy)*. Sedim. Geol., **152**, 289-311.
- Dela Pierre F., Piana F., Fioraso G., Boano P., Bicchi E., Forno M.G., Violanti D., Clari P. & Polino R. (2003a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 157 "Trino"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, 147 pp.
- Dela Pierre F., Piana F., Fioraso G., Boano P., Forno M.G., Polino R. & Clari P. (2003b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 157 "Trino"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo.
- D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccarino S., Morlotti E., Romeo M., Salvatorini G., Sampò M. & Sprovieri R. (1975) - *Planktonic foraminifera of the Upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian*. Boll. Soc. Paleont. It., **14**, 177-196.
- Eck W. & Redfield R.C. (1965) - *Engineering geology problems at Sanford Dam, Texas*. Bull. Ass. Eng. Geol., **3**, 15-25.
- ENEL (1984) - *Rapporto per la localizzazione di una centrale elettronucleare nella Regione Piemonte. Area PO1*. Rapporto n. 8401.
- Festa A., Bicchi E., Boano P., Cavagna S., Clari P., Dela Pierre F., Fioraso G., Irace A. & Piana P. (2002) - *Tettonica intra-messiniana nella Collina di Torino: l'esempio della cava di gesso di Moncucco Torinese*. Società Geologica Italiana, 81° Riunione Estiva, 10-12 settembre 2002. Riassunti, 161-162.
- Fioraso G. & Boano P. (2002) - *Cavità di dissoluzione e fenomeni di sprofondamento nei gessi del Monferrato settentrionale: meccanismi genetici ed effetti sulla stabilità dei versanti*. GEAM, **107**, 19-26.
- Gelati R., Rogledi S. & Rossi M.E. (1987) - *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequences in the Apenninic margin of the Padan foreland basin, northern Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 319-323.
- Ghibauda G., Clari P. & Perello M. (1985) - *Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine Sud-Orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese (Valli Borbera, Scrivia e Lemme)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 349-397.
- Hsü K.J., Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**, 240-244.
- Irace A., Clari P.A., Dela Pierre F., Bicchi E., Cavagna S. & Festa A. (2002) - *La cava di gesso di Moncucco Torinese: un'area chiave per comprendere l'evoluzione messiniana della Collina di Torino - Bacino Terziario Piemontese*. Società Geologica Italiana, 81° Riunione Estiva, 10-12 settembre 2002. Riassunti, 201-202.
- Jakucs L. (1977) - *Morphogenetics of karst regions*. Adam Hilger, Bristol, 284 pp.
- Jennings J.N. (1985) - *Karst geomorphology*. Blackwell, 293 pp.
- James A.N. & Lupton A.R. (1978) - *Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulic structures*. Géotechnique, **28** (3), 249-272.
- Johnson K.S. (2002) - *Karst in evaporite rocks of the United States*. Carbonates & Evaporites, **17** (2), 90-97.
- Kempe S. (1972) - *Cave genesis in gypsum with particular reference to underwater conditions*. Cave Sci., J. Brit. Spel. Ass., **49**, 1-6.
- Klimchouk A. (1996a) - *The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution*. In: A. Klimchouk, D. Lowe, A. Cooper & U. Sauro (Eds.), *Gypsum karst of the world*. International Journal of Speleology, **25** (3-4), 61-82.
- Klimchouk A. (1996b) - *Speleogenesis in gypsum*. In: A. Klimchouk, D. Lowe, A. Cooper & U. Sauro (Eds.), *Gypsum karst of the world*. International Journal of Speleology, **25** (3-4), 49-60.
- Klimchouk A. (1996c) - *Hydrogeology of gypsum formations*. In: A. Klimchouk, D. Lowe, A. Cooper & U. Sauro (Eds.), *Gypsum karst of the world*. International Journal of Speleology, **25** (3-4), 83-89.
- Macaluso T., Madonia G., Palmieri A. & Sauro U. (2001) - *Atlante dei karren nelle evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo Geologico "G.G. Gemellaro". Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo, **5**, 143 pp.

- Marabini S. & Vai G.B. (1989) - *Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna.* Boll. Soc. Pal. It., **28** (2-3), 369-382.
- Marinelli O. (1917) - *Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia.* Memorie Geografiche di Giotto Dainelli, **34**, 263-416.
- Morelli M. (2000) - *Analisi sulla possibilità di integrazione dei dati telerilevati in studi geologico-strutturali: applicazione nel dominio del Monferrato e delle Langhe.* Tesi di Dottorato inedita, Univ. di Torino, 168 pp.
- Morelli M., Piana F., Polino R., Pandiscia G., Pirredda P. & Milillo G. (2001) - *Utilizzo dei dati lineamentari in studi geologico-strutturali: applicazione al Monferrato.* Atti 5° Conf. ASITA, Rimini, 9-12 ottobre 2001, **2**, 1079-1084.
- Nicod J. (2002) - *Karsts, palaeogeomorphology, palaeoenvironments. An overview of recent research on French karsts (1992-2001).* Géomorphologie, **3**, 253-268.
- Novaretti A., Bicchi E., Condello A., Ferrero E., Maia F., Tonon M. & Torta D. (1995) - *La successione oligo-miocenica del Monferrato: sintesi dei dati biostratigrafici.* In: R. Polino & R. Sacchi (Eds.), Atti Conv. Rapporti Alpi-Appennino. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., **14**, 39-60.
- Occella E. (1958) - *Caratteristiche di stabilità dei cantieri sotterranei nelle coltivazioni di "pietra da gesso" nell'Astigiano.* L'Industria Mineraria, 1958, 525-534, 599-611.
- Palmer M.V. & Palmer A.N. (1989) - *Paleokarst of the United States.* In: P. Bosak, D.C. Ford, J. Glazek & I. Horacek (Eds.), *Paleokarst, a systematic and regional review.* Developments in Earth Surface Processes, **1**, 725 pp.
- Piana F. (2000) - *Structural setting of Western Monferrato (Alps-Appennines junction zone, NW Italy).* Tectonics, **19**, 943-960.
- Pieri M. & Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy.* CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoprogetto "Modello Strutturale". Pubblicazione n. 414, 13 pp.
- Polino R. (coord.) (2002) - *Il sistema alpino-appenninico nel Cenozoico.* Società Geologica Italiana. 81° Riunione Estiva. Guida alle escursioni, 6-9 settembre 2002, 218 pp.
- Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano E. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103-124.
- Rouchy J.M., Orszag-Sperber F., Blanc-Valleron M.-M., Pierre C., Rivière M., Combourieu-Nebout N. & Panaydes J. (2001) - *Paleoenvironmental changes at the Messinian-Pliocene boundary in the eastern Mediterranean (southern Cyprus basins): significance of the Messinian Lago-Mare.* Sedim. Geol., **145**, 93-117.
- Roveri M., Bassetti M.A. & Ricci Lucchi F. (2001) - *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective.* Sedim. Geol., **140**, 201-214.
- Roveri M., Manzi V., Ricci Lucchi F. & Rogledi S. (2003) - *Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis.* Geol. Soc. Am. Bull., **115** (4), 387-405.
- Sacco F. (1889-1890) - *Il Bacino terziario e quaternario del Piemonte.* Atti Soc. It. Sc. Nat., 634 pp.
- Sacco F. (1925) - *Una zona gessosa presso Chieri (Torino).* Atti R. Acc. Sc. Torino, **61**, 123-129.
- Salomon J.-N. (1999) - *Le facteur temps dans la karstification.* Géomorphologie, **3**, 195-214.
- Sonnenfeld P. (1984) - *Brines and evaporites.* Academic Press, London, 613 pp.
- Sturani C. (1973) - *A fossil eel (Anguilla sp.) from the Messinian of Alba (Tertiary Piedmontese Basin): paleoenvironmental and paleogeographic implications.* In: C.W. Drooger (Ed.), *Messinian events in the Mediterranean.* K. Ned. Ak. Wetensch, Amsterdam, 243-255.
- Tihansky A.B. (1999) - *Sinkholes, West-Central Florida. A link between surface water and ground water.* In: D. Galloway, D.R. Jones & S.E. Ingebritsen (Eds.), *Land subsidence in the United States.* U.S. Geological Survey Circular 1182, 177 pp.
- Trebbi G. (1926) - *Fenomeni carsici nei gessi bolognesi. La risorgente dell'"Acqua Fredda".* Giornale di Geologia, Serie 2, **1**, 1-31.
- Vai G. & Ricci Lucchi F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines.* Sedimentology, **24**, 211-244.
- Veni G. (1987) - *Fracture permeability: implications on cave and sinkhole development and their environmental assessment.* In: B.F. Beck & W.L. Wilson (Eds.), *Karst hydrogeology: engineering and environmental applications.* Balkema, 467 pp.
- Warren J.K. (1999) - *Evaporites. Their evolution and economics.* Blackwell Science, 438 pp.
- Warren J.K., Havholm K.G., Rosen M.R. & Parsley M.J. (1990) - *Evolution of gypsum karst in the Kirschberg Evaporite Member near Fredericksburg, Texas.* Journal of Sedimentary Petrology, **60**, 5, 721-734.

Ms. ricevuto l'8 settembre 2004

Testo definitivo ricevuto il 23 novembre 2004

Ms. received: September 8, 2004

Final text received: November 23, 2004