
BOSSEA MMIV

SEMINARIO NAZIONALE
AMBIENTE CARSIKO
I PROGRESSI
DEGLI STUDI IN ITALIA
SULLA SOGLIA DEL XXI SECOLO

CENTRO INCONTRI PROVINCIA DI CUNEO
LABORATORIO DI DATTICO DEL COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE DEL CAI
LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA
GROTTE DI BOSSEA (FRABOSA SOPRANA, CN) 21-22 MAGGIO 2005

ATTI

STAZIONE SCIENTIFICA DI BOSSEA – CAI CUNEO
PROVINCIA DI CUNEO

Atti del Seminario Nazionale

**AMBIENTE CARSICO:
I PROGRESSI DEGLI STUDI IN ITALIA
SULLA SOGLIA DEL XXI SECOLO**

CENTRO CONVEGNI PROVINCIA DI CUNEO – GROTTI DI BOSSEA
21-22 MAGGIO 2005

Enti Organizzatori

**STAZIONE SCIENTIFICA DI BOSSEA CAI CUNEO
PROVINCIA DI CUNEO
COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE DEL CAI
ASSOCIAZIONE “LE ALPI DEL SOLE” – CLUB ALPINO ITALIANO
ASSOCIAZIONE CULTURALE E KYE’ – FONTANE**

Segreteria Organizzativa e Scientifica
STAZIONE SCIENTIFICA DI BOSSEA CAI CUNEO
Via Carlo Emanuele III, 22 – 12100 Cuneo
Tel. e Fax 0171/65483 – E-mail: staz.scient.bossea@aruba.it

GENNAIO 2008

Coordinamento Editoriale: Rosa Rita Gili Peano, Guido Peano
Composizione grafica e stampa: Tipografia Saviglianese

Enti Patrocinatori

PRESIDENZA GENERALE DEL CAI
SOCIETA' SPELEOLOGICA ITALIANA
ASSOCIAZIONE GROTTI TURISTICHE ITALIANE

Enti Collaboratori o Sostenitori

REGIONE PIEMONTE: ASSESSORATO ALLA CULTURA
PROVINCIA DI CUNEO: ASSESSORATI AMBIENTE, CULTURA,
MONTAGNA E TURISMO
COMUNE DI FRABOSA SOPRANA
POLITECNICO DI TORINO, DIPARTIMENTO GEORISORSE E TERRITORIO
ARPA DEL PIEMONTE, DIPARTIMENTO DI CUNEO
ARPA VALLE D'AOSTA, SEZIONE RADIAZIONI
COMPAGNIA DELL'ALTO CORSAGLIA
GRUPPO SPELEOLOGICO ALPI MARITTIME DEL CAI DI CUNEO



Felix qui potuit rerum cognoscere causas

Virgilio: Georgiche, II,489



PRESENTAZIONE

Per la grandiosa entità dei suoi fenomeni sotterranei e per propizi fattori storici e culturali, la Provincia di Cuneo è sede da molti decenni di una importante attività di studio dell'ambiente carsico, condotta da organizzazioni speleologiche italiane e straniere, dall'Università e dal Politecnico di Torino e dai laboratori carsologici ipogei.

In questo ambito riveste notevole rilevanza l'attività di ricerca svolta, a partire dal 1969, dal Laboratorio Carsologico Sotterraneo della Grotta di Bossea, gestito dalla Stazione Scientifica del CAI di Cuneo, dal Comitato Scientifico Centrale del CAI e dal Dipartimento DITAG del Politecnico di Torino.

Il Laboratorio Sotterraneo e la Grotta di Bossea, con le annesse pertinenze esterne, sono da tempo sede non solo di studi e ricerche, ma anche di seminari, incontri e convegni nazionali ed internazionali, organizzati dalla Stazione Scientifica del CAI di Cuneo, in collaborazione con la Provincia di Cuneo e con altri enti. A questo proposito hanno già avuto luogo, dall'inizio del nuovo secolo, sette importanti eventi.

Facendo seguito al precedente Convegno Nazionale "L'ambiente Carsico e l'Uomo" (settembre 2003) è stato pertanto organizzato a cura della Stazione Scientifica di Bossea, della Provincia di Cuneo e di altri enti un nuovo seminario di aggiornamento sugli studi effettuati in Italia, in ambito carsologico, dall'inizio del millenio. Il convegno, iniziato in prima giornata nella sede del Centro Incontri della Provincia di Cuneo, è proseguito presso la Sala Convegni ed il Laboratorio Carsologico della Grotta di Bossea.

Il seminario ha annoverato la presenza di molti esponenti di importanti centri nazionali di studi carsologici e la partecipazione di un vasto pubblico di esperti ed amatori della materia.

Il Presidente
On. Raffaele Costa

INTRODUZIONE

Lo Studio dell'ambiente carsico riveste oggi oggi grande interesse ed attualità non solo per quanto attinente la ricerca teorica e sperimentale negli ambiti fisico e biologico. Il rilevante sviluppo di questo settore dell'indagine scientifica è infatti correlato anche all'importanza rivestita ora ed in passato dalla utilizzazione antropica di diverse risorse proprie del territorio carsico. Fra esse, in primis, le ingenti riserve idriche ipogee captabili ad uso potabile o per altri essenziali impieghi, i pregiati litotipi marmorei, i minerali di interesse tecnico, le numerose grotte attrezzate ed aperte alla visita del pubblico, od utilizzate a fini speleoturistici nelle condizioni naturali grazie ad una facile accessibilità; a quest'ultime si affiancano le moltissime cavità di difficile accesso frequentate a fini di esplorazione, documentazione o ricerca solo dagli speleologi.

Le cavità sotterranee naturali, in ragione del loro alto interesse naturalistico e scientifico, accanto alle attività di ricerca consentono pertanto ad un pubblico assai vasto non solo la conoscenza e l'apprezzamento di un peculiare ambiente di grande bellezza e di alto fascino, ma anche una grande opportunità di informazione culturale e di formazione didattica.

Le conoscenze derivanti dallo studio dei sistemi carsici (circolazioni idriche, meteorologia ipogea, bilanci energetici, radioattività naturale, biologia animale e vegetale), possono consentire l'utilizzazione ottimale e l'efficace tutela ecologica, igienica ed estetico-paesaggistica delle acque e dei siti carsici nei confronti dei possibili danni antropici e la salvaguardia dei frequentatori delle cavità sotterranee dai possibili rischi ambientali.

Nella provincia di Cuneo sono da tempo in pieno rigoglio gli studi sull'ambiente carsico, in relazione a vari fattori ambientali, storici e culturali: la grandiosa entità e la grande estensione dei fenomeni sotterranei ed epigei; una lunga tradizione di osservazioni e ricerche iniziata intorno alla metà del XIX secolo; le grandi esplorazioni dei sistemi carsici da lungo realizzate dai gruppi speleologici italiani e stranieri e gli studi ad esse connessi; la ricerca sistematica ed organizzata condotta in modo continuativo da alcuni enti fra cui il Politecnico di Torino, il Laboratorio Carsologico di Bossea e, a partire dal nuovo secolo, il Laboratorio Sotterraneo della Grotta di Rio Martino.

Il Laboratorio Carsologico Sotterraneo della Grotta di Bossea, insediato nel 1969 e attualmente gestito dalla Stazione Scientifica del CAI di Cuneo, dal Comitato Scientifico Centrale del CAI e dal Politecnico di Torino, riveste oggi, per lo sviluppo della strumentazione, per il livello delle ricerche e per le acquisizioni ottenute, un importante ruolo fra le installazioni consimili esistenti in Italia.

Bossea, prima grotta turistica italiana aperta alla visita del pubblico nel 1874, e già sede intorno al 1865 di scoperte paleontologiche di notevole risonanza, grazie alla sua importanza naturalistica e scientifica, ha anche costituito, a partire dai primi anni '90, l'essenziale supporto di una nutrita serie di convegni e seminari scientifici di livello nazionale ed internazionale, correlati all'attività del laboratorio, e di corsi di formazione e di aggiornamento di ambito nazionale od interregionale, organizzati dalla Stazione Scientifica del CAI di Cuneo in collaborazione con altri enti, con un rilevante incremento di immagine e di prestigio.

A due anni di distanza dal precedente convegno nazionale su "L'Ambiente Carsico e l'Uomo" (Grotte di Bossea, 5-8 settembre 2003) ha trovato perciò piena motivazione l'organizzazione, nel Centro Incontri della Provincia di Cuneo e nella storica e prestigiosa sede della Grotta di Bossea, di un aggiornamento sullo studio dell'ambiente carsico in Italia all'ini-

zio del nuovo secolo, concretizzatosi nel seminario nazionale qui presentato.

Il seminario, iniziato nella mattina del giorno 21 nella sede del Centro Incontri della Provincia di Cuneo con la presentazione degli Atti del precedente convegno, è proseguito nel pomeriggio e nel giorno seguente presso la Grotta di Bossea, nelle sedi del Laboratorio Didattico del Comitato Scientifico Centrale del CAI e del Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea, articolandosi nella presentazione dei lavori e nella visita delle installazioni del laboratorio.

Il convegno ha fruito del prezioso contributo e della partecipazione di primari esponenti di prestigiose sedi nazionali di studi e ricerche carsologiche, cui va il nostro ringraziamento. Ha altresì annoverato la presenza di un numeroso pubblico di esperti del settore e di cultori ed amatori della materia.

Rivolgo ancora un vivo ringraziamento alle pubbliche amministrazioni ed agli altri enti, citati nelle pagine iniziali, che, tramite il loro sostegno organizzativo, finanziario, tecnico o logistico hanno reso possibile la realizzazione del convegno e la pubblicazione dei presenti atti.

In particolare esprimo un sentito riconoscimento alla Provincia di Cuneo, ed ai suoi Assessorati all'Ambiente, alla Cultura, alla Montagna e al Turismo, che prestano da diversi anni una preziosa collaborazione alle attività scientifiche e culturali della Stazione Scientifica del CAI di Cuneo. Tale collaborazione si è tradotta sia nella comune organizzazione di seminari e convegni di rilevanza nazionale con la pubblicazione dei relativi Atti, sia in un marcato incremento delle installazioni, della strumentazione e delle attività di ricerca del Laboratorio Carsologico Sotterraneo.

Guido Peano

Stazione Scientifica del CAI di Cuneo
Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea

In questa pubblicazione l'impiego del colore, in ragione dei costi inerenti, è stato adottato solo dove strettamente necessario per la piena comprensione delle immagini.

INDICE

- La ricerca scientifica in speleologia *pag.* 1
Arrigo Cigna

- Rapporti fra speleogenesi ed assetto geologico strutturale, con riferimento al carso classico triestino (Italia) *pag.* 7
Luca Zini, Franco Cucchi

- Minerali di grotta e paleoambienti *pag.* 27
Paolo Forti

- Valenze naturalistiche e culturali dei siti geomorfologici: il caso delle forme carsiche *pag.* 45
Lamberto Laureti

- La circolazione idrica nella zona non satura del sistema della Grotta di Bossea *pag.* 51
Bartolomeo Vigna, Domenico Doleatto

- La Grotta di Vaccamorta (Tornimparte, Aq.): geologia, geomorfologia, carsismo *pag.* 65
Gianluca Ferrini, Antonio Moretti, Ottavia Corsi, Davide Neugebauer, Enrico Stagnini

- La Table du Jugurta (Krumiria – Tunisia settentrionale): carsismo ed assetto idrogeologico *pag.* 77
Gianluca Ferrini, Antonio Moretti

- Il monitoraggio del radon nelle sorgenti carsiche ad uso umano del Feltrino *pag.* 89
Domenico Grazioli, Plinia Soccal

- Le dinamiche di diffusione del radon nella Grotta di Bossea *pag.* 101
Ezechiele Villavecchia, Rosarita Gili Peano, Guido Peano, Bartolomeo Vigna

- La Caverna Pocala di Aurisina (Trieste). Scavi 2003-2004: primi risultati e prospettive di studio *pag.* 125
Ruggero Calligaris, Antonella Tremul

- Ulteriori considerazioni su alcuni aspetti biologici ed ecologici dell'ambiente sotterraneo *pag.* 133
Pier Mauro Giachino, Dante Vailati

- Il monitoraggio microbiologico delle sorgenti carsiche ad uso umano del Feltrino *pag.* 141
Domenico Grazioli, Rosanna Burigo

- Grotta di Bossea: alterazioni delle caratteristiche microbiologiche dell'acqua del torrente ipogeo ed evoluzione della sua biocenosi *pag.* 155
Angelo Morisi, Guido Peano

APPENDICE

- *Elenco dei relatori* pag. 165
- *Elenco dei partecipanti* pag. 166

LA RICERCA SCIENTIFICA IN SPELEOLOGIA

Arrigo A. Cigna

INTRODUZIONE

Nella prima metà del secolo scorso la ricerca scientifica in speleologia nel nostro paese era essenzialmente descrittiva come risulta evidente dalle pubblicazioni dell'Istituto Italiano di Speleologia con sede a Postumia. Approfondimenti teorici, anche all'estero, erano sporadici anche se, più spesso, del tutto assenti.

A questo proposito non si può tralasciare di citare un articolo di Bock (1913), con una eccezionale (data l'epoca) trattazione matematica della circolazione dell'aria in grotta con particolare riguardo per quelle ghiacciate. Si tratta, probabilmente, del primo modello sviluppato per descrivere questo fenomeno.

In quel periodo la speleologia austriaca poteva vantare una scuola eccellente, che era in grado di pubblicare una serie di *Speläologische Monographien* curate dal Kyrle, che coprivano tutti gli aspetti della speleologia. Tra queste vale la pena di ricordare il trattato di speleologia teorica (Kyrle, 1923). In quegli stessi anni la trattazione di questi argomenti, sia in Italia che in Francia, rimaneva essenzialmente descrittiva.

Successivamente, nella seconda metà del secolo, l'interesse di comprendere i meccanismi che regolavano l'evoluzione dei fenomeni osservati ha condotto ad uno sviluppo importante della ricerca teorica com'è attestato da un numero notevole di pubblicazioni. A titolo d'esempio si possono citare i lavori di Trombe (1952), di Bögli (1964), di Andrieux (1970-72), di Roques (1964), di Ford & Cullingford (1976) e di Dreybrodt (1988).¹

In Italia era stato organizzato da Salvatore Dell'Oca (1961) un Symposium Internazionale di Speleologia nell'Ottobre 1960 presso la Villa Monastero di Varenna. Era stato possibile radunare un buon numero di studiosi provenienti da tutto il mondo che avevano potuto scambiare idee e temi di ricerca. Un secondo seminario, sempre nella prestigiosa sede di Villa Monastero, era stato poi organizzato dalla SSI e sotto l'egida dell'UIS nel 1972. L'argomento trattato era la speleogenesi e venivano messe a confronto le diverse teorie (AA.VV., 1973). A conclusione di questo breve *excursus* bisogna citare la esauriente monografia di Badino (1995) sui fenomeni fisici in grotta.

Nel frattempo lo sviluppo delle nuove tecniche esplorative, che non richiedono più grossi gruppi di speleologi consentendo invece imprese importanti condotte da pochissime persone, ha dato un impulso veramente notevole alla speleologia esplorativa sviluppando quindi maggiormente l'aspetto sportivo.

¹ Mi sia consentito richiamare qui un ricordo personale a proposito del metodo quantitativo di considerare i fenomeni. Avevo presentato un lavoro sul trasporto di particelle solide da fluidi in movimento (Cigna, 1961). Il prof. Gèze, che presiedeva la sessione, aveva così commentato alla fine della mia esposizione illustrata da diverse equazioni: "*Je remercie M. Cigna de son exposé qui fera réfléchir. J'ajouterais qu'il est tradition de considérer qu'une science n'existe pas que quand il y a des mathématiques. Nous trouvons les mathématiques en spéléologie: nous pouvons donc maintenant être rassurés*". A onor del vero, mi ero già cimentato fin dal 1956 con una trattazione della funzione di distribuzione della temperatura proprio nella grotta di Bossea (Cigna, 1958).

RICERCA SPERIMENTALE

La ricerca sperimentale attualmente viene condotta in diverse sedi secondo modalità proprie di ciascuna di esse come riportato qui di seguito.

■ Stazioni scientifiche

Queste sono sorte in diverse occasioni, perlopiù grazie all'impegno di singole persone. Quella della Grotta Doria, presso Trieste ha operato per parecchi anni accumulando lunghe serie di osservazioni. In tempi più recenti si possono citare la Stazione Scientifica della Grotta di Bossea (dal 1969) dotata di ottima strumentazione chimico-fisica che registra ormai da decenni portate, temperature, caratteristiche chimiche dell'acqua e, più recentemente anche concentrazioni di CO₂ e di radon, oltre ad altre osservazioni; quella della Grotta Novella nei gessi bolognesi (dal 1972) ove si sono portati e si portano ancora avanti studi sul concrezionamento carbonatico nelle grotte gessose e vi è anche un laboratorio biologico; infine quella della Grotta di Stiffe (dal 1993) con un monitoraggio in continuo di vari parametri in acqua ed in atmosfera.

■ Grotte turistiche

È superfluo ricordare in questa sede l'importanza delle grotte turistiche nello sviluppo delle ricerche. Infatti, non soltanto è stata smentita l'affermazione che una grotta turistica è una grotta persa per la scienza, ma addirittura questa affermazione è stata capovolta al punto che, di fatto, una grotta turistica consente molto sovente lo sviluppo di importanti ricerche.

Un caso emblematico, ma non unico, è quello della Grotta Grande del Vento, ora più nota come Grotta di Frasassi, che fin dal 1975, pochi mesi quindi dopo l'apertura al pubblico, ha avuto una Commissione Scientifica che ha coordinato innumerevoli ricerche di vario genere, oltre all'installazione e gestione di una rete di monitoraggio ambientale che ha avuto diversi sviluppi nel corso degli anni.

■ Altre iniziative

Sovente si tratta di raccolte di dati finalizzate a ricerche specifiche, in generale limitate nel tempo, che sono state condotte da istituzioni, sia accademiche sia di altro genere, nonché da singoli ricercatori.

ELABORAZIONE DEI DATI

Nei paragrafi precedenti era stata presa in considerazione la raccolta dei dati, che è fondamentale per la costituzione di banche di dati ma che non è sufficiente per assicurare lo svolgimento di una ricerca, come ora verrà illustrato.

- **Stazioni scientifiche**

Nella maggior parte dei casi le stazioni scientifiche hanno operato, secondo una tradizione consolidata, raccogliendo lunghe serie di risultati senza tuttavia passare alla successiva elaborazione. Bisogna comunque sottolineare gli aspetti positivi di queste raccolte che si differenziano, rispetto al passato, per la maggiore affidabilità dei risultati, grazie ad opportune stime degli errori associati alla misura, nonché al miglioramento della strumentazione impiegata.

Comunque le stazioni scientifiche hanno svolto in diverse occasioni un ruolo molto importante mediante l'organizzazione di convegni con la partecipazione di ricercatori provenienti anche da altri paesi.

- **Grotte turistiche**

Le commissioni scientifiche istituite presso diverse grotte turistiche, in generale hanno condotto anche all'elaborazione dei dati raccolti nell'ambito dei diversi filoni di ricerca. Viene confermato così il ruolo essenziale svolto dalle grotte turistiche nello sviluppo delle ricerche speleologiche.

- **Altre iniziative**

Società Speleologica Italiana

Il programma di attività della SSI da parecchi anni include soltanto sporadicamente aspetti scientifici. Infatti anche nel nostro paese la speleologia si è evoluta essenzialmente privilegiando l'aspetto sportivo dal momento che, come si è accennato in precedenza, le nuove tecniche di esplorazione su sola corda consentono lo svolgimento di spedizioni composte da poche persone, che possono così cimentarsi in imprese anche molto complesse.

Sotto questo punto di vista, la SSI ha delegato all'IIS tutti gli aspetti della ricerca scientifica in forza del fatto che l'IIS svolge le funzioni della Commissione Scientifica della SSI. Non si può, d'altra parte, non ricordare lo scarso interesse dimostrato da diversi anni dal Consiglio Direttivo della società nei riguardi della ricerca scientifica.

Istituto Italiano di Speleologia

In questo caso, pur senza seguire una qualche periodicità, l'IIS è stato promotore, o almeno ha funzionato da cassa di risonanza, delle uniche ricerche multidisciplinari effettuate in Italia nel campo del carsismo e della speleologia, che in molti casi poi sono poi culminate nella pubblicazione dei volumi delle gloriose "Memorie": dal 1982 al 2005 ne sono stati pubblicati 17 per un totale di poco meno di 3000 pagine. Nel contempo è continuata la pubblicazione de "Le Grotte d'Italia", altra testata storica della speleologia italiana, anche se attualmente vi siano dei ripensamenti sul ruolo da affidare alla rivista.

Altri

Esula dallo scopo di questa breve nota fare un censimento delle pubblicazioni con almeno un minimo indirizzo scientifico. Tuttavia si deve ricordare l'esistenza sia di alcune pubblicazioni occasionali sia di altre a carattere periodico che si distinguono nettamente dai semplici bollettini pubblicati da gruppi speleologici che rimangono invece di interesse quasi esclusivamente locale.

RICERCA TEORICA

In pratica questa è svolta esclusivamente da singole persone e non esiste una forma di coordinamento che vada di là dei contatti e dagli scambi di vedute tra questi singoli ricercatori. Se la qualità e l'importanza dei risultati raggiunti è sovente di buon o, addirittura, di ottimo livello, tuttavia la situazione è piuttosto precaria. Infatti qualsiasi iniziativa che sia legata di fatto ad una singola persona rischia di scomparire quando casualmente la persona in questione non sia più in grado di curarla.

Più volte si è auspicato un ruolo più incisivo da parte dell'IIS e della SSI, come è stato ancora discusso nella Tavola Rotonda a conclusione del 19° Congresso Nazionale di Speleologia svoltosi a Bologna nel 2003. Purtroppo a tutt'oggi queste raccomandazioni non sono state tradotte in pratica.

Un aspetto importante che è emerso recentemente, è stata l'importanza di attribuire il grado di accuratezza più opportuno alle misurazioni secondo gli scopi per i quali sono eseguite. La rilevazione dei parametri ambientali in grotta si è sviluppata soprattutto con l'intento di monitorare l'ambiente sotterraneo in modo da evitare rotture permanenti degli equilibri naturali.

A tal fine non erano necessari gradi di accuratezza e precisione molto elevati. Per esempio nel caso della misura di temperatura la valutazione del decimo di grado centigrado consentiva una stima affidabile della situazione in grado di rivelare sia derive inaccettabili che confronti con altre situazioni. Per ricerche specifiche sui meccanismi di particolari fenomeni è necessario assicurare gradi di accuratezza e precisione più elevati che, nel caso delle misure di temperatura sono del centesimo o anche del millesimo di grado centigrado.

Tutto ciò comporta una serie di complicazioni che vanno dall'influenza dell'operatore sulla misura alla deriva strumentale. Rimanendo sempre, a titolo d'esempio, alla misura della temperatura, i vecchi termometri a mercurio o ad alcol non presentavano derive strumentali apprezzabili che, al contrario, costituiscono l'aspetto negativo dei termometri elettronici, molto più maneggevoli in quanto consentono l'acquisizione automatica della misura facilitando qualsiasi successiva elaborazione dei dati.

Da tutto ciò discende la necessità di una scelta della strumentazione, molto accurata e specifica in funzione dell'utilizzo dei risultati, in modo da ottimizzarla evitando costi indebiti ma assicurando comunque le prestazioni indispensabili.

CONCLUSIONE

La situazione generale non è affatto rosea e non è di grande consolazione constatare che quanto osservato in Italia è presente, senza grandi differenze, anche in altri paesi. D'altra parte è quanto mai opportuno, se non addirittura indispensabile, dare un nuovo impulso alla ricerca scientifica in speleologia per non rischiare di ridurre in brevissimo tempo tutta l'attività speleologica esclusivamente alle imprese puramente sportive.

Nella Tavola Rotonda (2003) già citata in precedenza erano state approvate all'unanimità le seguenti due mozioni:

Mozione n. 1

I partecipanti alla Tavola Rotonda sullo "Stato della ricerca e dell'esplorazione scientifica e

speleologica: situazione e prospettive" tenutasi a Bologna a conclusione del 19° Congresso Nazionale di Speleologia,

tenuto conto

dell'attuale situazione della ricerca scientifica in speleologia,

auspicano

che l'Istituto Italiano di Speleologia adegui la propria struttura affinché, nell'ambito e con il congruo supporto della Società Speleologica Italiana, possa sviluppare la propria attività con un adeguato coordinamento di tale ricerca scientifica.

Mozione n. 2

I partecipanti al 19° Congresso Nazionale di Speleologia in ragione dell'importanza scientifica e del valore documentale dei congressi nazionali per lo sviluppo e la promozione della speleologia

auspicano

che i promotori del prossimo 20° Congresso Nazionale colgano gli auspici di una sempre maggiore e capillare diffusione delle conoscenze tra gli speleologi italiani riquilificando contenuti e le opportunità dei raduni nazionali speleologici.

L'adeguamento della struttura auspicato dalla prima mozione dipende ovviamente dai mezzi che si potranno reperire, tuttavia si potrebbe dar seguito ad una iniziativa a costo molto basso, o addirittura nullo, quale l'organizzazione con periodicità almeno annuale di incontri tra ricercatori dove vengano presentati e possano essere discussi i risultati delle loro attività.

Per rendere snella al massimo tutta l'organizzazione ci si dovrebbe limitare alla preparazione di un riassunto o di una presentazione in PowerPoint senza la stampa di atti. Anche questo materiale potrebbe essere distribuito in via informatica, contribuendo così al contenimento delle spese senza peraltro limitare troppo il contenuto. Il tema degli incontri potrebbe essere in generale lasciato libero, salvo il caso in cui si manifesti l'opportunità di approfondire un tema specifico.

La seconda mozione interesserà soprattutto gli amici della Sardegna, che si sono offerti di organizzare il 20° Congresso Nazionale, nonché tutti gli altri gruppi, affinché non si verifichino sovrapposizioni di manifestazioni diverse che provocherebbero una concorrenza indebita come purtroppo è già successo in passato.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV., 1973 - *Atti del Seminario di Speleogenesi*. Villa Monastero, Varenna, 5-8 Ottobre 1972. Le Grotte d'Italia, Bologna, Ser. 4, 4: 1-418
- Andrieux C., 1970/1972- *Contributton à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques*. I. *Instrumentation en climatologie souterraine*. Ann. Spéléologie, 25(2):444-490; II. *Aérodynamique souterraine*. Ann. Spéléologie, 25(2):491-529; III. *Évapo-condensation souterraine*. Ann. Spéléologie, 25(3): 531-559; IV. *Influence de la morphologie des galeries, de la form et de l'orientation des ouvertures sur le climat souterrain*. Ann. Spéléologie, 26(1):5-30; V. *Les bilans climatiques*. Ann. Spéléologie, 26(2): 367-386; VI. *Etude du climat de la grotte-laboratoire de Soulabé en Ariège (Cycle 1967-1968)*. Ann. Spéléologie, 27(1):5-77.
- Badino G., 1995 - *Fisica del clima sotterraneo*. Mem. Ist. Ital. Speleologia, Bologna, 7, s. II.
- Bock H., 1913 - *Matematisch-physikalische Untersuchung der Eishöhlen und Windhöhlen*. In: Simonys F. (Ed.), *Höhlen in Dachsyein*. Graz, Im Verlage des Vereines für Höhlenkunde in Österreich: 102-144.
- Bögli A., 1964 - Corrosion par mélange des eaux. Int. J. Spel., 1(1-2): 61-70.
- Cigna A., 1958 - *Prime ricerche meteorologiche nella grotta di Bossea (Cuneo)*. Atti VIII Congr. Naz. Speleol., Como 1956. Mem. IV, Rass. Spel. Ital., 2: 191-201.
- Cigna A.A., 1961 - *Solid Particle Transport by Fluid Streams*. Atti Simp. Int. di Spel., Varenna 1960. Mem. V(2) Rass. Spel. Ital.:268-276.
- Ford T.D. & Cullingford C.H.D. (Eds.), 1976 - *The Science of Speleologie*. Academic Press, London, New York, San Francisco: 1-593.
- Dryebrodt W., 1988 - *Processes in karst system physics, chemistry and geology*. Sprnger Verlag: 1-288.
- Kyrle G., 1923 - *Grundgriss der theoretischen Speläologie*. Wien, Österreichischen Staatdruckerei; 1-353.
- Roques H., 1964 - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique - eau - carbonate.). Ann. Spéléologie, 19(2): 255-484.
- Tavola Rotonda, 2003 - *Stato della ricerca e dell'esplorazione scientifica e speleologica: situazione e prospettive*. Atti XIX Congr. Naz. Spel., Bologna, 27-31 Agosto 2003, 2: 75-84
- Trombe F., 1953 - *Traité de spéléologie*. Payot , Paris: 1-376.

RAPPORTI FRA SPELEOGENESI ED ASSETTO GEOLOGICO STRUTTURALE, CON RIFERIMENTO AL CARSO CLASSICO TRIESTINO (ITALIA)

Luca Zini* & Franco Cucchi*

THE RELATIONSHIPS BETWEEN KARST FEATURES AND GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE KLASSICAL KARST OF TRIESTE (ITALY)

Summary

The Trieste karst is a relative old karst evolving since almost 10 million years: the initial superficial morphologies (planation surface which have evolved in the shape of polje system and deep collapse dolines) are hard to distinguish. The cavities maintain rare primary morphologies filled by deposits, breakdowns and concretions, which contemporarily modify other depths due to baseline level changes and to adaptations to tectonic movements.

The comparison between the structural setting of the rocks and development directions of the caves, confirms the strict influence caused by the geological-structural features on speleogenesis: the drainage network should have been prevalently conditioned by the highest slope of the stratification (sometimes modified by intersections following a similar direction between strata and fracture plains). As secondary influences regards the presence of “opened planes” and those related to intersection lines between opened plains due to tectonics or structural features.

Riassunto

Il Carso è in evoluzione da più di 10 milioni di anni: le originali morfologie superficiali sono di difficile riconoscimento e nelle cavità le morfologie primarie sono spesso decisamente mascherate dai successivi momenti di concrezionamento, di sedimentazione e di crollo. Se il condizionamento litologico in superficie è importante in profondità lo è ancor di più il sistema di superfici di discontinuità a diversa conducibilità idraulica. Condizionato dalla geometria spaziale delle discontinuità, dalla loro locale conducibilità idraulica sotto pressione, dall'effetto attrazione del sistema sorgentifero, dalla miriade di punti di assorbimento a diversa capacità, all'interno della piattaforma del Carso si è sviluppato un reticolo carsico ben gerarchizzato, diffuso tanto arealmente quanto in verticale, oggi in grado di far defluire in tempi rapidi le

• Studi supportati negli anni 1990-2005 da fondi M.U.R.S.T., C.N.R. – G.N.D.C.I., DiSGAM-UniTs, responsabili F. Cucchi e L. Zini.

* Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, Trieste University; Via E. Weiss 2, I – 34127 Trieste (Italy) - <http://www.units.it/~dipsgaem/>.

acque di infiltrazione. L'epikarst è intensamente carsificato, la zona vadosa e quella satura sono potenti e vaste, la zona di oscillazione ha estensione e potenza variabile in funzione della situazione geologica e della carsificazione locali.

Si vuole evidenziare come le morfologie superficiali del Carso Triestino, possono essere l'espressione delle diverse condizioni litologiche, stratigrafiche e tettoniche, che si sono venute ad instaurare e che queste condizioni sono con buona probabilità nell'ordine quelle che maggiormente hanno influito sulle attuali espressioni morfologiche e hanno condizionato la carsificazione epigea.

Quella ipogea vede invece nel quadro geologico strutturale il principale elemento morfogenetico, con direzioni di deflusso, guidate dalla geometria e dalla permeabilità delle superfici di discontinuità, secondo linee equipotenziali disposte in funzione del carico idrodinamico, cioè dei punti di ingresso e di uscita delle acque dal sistema. Il reticolo di cavità più o meno allargate dalla dissoluzione e più o meno gerarchizzato nel tempo è l'espressione dell'interazione fra assetto strutturale, evoluzione geodinamica, variazioni climatiche, assetto litostratigrafico.

Nel caso del Carso classico, decisamente un carso evoluto ed in fase di maturità, viste in particolare le modifiche alle forme ipogee primarie derivate da crolli e speleotemi e quelle alle forme superficiali per dissoluzione, inquadrare l'idrologia del Timavo ipogeo non è possibile senza aver definito al meglio l'entità e la geometria della carsificazione all'interno della compagine rocciosa che contiene il reticolo carsico. Si tratta di elementi la cui quantificazione e comprensione dipende essenzialmente dalla compiuta conoscenza delle caratteristiche geologiche, litologiche, strutturali, geodinamiche, ..., e geomorfologiche, tanto epigee che ipogee, doline, cavità, depositi di riempimento, ...

PREMESSA

Il modello speleogenetico proposto da Ford e Williams (1989) sulla base delle modellazioni di Ewers (1972) prevede una diffusione dell'incarsimento all'interno della massa rocciosa random, dato che finché non si ha uscita delle acque dal sistema, qualsiasi via di percolamento sotto pressione è buona. Solamente quando un punto o un'area divengono dreni importanti, all'interno della idrostruttura inizia una sorta di "gerarchizzazione" del reticolo di drenaggio carsico.

E' chiaro tuttavia che se la massa rocciosa non ha permeabilità omogenea la speleogenesi è soggetta ad una "casualità guidata", nel senso che sono le caratteristiche geologiche a "guidare" lo sviluppo delle forme epigee ed ipogee e a condizionare l'importanza delle vie di deflusso in progressivo ampliamento. La litologia controlla l'entità della dissoluzione ed il sistema di discontinuità guida le direzioni preferenziali di sviluppo; nel particolare poi il tipo di discontinuità interviene sulla gerarchizzazione per diversa idro-conducibilità.

E dato che la carsogenesi è fenomeno a sviluppo lentissimo, solo da un'attenta analisi delle forme primarie è possibile risalire ai condizionamenti geologico strutturali e stilare un graduatoria del loro contributo nel tempo: sono la corretta conoscenza dell'assetto geologico e strutturale dell'idrostruttura, l'analisi geomorfologica delle forme esterne (doline, essenzialmente) e delle forme interne (tutte le cavità note) a portarci a riconoscere i condizionamenti ed il loro ruolo.

Ancora, ricordando che il risultato della speleogenesi è una rete più o meno complessa di

¹ In tempi diversi ma sempre con lo stesso impegno, a queste ricerche hanno partecipato anche Giacomo Casagrande, Roberto Mandler, Enrico Marinetti, Michele Potleca, Anna Rossi.

dreni, le ipotesi speleogenetiche non possono contrastare le evidenze idrogeologiche: caratteristiche chimiche e geochemiche, comportamento idraulico delle acque ipogee, devono risultare compatibili con le ipotesi sulla carsificazione dell'idrostruttura. (Figura 1).

In tal senso, quanto si va facendo nel settore italiano del Carso Classico presso il Gruppo di Geomorfologia e Geologia Applicate e Cartografia Informatica (GGACI, <http://www.ggaci.units.it/>) del Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università di Trieste (DiSGAM-UniT, <http://www.units.it/~dipsgaem/>) può essere interessante e modello per studi simili¹.

CONDIZIONAMENTI GEOLOGICO STRUTTURALI

Il Carso è in evoluzione da più di 10 milioni di anni. Le originali morfologie superficiali sono di difficile riconoscimento: l'antica superficie d'abrasione (D'Ambrosi, 1971) si è evoluta in una serie di polje (Habic, 1984) di orientazione dinarica (NW-SE) che, conseguentemente all'abbassamento della superficie di base, il primo o il più importante presumibilmente avvenuto durante il Messiniano, si sono evoluti in un plateau su cui si sono impostate numerose doline di dissoluzione affiancate a frequenti doline di crollo.

Il plateau, che ha un'estensione di circa 600 km², può essere considerato un "carso maturo": è presente una gran varietà di forme carsiche epigee ed ipogee, di tutte le dimensioni, che sicuramente dal Pliocene ad oggi si sono sviluppate condizionate da litologia e tettonica. L'area non è sismica, ma non è distante da aree sismogenetiche come il Friuli ed il postumiese (Cucchi et Al., 1983a).

Caratteri geologici

Il Carso appartiene, per quanto attiene l'evoluzione geologica in senso lato, alla "piattaforma carbonatica carsico-friulana", propaggine settentrionale della "placca Adria" (Cucchi et Al., 1987). Dal punto di vista litologico, la piattaforma è data da una potente successione di rocce prevalentemente carbonatiche, di età da triassica nella zona di radice a eocenica al tetto della serie, sovrastata da una successione clastica quarzoso-feldispato-calcareo (Flysch). La successione presente nel Carso triestino, dai termini più antichi a quelli più recenti, è la seguente. (Figura 2).

CALCARI DI MONTE COSTE (Aptiano partim - Albiano partim)

Si tratta di calcari nerastri e grigio-scuro, compatti, lastroidi, talora bituminosi, fetidi alla percussione, a frattura subconcoide potenti complessivamente da 300 a 370 m. La stratificazione è netta con periodo da centimetrico a decimetrico; ha spessore variabile. Nella parte inferiore sono presenti lenti di dolomie; nella parte media livelli fossiliferi più o meno continui a requienidi poco potenti. Al tetto, sono presenti livelli di breccie monogeniche, con clasti nerastri angolosi, da millimetrici a centimetrici, in matrice grigia ed alternanze calcareo-dolomitiche.

Dal punto di vista geomorfologico a questi litotipi, compete una carsificabilità da media a medio-alta. Nell'unità si aprono numerose cavità e si sono formate numerose doline: data la stratificazione netta e frequente, è sede di carsismo diffuso, con morfologie in grande abbastanza morbide. Le doline sono subcircolari simmetriche, a fondo piatto e fianchi poco acclivi; frequenti sono le grize, più rari i campi solcati e le piccole forme. Le cavità hanno morfologia accidentata.

DOLOMIE DI RUPINGRANDE (Albiano superiore - Cenomaniano medio-inferiore)

Si tratta di dolomie grigio-chiare, cristalline, più o meno compatte; dolomie calcaree grigio-chiare; dolomie grigio-scure compatte, con laminazioni nerastre piano-parallele o irregolari; dolomie nere cristalline a grana minuta, spesso fetide alla percussione. Hanno frattura irregolare scheggiata, stratificazione netta a periodo solitamente decimetrico, talvolta metrico e sono scarsamente fossilifere (fantasmi di Gasteropodi). Sono presenti, alla base, livelli di breccie monogeniche e poligeniche con cemento dolomitico e clasti da dolomitici a dolomitico-calcarei angolosi, da millimetrici a decimetrici, più o meno compatte, a stratificazione spesso indistinta, talora a periodo da decimetrico a metrico. Al tetto sono poi presenti tasche di dolomiti e calcari micritici rosso-giallastri. Hanno spessore variabile da 300 m a 600 m ed affiorano caratterizzando i fianchi meridionali dei rilievi collinari che bordano l'altopiano carsico verso Nord-Est (Colizza et Al., 1989).

Dal punto di vista geomorfologico a questa unità compete nel complesso una carsificabilità molto bassa. I litotipi dolomitici sono poco solubili e danno spesso una coltre di alterazione superficiale terroso-sabbiosa. Alcune cavità e doline interessano peraltro l'areale di affioramento: le doline sono poco profonde, dai fianchi poco acclivi e fondo piatto, le piccole forme sono assenti, le cavità hanno morfologie dissolutivo-erosive molto interessanti.

CALCARI DI ZOLLA (Cenomaniano medio-superiore)

Si tratta di calcari nerastri, passanti nella parte superiore dell'unità a grigi, più o meno compatti, talora fetidi alla percussione; hanno frattura da irregolare scheggiata a subconcoide; stratificazione netta a periodo decimetrico. Alla base sono presenti alternanze calcareo-dolomitiche e livelli fossiliferi a radiolitidi e *Chondrodonta joannae*, talora in grado di originare piccole biocostruzioni. Ai calcari a radiolitidi seguono altri, grigi fango sostenuti, talora passanti a granulosostenuti, con forme planctoniche (foraminiferi e calcisphaerulidae).

L'unità ha uno spessore complessivo variabile da 30 m a 100 m ed affiora secondo una fascia che diviene sempre più ristretta da Monrupino a San Giovanni di Duino.

Si tratta di un'unità cui compete, dal punto di vista geomorfologico, complessivamente una carsificabilità da media a medio-bassa, viste anche le intercalazioni dolomitiche. Le doline sono piccole, poco profonde, dai fianchi poco acclivi. Le piccole forme sono sviluppate solamente là dove affiorano i termini superiori francamente calcarei, compatti e a stratificazione decimetrico-metrica; abbondanti sono invece le grize.

CALCARI DI BORGO GROTTA GIGANTE (Cenomaniano superiore – Maastrichtiano)

Il restante Cretacico superiore è caratterizzato da un notevole sviluppo delle comunità biologiche. La base della successione propone calcari grigio-chiaro granulo-sostenuti di rampa in cui si sviluppano le radiolitidi e compaiono le prime hippuritidi. Si tratta di calcari granulo sostenuti, chiari, con abbondanti radiolitidi, spesso in frammenti, nonché *Chondrodonta johanna* e *Neithea fleuriausiana*. Seguono calcari da grigio-chiaro a nerastri, talora molto fossiliferi, che hanno stratificazione massiccia, spesso indistinta, con periodo da decimetrico a metrico e frattura scheggiata. Sono presenti frequenti variazioni verticali e laterali a calcari grigi più compatti, talora nero-lamellari. Nella parte inferiore, sono particolarmente frequenti livelli fossiliferi a *Chondrodonta*, *Neithea*, *Acteonelle*, *Nerineidi*, *Coralli* ed *Echinidi*. Ben rappresentate sono le Radiolitidi, che a partire dal Turoniano sono associate a Hippuritidi. Nella parte superiore si individuano livelli fossiliferi a macroforaminiferi (*Keramosphaerina tergestina*), livelli e lenti a megabreccie poligeniche, con clasti da millimetrici a metrici (Breccia di Slivia) nonché fenomeni di paleocarsismo, tra cui una Breccia Bianco-rosea in lenti talora potenti anche decine di metri.

I fenomeni di paleocarsismo, ben visibili nelle sequenze peritidali del Carso Triestino orientale, consistono essenzialmente in lenti, sacche, livelli (potenti da alcuni centimetri ad alcune decine di metri), di breccie calcaree a cemento rossastro, o più raramente grigio e marrone, e di calcari rosati brecciati o biancastri microcristallini porcellanacei. Per inciso in uno di questi livelli sono stati riscontrati valori di radon decisamente elevati, a testimonianza di particolari momenti paleoambientali tardo-cretacici. Tuttavia sono stati anche rinvenuti depositi calcitici (pisoliti, gours e colate), collegabili agli speleotemi di una o più paleocavità tardocretacico-terziarie (Cucchi et Al., 1983b).

E' l'unità che chiude la successione cretacica ed affiora con maggiore diffusione in tutto il Carso con uno spessore variabile da 300 m a 1000 m. E' in questa unità, affiorante al centro dell'altipiano del Carso, che si sviluppano i fenomeni carsici più importanti ed estesi. L'altissima carsificabilità giustifica le numerosissime doline ampie e profonde dalle diverse morfologie (a piatto, a ciotola, di crollo, dai fianchi acclivi, con terre rosse o detriti al fondo, ecc.), i campi solcati estesi e ricchi di tutte le piccole forme possibili. Numerosissime le cavità, anche notevolmente sviluppate, con pozzi ampi e profondi, gallerie estese e vaste caverne; sono veramente abbondanti tutte le diverse morfologie ipogee, sia dissolutive che di deposito, tanto da meritare al territorio l'appellativo di "Carso classico".

CALCARI DI MONTE GRISA (Paleocene)

La parte daniana inferiore è caratterizzata da calcari neri e nerastri, fetidi alla percussione, spesso molto fossiliferi (alghe calcaree, tra cui Dasycladaceae e Characeae, foraminiferi e gasteropodi); sono più o meno compatti, a stratificazione netta e periodo centimetrico-decimetrico; la frattura è subconcoide. L'intervallo è preceduto da una ventina di metri di ripetute sequenze peritidali caratterizzate da breccioline basali, calcari fangosi subtidali scarsamente fossiliferi, calcari laminati, calcari stromatolitici, calcari con birds-eye e mud cracks e, talora paleosuoli rossastri. Seguono calcari grigi e nocciola chiari, molto fossiliferi (foraminiferi, tra cui Miliolidae, alghe e gasteropodi) attribuiti al Selandiano e le prime alveoline. La stratificazione è netta a periodo da decimetrico a metrico, la frattura è da scheggiosa a subconcoide.

Lo spessore della parte inferiore è da 60 m a 95 m, quello dell'intervallo superiore da 90 m a 350 m. Affiora con continuità lungo tutto il bordo meridionale dell'altipiano carsico triestino: verso occidente lo spessore si riduce e possono talora mancare alcune delle litologie.

A questa unità, dal punto di vista geomorfologico, compete una carsificabilità variabile, in funzione dei diversi litotipi che la caratterizzano: medio-bassa nei termini inferiori, medio-alta in quelli superiori. Abbondanti e varie le forme carsiche in grande ed in piccolo, oltre che quelle ipogee. Fra queste va segnalata la Grotta Impossibile, recentemente scoperta e di notevoli dimensioni.

CALCARI DI OPICINA (Thanetiano - Ilerdiano)

Seguono calcari grigio-chiari talora molto fossiliferi che, per la comparsa di foraminiferi conici porcellanacei, individuano il passaggio al Thanetiano e calcari da grigio-chiaro a grigio molto scuro, compatti, molto fossiliferi (foraminiferi, tra cui alveoline e nummulitidi, coralli, gasteropodi ed echinidi), da fango a granulo-sostenuti; la frattura è da scheggiosa a pseudoconcoide. Nella parte alta sono presenti, oltre a breccie e conglomerati calcarei molto compatti e potenti, calcari marnosi grigi e nocciola, con al tetto spesso diffusi noduli di selce. La stratificazione è talora indistinta, talora con periodo da decimetrico a metrico.

Lo spessore varia da 50 m a 450 m, e l'unità affiora con continuità secondo un articolato areale che da molto ampio in corrispondenza della terminazione sud-orientale si fa via via più ristretto verso Sistiana fino a scomparire.

Dal punto di vista geomorfologico a questa unità compete una carsificabilità media o medio-alta, evidenziata dalle numerose doline che in esso si aprono, dalle piccole forme este-

samente presenti, dalle profonde ed articolate cavità che in esso si sviluppano.

FLYSCH (Eocene inferiore e medio)

Formazione costituita da alternanza di livelli di marne ed arenarie con spessori variabili. La potenza delle marne è da millimetrica a centimetrica, quella delle arenarie da centimetrica a decimetrica, talvolta metrica. Le arenarie solitamente predominano, sono discretamente classate, con dimensione media dei granuli di 0.1mm circa. Sono quarzoso-feldispatiche a cemento carbonatico. Dal punto di vista geomorfologico a questa formazione compete una erodibilità da alta (là dove prevalentemente marnosa o sottilmente stratificata) a media (là dove predominano gli intervalli arenacei). Non è carsificata, è addossata alle pendici calcaree ed incisa, a tratti anche profondamente, da numerosi rii.

Dal punto di vista strutturale il Carso fa parte di un'ampia unità geologica detta "piattaforma di Comeno", caratterizzata da un'anticlinale debolmente asimmetrica con asse a direzione NW-SE (passante indicativamente per Doberdò del Lago -Italia-, Goriano, Sesana, M. Straza -Slovenia-), complicata da una serie di pieghe secondarie (ad asse sub parallelo a quello principale) e da alcune faglie. Di queste ultime, le principali sono orientate parallelamente alla struttura maggiore e dislocano parte dei fianchi individuando modesti graben e horst sub paralleli.

Il Carso triestino, costituisce il fianco meridionale dell'anticlinale caratterizzato da una flessura che verso SW presenta locali movimenti disgiuntivi. L'inclinazione degli strati ha valori medi compresi tra 10° e 30° verso SW, mentre lungo il margine dell'altopiano, nelle zone di Duino e Monte Grisa, gli strati diventano subverticali e, talora, rovesciati. (Figura 3). L'asse dell'anticlinale ruota debolmente in senso antiorario nella zona Monrupino - Basovizza, dove sono presenti alcune faglie trascorrenti con deboli rigetti orizzontali e verticali. Questa rotazione è accompagnata da una parallela rotazione della direzione delle giaciture e da una serie di blande ondulazioni che preludono verso SE alle complicazioni plicative e disgiuntive della Val Rosandra e della zona di Pese (Slovenia).

Dal punto di vista geomorfologico in senso lato quindi, il Carso è un areale in cui le rocce affioranti avevano ed hanno carsificabilità variabile e in cui le sollecitazioni tettoniche hanno nel tempo variamente plicato e dislocato l'idrostruttura generando all'interno della massa rocciosa una successione di piani di discontinuità variamente beanti.

CONDIZIONAMENTI SULLA MORFOLOGIA SUPERFICIALE

Volendo evidenziare come le tipiche morfologie superficiali del Carso Triestino possono essere l'espressione delle diverse condizioni tettoniche, litologiche e stratigrafiche che si sono venute ad instaurare e che queste condizioni sono, con buona probabilità nell'ordine, quelle che maggiormente se non unicamente, hanno influito sulle attuali espressioni morfologiche, si è avviato un complesso insieme di ricerche (Cucchi & Zini, 2002a).

A fianco dei classici rilevamenti geologici di dettaglio, dalle foto aeree sono state ricavate le principali lineazioni osservabili ed è stato considerato l'assetto spaziale dei piani di discontinuità. (Figura 4). Parallelamente all'analisi geomorfologica dei sistemi ipogei presenti nel Carso triestino si è svolta infatti una campagna di rilevamento delle caratteristiche geo-struttu-

² Oltre alle stazioni rilevate dagli autori, dati utili sono venuti dai lavori di tesi di Cristiano Bresich e Franca Finiocchiaro.

rali e geo-meccaniche. Sono state assunte un decina di migliaia di giaciture di piani di discontinuità concentrate in 96 stazioni di misura dell'assetto spaziale dei piani di discontinuità distribuite uniformemente sul territorio, di modo che fossero rappresentative dell'assetto strutturale della totalità dell'area in esame. Per ogni stazione, sono state valutate le direzioni delle famiglie di piani rilevati con frequenze massime².

I dati così elaborati, possono essere messi a confronto con i diagrammi delle progressioni di sviluppo, consentendo alcune ipotesi sui condizionamenti geologici nella speleogenesi e nello sviluppo delle cavità.

Sulla base di rilievi geomorfologici ed utilizzando la cartografia a piccola scala (Carta Tecnica Regionale Digitale, alla scala 1:5.000) si è analizzata la distribuzione areale delle doline che si aprono nei circa 200 km² di Carso triestino ed isontino, ottenendo una carta di isodensità delle depressioni. (Figura 5). Si tratta di quasi 4000 doline, fra le quali circa 400 con diametro maggiore di 100 m, 1600 con diametro compreso tra 50 e 100 m, 1900 di dimensioni inferiori ai 50 m. Circa il 10 % della superficie è rappresentata da doline, che hanno la loro massima densità nel settore isontino e nel settore di Basovizza - Monrupino, ove affiorano i carsificabilissimi calcari di Borgo Grotta Gigante a giacitura prevalentemente suborizzontale o comunque poco inclinata. E' nei litotipi dolomitici che la densità di doline è minima (da 20 a 30 doline al km²).

Sono poi state prese in considerazione le 48 doline di dimensioni maggiori, cercandone il modello genetico e quantificando i rapporti fra profondità delle doline e la loro apertura, parametro che secondo Bondesan, Meneghel & Sauro (1992) è utile alla distinzione dei modelli genetici (Andriani et Al., 2001). In sintesi a questo proposito si può osservare che il 75% delle doline (36 su 48) il valore H/D è compreso fra 0,10 e 0,15, ma che ciò non significa automaticamente definirne il modello genetico, in quanto alcune doline di soluzione (12 su un totale di 48) presentano un valore del rapporto H/D diverso rispetto a tutte le altre. Inoltre anche le doline di crollo hanno valori del rapporto profondità/diametro molto diversi. Le grandi doline sono relativamente simmetriche ma gli elementi di asimmetria sono condizionati da superfici di discontinuità subverticali orientati prevalentemente N-S e subordinatamente NE-SW e E-W.

CONDIZIONAMENTI SULLA SPELEOGENESI

Dato che la genesi e lo sviluppo della carsificazione ipogea, nella fase preliminare della speleogenesi ma ancor di più nella fase giovanile, sono notevolmente influenzati anche dalla disposizione spaziale delle superfici di discontinuità della massa rocciosa carsificabile, sono state analizzate in modo sistematico tutte le cavità che si sviluppano all'interno del Carso triestino valutando inizialmente circa 2400 dei 3000 rilievi topografici delle cavità archiviati presso il Catasto Regionale del Friuli Venezia Giulia. Si sono prese in considerazione solamente un terzo delle cavità catastate (quelle ritenute significative dal punto di vista geomorfologico per estensione) che sono state suddivise in cavità a prevalente sviluppo orizzontale (gallerie o sistemi complessi) ed in grotte verticali (pozzi).

In definitiva sono state prese in esame solo 137 cavità lunghe almeno 20 m e 610 pozzi aventi profondità di almeno 10 m, scartando numerosi rilievi aventi evidenti imprecisioni. Le cavità orizzontali, sulla base delle piante, delle sezioni e delle osservazioni geomorfologiche riportate durante alcune esplorazioni in poche cavità scelte a rappresentative, sono state trasformate in una spezzata di segmenti orientati, che corrispondono in linea di massima alle direzio-

ni di massima pendenza seguite dalle acque durante la fase giovanile di genesi della cavità. Per quanto riguarda i pozzi, sempre sulla base dei rilievi e delle osservazioni geomorfologiche riportate durante le esplorazioni, si sono individuate le direzioni strutturanti lo sviluppo della cavità. (Figura 4).

Le progressioni di sviluppo sono state definite utilizzando un protocollo informatico standard che prende in considerazione tratti orientati (in pratica i vettori rappresentativi) delle cavità. Sulla base dei rilievi si sono caratterizzati i vettori rappresentativi (definiti da direzione, inclinazione, verso e lunghezza) cercando le morfologie primarie spesso mascherate da successivi momenti di concrezionamento, sedimentazione e crollo (Cucchi & Zini, 2002b).

Sono stati in definitiva elaborati i dati di 747 cavità, per un totale di 41.487 metri di sviluppi orientati, dei quali 25.260 metri rappresentanti le 137 grotte a prevalente sviluppo orizzontale più importanti e sviluppate e 16.227 metri rappresentanti i 610 pozzi presi in considerazione. I dati relativi ai “tratti orientati” delle cavità, sono stati inseriti in un programma di calcolo che li ha elaborati in diagrammi stellari, che riportano la percentuale di sviluppo (intesa come somma delle lunghezze per le grotte orizzontali e come profondità per i pozzi) nelle diverse direzioni.

Dall’analisi delle progressioni di sviluppo si può rilevare la differenza tra le progressioni di sviluppo delle grotte ad andamento orizzontale e quelle relative ai pozzi: oltre il 20% dei pozzi (130 su 600) è strutturato secondo una direzione Nord-Sud (complessivamente più di 4 km sui 16 km complessivi) e solo in subordine si riconosce importanza ai piani NNE-SSW, NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e E-W, direzioni che appartengono a numerose delle famiglie di discontinuità evidenziate nei diagrammi strutturali. (Figura 4).

Le cavità a prevalente andamento orizzontale, mostrano invece maggiore dispersione, distribuendosi abbastanza uniformemente, seppur con alcuni massimi, secondo le direzioni NNE-SSW, NE-SW, NW-SE, WNW-ESE.

Dato che sulle base delle caratteristiche geomorfologiche d’insieme (Zini, 1997), dei risultati di alcuni recenti studi sulle lineazioni (Mandler, 1992) e sull’applicazione del metodo di predizione delle direzioni preferenziali di drenaggio ipogeo, noto come “metodo Eraso” (Eraso et Al., 1995) risulta che l’altopiano del Carso triestino può essere suddiviso in cinque aree dalle caratteristiche strutturali e morfologiche “uniformi”, si è quindi suddivisa l’area in esame in cinque zone che vedono negli abitati di Duino, Aurisina, Monrupino, Basovizza e Botazzo l’ideale centro. (Figura 7).

Si riscontra come ognuna delle cinque zone sia caratterizzata da una certa omogeneità nelle direzioni di sviluppo dei sistemi ipogei prevalentemente orizzontali, direzioni che hanno una buona corrispondenza con i maggiori sistemi di discontinuità locali.

Oltre il 50% delle cavità della “zona di Duino” (D, D1 e D2 in figura 4 e 7) si sviluppa nel terzo quadrante verso SW e subordinatamente verso W e SSW.

Nella “zona di Aurisina” (A, A1 e A2 in figura 4 e 7) le grotte si sviluppano soprattutto verso SW e SSW, direzioni che compaiono ripetutamente anche come massimi di frequenza nei diagrammi strutturali.

Nella “zona di Monrupino” (M in figura 4 e 7) il diagramma delle progressioni di sviluppo mette in evidenza una certa dispersione delle direzioni di sviluppo preferenziale, anche se si nota una prevalenza per le direzioni comprese nel secondo (ESE) e terzo quadrante (SW e W).

³ Dai rilevamenti geomorfologici in cavità per la redazione delle tesi di Paolo De Curtis e Licoris Tonicinich.

⁴ Dai rilevamenti geomorfologici in cavità per la redazione della tesi di Luca Visintini.

Nella “zona di Basovizza” (B, B1 e B2 in figura 4 e 7) la direzione preferenziale è verso SE con la direzione NW subordinata. Va rilevato al proposito che le direzioni SE e NW corrispondono a quelle di maggior probabilità evidenziate a suo tempo con il “metodo Eraso” e che nell’area si aprono la grotta Skilan e la Grotta Impossibile che influenzano il quadro speleologico locale (in cui sono stati rilevati 8.850 metri di cavità, il 35% del totale).

La “zona della Val Rosandra” (VR in figura 4 e 7) ha assetto geologico diverso dalle altre zone dell’altopiano del Carso e si differenzia quindi anche per quanto riguarda le direzioni di sviluppo: quelle verso N e NE sono le più importanti assieme a quelle verso E, SSE, SW, che trovano ottima correlazione con i diagrammi strutturali (sia le direzione N che NE corrispondono a quelle evidenziate con il metodo Eraso).

Le cavità più interessanti dal punto di vista evolutivo

A questo riguardo, dopo le recenti scoperte, tre sono le cavità più interessanti, tutte ubicate nel settore sud orientale (plateau di Basovizza e Val Rosandra) del Carso triestino.

La più estesa è la grotta Claudio Skilan (dintorni di Basovizza, in parte ancora in esplorazione), che ha 6,4 km di sviluppo totale e 380 m di profondità (il che la porta praticamente a livello del mare). Si sviluppa in un’area nella quale affiorano calcari di Borgo Grotta Gigante, di Monte Grisa e di Opicina, intersecando al momento direttamente solo le prime due unità.

La grotta, nel suo complesso, mantiene una direzione di sviluppo abbastanza costante secondo la direzione SE-NW, direzione che è perpendicolare alla giacitura della stratificazione. Le più recenti esplorazioni stanno mettendo in luce tuttavia anche estesi tratti a direzione N-S.

Nell’analisi morfostrutturale della cavità, sono da considerare in particolare le differenze di dimensione fra gallerie “alte” e gallerie “basse”, l’impostazione su piano di faglia di queste ultime, i profondi pozzi che o collegano le gallerie, o interrompono la galleria principale o rappresentano punti di “nodo” e di connessione con gallerie trasversali. Mentre le gallerie superiori, si sviluppano secondo i piani della stratificazione, quelle inferiori sono condizionate da alcune faglie tra le quali una a direzione NW-SE, inclinata di 70° verso NE, che ne struttura buona parte dello sviluppo³.

Gli intensi fenomeni di carsismo che interessano tutta l’area nella quale si sviluppa la cavità, non consentono di riconoscere evidenze superficiali dell’assetto tettonico-strutturale riconosciuto in grotta. Il confronto fra le progressioni di sviluppo e distribuzione delle discontinuità nei pressi della cavità conferma che l’assetto strutturale della massa rocciosa condiziona lo sviluppo dei vani ipogei. Dai diagrammi, si evidenzia che i sistemi di fessurazione principali sono quelli SE/SSE-NW/NNW, picco maggiore nel diagramma delle progressioni di sviluppo, e NE-SW, direzione su cui fra l’altro è impostato il pozzo di 140 m.

L’Impossibile si apre interamente nei calcari terziari, puri e compatti fra le quote 350 e 250 m. Nell’area, gli strati calcarei si piegano a ginocchio e si suddividono a volte intensamente per formare il fianco meridionale dell’Anticlinale del Carso (qui orientato NW-SE) che a sua volta sovrascorre sulle assise silicoclastiche del Flysch di Trieste. La cavità, scoperta durante lavori stradali nel 2005 ed ancora in esplorazione (al momento ha uno sviluppo complessivo dichiarato di 2.200 metri), è ubicata a poche centinaia di metri dal contatto calcari-flysch; le grandi caverne si sviluppano in direzione E-W (a 45° rispetto il crinale), il reticolo di gallerie minori è strutturato secondo direzioni NW-SE, in superficie le forme carsiche sono poche, minute e banali.

Sono probabilmente le aumentate capacità drenanti degli interstrati lungo l’asse della piega

ad aver condizionato inizialmente la speleogenesi, anche se non vi è concordanza direzionale fra discontinuità oggi aperte e cavità. Consta di una ampia galleria che dà su una immensa sala nella quale confuiscono alcuni rami "secondari", gallerie interessate da piccole sale di crollo e pozzi. Grandi gallerie e sala sono strutturate su due famiglie di fratture subverticali (a giacitura 60° - 70° / 80° e 130° - 140° / 80°) che conferiscono ai vani una generica direzione verso Est (complessivamente circa 500 m di lunghezza); gli altri rami hanno uno sviluppo complessivo superiore ai millecinquecento metri e sono impostati prevalentemente su fratture molto inclinate (da 60° a 70°) a giacitura 145° - 155° e quindi indicano antiche direzioni di deflusso verso SE⁴.

Anche il sistema "Grotta Oniria_Savi - Grotta delle Gallerie - Grotta Martina Cucchi - Fessura del Vento" si sviluppa nei calcari terziari sul versante destro della Val Rosandra tra le quote 350 e 150 m per almeno 7,5 km. L'area in cui si aprono le cavità ha caratteristiche geologiche ben diverse da quelle dell'altopiano carsico e, dal punto di vista strutturale, è molto simile all'assetto dell'Istria nord orientale (Cicarija). Rappresenta una zona di intensi sforzi tettonici, che hanno dato origine ad una serie di sovrascorrimenti complicati da faglie. Inoltre, in tutta la Val Rosandra, si rilevano indizi di movimenti recenti che sembra abbiano condizionato e condizionino ancora sia le morfologie esterne (rottture di pendenza e variazioni di direzione lungo il corso del torrente Rosandra), che ipogee. Il complesso ipogeo, è costituito da una serie di gallerie poco inclinate, interrotte da pozzi di piccole dimensioni e da ampie sale interessate da imponenti crolli che interconnettono le diverse gallerie. A catasto, oggi sono 3.100 i metri di sviluppo complessivo dichiarati per la Savi-Oniria e 2.600 quelli competenti alla Fessura del Vento; 760 metri caratterizzano la Martina, circa 250 la Grotta delle Gallerie.

Sulla base dei rilievi topografici, si è rappresentato il complesso ipogeo secondo il modello delle "progressioni di sviluppo", in diagrammi stellari e questi sono stati confrontati con l'assetto strutturale rilevato all'interno delle cavità e con quello rilevato in superficie (Cucchi et Al., 1998).

Si nota come l'intero sistema ipogeo sia condizionato dall'assetto strutturale della massa rocciosa: le progressioni di sviluppo evidenziano come le cavità si sviluppino preferenzialmente secondo direzioni N-S cioè quella dei piani più frequenti rilevati sia nelle stazioni di misura in superficie che all'interno delle grotte. Sviluppi secondari sono verso NE, il verso dei maggiori sovrascorrimenti che portano i calcari sulle marne ed arenarie del Flysch; verso ESE, il verso di alcuni piani di faglia inversi; e verso SE, NE e ENE, piani con picchi di massima frequenza rilevati nelle stazioni strutturali in superficie.

Va ancora tenuto presente che la recente scoperta della Lazzaro Jerko, una cavità profonda più di 300 metri che raggiunge il livello di base ed interseca un ramo importante del Timavo ipogeo, ha portato nuova luce alle ipotesi sullo sviluppo del carsismo ipogeo nel Carso classico. La cavità infatti, come il vicino (circa 3.5 km in linea d'aria) Abisso di Trebiciano, consiste in una serie di vani verticali mediamente concrezionati, spesso interessati da crolli, che si sviluppano nella successione calcarea e calcareo-dolomitica triestina per alcune centinaia di metri fino ad intersecare un'ampia galleria dalla sezione decisamente evoluta e sul cui fondo, a quota 4/6 m s.l.m., scorre un ramo del fiume con portate minime stimate in alcuni metri cubi secondo.

La galleria, alta quasi 50 metri, è tutta scavata nelle assise dolomitiche e dolomitico calcaree cretache localmente ben stratificate, a giacitura suborizzontale, ma quel che più conta

anche gli ultimi 130 metri di pozzi si sviluppano interamente in rocce dolomitiche. Questo significa che il corso d'acqua non scorre sulle dolomie ma nelle dolomie (Cucchi et Al., 2001; Cucchi & Zini, 2002b).

Anche la Caverna Lindner, sul fondo dell'Abisso di Trebiciano, e le gallerie connesse, lungo le quali a quota 12 m s.l.m. scorre un ramo del Timavo (viste le caratteristiche idrodinamiche geochimiche e chimiche quasi sicuramente lo stesso ramo che si ritrova alla Lazzaro Jerko), si aprono interamente in rocce dolomitiche. E il limite fra l'unità dolomitica e i sovrastanti calcari di Zolla è posto a quota 160 m s.l.m. e ci vogliono ben 75 metri di pozzi in dolomia prima di giungere alla volta della sala alta una ottantina di metri. (Figura 8).

Indagini speleosubacquee e scandagli evidenziano la presenza di vani, dal fondo ingombro di depositi di crollo ed alluvionali, allagati fino a 20 metri di profondità nell'Abisso di Trebiciano e fino a 8/9 metri alla Lazzaro Jerko; ciò indica un approfondimento nei termini dolomitici che raggiunge, in questo tratto di Timavo ipogeo, almeno i 10 metri sotto il livello del mare attuale. Giova ricordare che in corrispondenza delle risorgive, meno di 20 km a NW, la profondità finora accertata delle gallerie allagate, qui però interamente in carsificabilissimi calcari, è di -83 m s.l.m.

CONSIDERAZIONI FINALI

Il confronto tra l'assetto strutturale della massa rocciosa e le progressioni di sviluppo delle cavità, metodo convalidato anche dalle analisi sul campo, oltre a confermare lo stretto condizionamento imposto dalle caratteristiche geologiche e geostutturali sulla speleogenesi nel Carso triestino, porta ad ipotizzare per i pozzi, una genesi ed un'evoluzione lungo i piani subverticali più aperti tra quelli presenti nella compagine rocciosa ed in particolare lungo i piani N-S. Ciò fa supporre che, nel momento di incarsimento in condizioni vadose (falda bassa e ampia zona areata, epikarst in evoluzione), prevalessero spinte N-S, le sole in grado di aprire a "becco di flauto" le fratture, consentendo movimenti di acque ed aria all'interno della massa rocciosa.

Dato che i pozzi tagliano o complicano i tratti di cavità suborizzontali o poco inclinate, è da supporre che si tratti di morfotipi giovani, generatisi dopo che nell'idrostruttura si era instaurato il reticolo di drenaggio e di deflusso generale. Questo si era probabilmente sviluppato con vani che favorivano il deflusso delle acque nella direzione da NE a SW, ma che avevano frequenti divagazioni in altre direzioni.

Il reticolo in questione dovrebbe aver avuto come fattore di condizionamento prevalente la stratificazione (in genere la massima pendenza, spesso localmente modificata da intersezioni fra piani di strato e piani di frattura a direzione simile). Condizionamenti secondari, talvolta prevalenti, sono da considerare quelli relativi alla presenza di "piani aperti" o di linee di intersezione di piani aperti per cause tettoniche o strutturali.

Le morfologie carsiche superficiali, così come oggi si possono osservare, sono il risultato dei condizionamenti litologici ed in parte minore di quelli tettonico-strutturali: la massima pendenza della stratificazione e le intersezioni dei "piani aperti" per cause tettoniche, non hanno in genere importanti risultanze sulle morfologie superficiali.

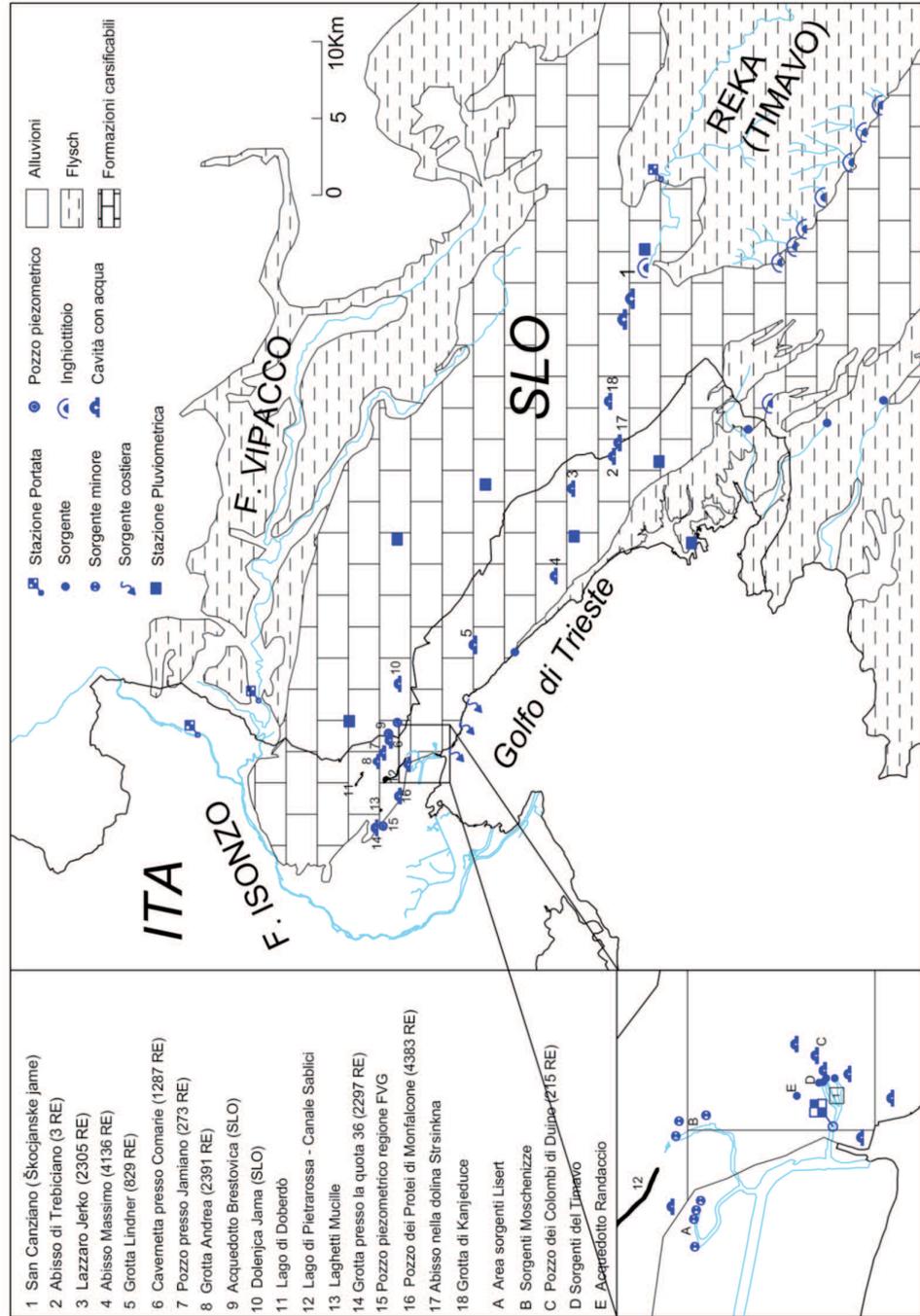
Lo sviluppo preferenziale delle cavità invece dovrebbe essere il risultato dei condizionamenti strutturali e quasi mai di quelli litologici. Il ruolo della morfologia superficiale sulla speleogenesi, diversamente da quanto affermato nel passato (D'Ambrosi, 1971; Marussi, 1975; Maucci, 1960; Mosetti, 1989), risulta ininfluente. Sono solo le morfologie superficiali ad assumere nel tempo forma legata più alla litologia che all'assetto strutturale e geomeccanico.

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE (lavori citati nel testo)

- Andriani F., Cucchi F., Marinetti E., Zini L., (2001): **Doline di crollo e doline di dissoluzione nel Carso triestino**. *Studi Trentini di Scienze Naturali – Acta Geologica*, v. 77 (2000), pp. 119-126, Trento 2001.
- Bondesan A., Meneghel M., Sauro U. (1992): *Morphometric analysis of dolines*. *International Journal of Speleology*, XXI (1-4), pp. 1-55.
- Casagrande G., Cucchi F., Zini L. (2005): **Hazard connected to railway tunnel construction in karstic area: applied geomorphological and hydrogeological surveys**. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 5, Num. 2, 2005, pp 243-250.
- Colizza E., Cucchi F., Ulcigrai F. (1989): **Caratteristiche geolitologiche e strutturali del "Membro di Rupingrande" della "Formazione dei Calcari del Carso Triestino"**. *Boll. Soc. Adr. di Sc. Nat.*, vol. LXXI, 21°ns, 29-46.
- Cucchi F., Forti P., Forti F. (1983a): **Movimenti recenti nel Carso triestino da analisi di concrezioni stalagmitiche**. *Geogr. fis. dinam. quat.*, 6, 43-47.
- Cucchi F., Forti F., Forti P. (1983b): **I paleodepositi di riempimento della "Grotta dell'ultimo Dinosaurio" (TS)**. *Atti e Memorie della Comm. Grotte "E. Boegan"*, Vol. XXIII (1983): 35-46.
- Cucchi F., Pirini Radrizzani C., Pugliese N. (1987): **The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy)**. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, Vol. XL (1987), 35-44.
- Cucchi F., Forti F., Marinetti E. (1995): **Surface degradation of carbonate rocks in the Karst of Trieste (Classical Karst, Italy)**. In *Karren Landforms*, Joan J. Formos i A. Ginés Ed. Palma, 1995, 41-51.
- Cucchi F., Potleca M., Zini L. (1998): **Origin and development of cave system in the Rosandra Valley (Classical Karst – Italy)**. *Acta Carsologica*, Vol. 27/2, 1998, 63-74, Ljubljana.
- Cucchi F., Forti P., Marinetti E. & Zini L. (2000): Recent developments in knowledge of the hydrogeology of the "Classical Karst". *Acta Carsologica*, 29 (1-4), 55-78, Ljubljana.
- Cucchi F., Casagrande G., Manca P., Zini L. (2001): **Il Timavo ipogeo tra l'Abisso di Trebiciano e la Grotta Meravigliosa di Lazzaro Yerko (Carso Classico triestino, Italia)**. *Le Grotte d'Italia*, s. V, 2 (2001), 39-48, Iesi.
- Cucchi F., Zini L. (2002a): **Carta geomorfologica e strutturale del Carso Triestino alla scala 1:50.000**. *Field Excursion Guide of the Third Int. Congr. "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology" - EMMM'2002*. Ed. J. Hohenegger, R. Melis, P. Pervesler, N. Pugliese, 45 pp., Trieste.
- Cucchi F., Zini L. (2002b): **Considerations on the speleogenesis in the Trieste Classical Karst**. *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (2002), 481-486, 5ff.
- Cucchi F., Marinetti E., Potleca M., Zini L. (2002): **Influence of geostructural conditions on the speleogenesis of the Trieste Karst (Italy)**. *Geologica Belgica 2001*, 4/3-4: 241-250, Brussels..
- D'Ambrosi C. (1971): **Sulle attuali vedute riguardo l'evoluzione del Carso di Trieste, dopo la genesi della superficie di spianamento Cattiano-Langhiana**. *Atti e Mem. C.G. E.Boegan*, vol. X, 29-43, Trieste.
- Eraso A., Cucchi F., Fernandez J., De la Orden J.A., Torelli L. (1995): **Application of the directional prediction method to the drainage of the Reka-Timavo underground river**. *Acta Carsologica*, XXIV (1995), 187-202, Ljubljana.

- Ewers R.O. (1972): **A model for the development of subsurface drainage routes along bedding planes.** *University of Cincinnati, M. Sc. thesis, 84 pp.*
- Ford D.C., Williams P.W. (1989): **Karst Geomorphology and Hydrology.** Ed. Unwin Hyman Ltd, 601 pp., Cambridge.
- Habic P., (1984): **Relief units and structural lines on Classical Karst.** *Acta Carsologica, XII (1983), 3-26, Ljubljana.*
- Mandler R. (1992): **Aspetti geologico-strutturali del Carso Triestino.** *Tesi di Laurea inedita, Trieste.*
- Marussi A. (1975): **Geomorphology, Paleohydrography and Karstification in the Karst of Trieste and Upper Istria.** *Steirische Beitrage zur Hydrogeologie, 27, 45-63, Graz.*
- Maucci W. (1960): **Evoluzione geomorfologica del Carso triestino successiva all'emersione definitiva.** *Boll. Soc. Adr. di Sc. Nat., vol.LI, 127-148, Trieste.*
- Mosetti F. (1989): **Il carsismo e l'idrogeologia carsica.** *Quad. E.T.P., n.6, 159 pp., Udine.*
- Zini L. (1997): **Carsogenesi del Carso Triestino.** *Tesi di Laurea inedita, Trieste.*

Figura 1
"Punti acqua" nel Carso classico (modificata da Casagrande et AL., 2005)



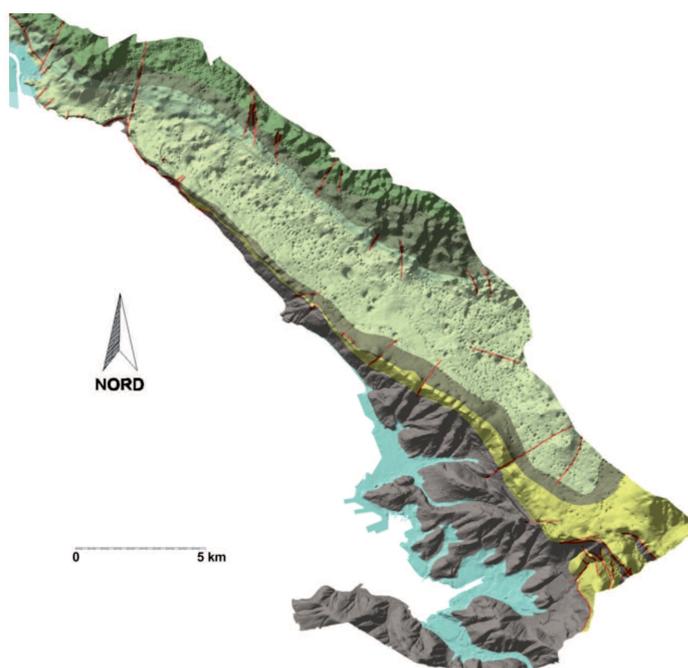


Figura 2

Carta geologica del Carso triestino (modificata da Cucchi et Al, 1987)

Modello tridimensionale del Carso triestino con gli areali di affioramento delle diverse unità litostratigrafiche. Si noti come le doline sono particolarmente frequenti all'interno dell'unità prettamente calcarea dei Calcari di Zolla e di Borgo Grotta Gigante (verde pallido) e come i rilievi collinari caratterizzano gli affioramenti delle dolomie di Rupingrande (verde oliva) e dei calcari di Monte Coste (verde scuro). In verde grigio i calcari paleocenici di Monte Grisa, in giallo i calcari terziari di Opicina, in grigio il Flysch. In celeste i depositi alluvionali del Quaternario.

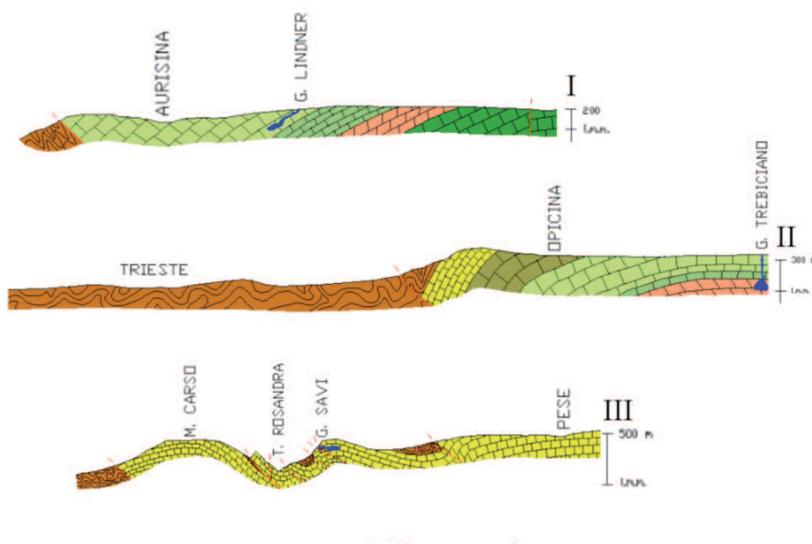


Figura 3

Sezioni geologiche del Carso triestino (da Cucchi & Zini, 2002a)

Tre sezioni geologiche trasversali all'asse dell'*Anticlinale del Carso* ad illustrazione dell'assetto strutturale del Carso triestino. In marrone il Flysch, in giallo l'unità dei calcari di Opicina, in verde oliva i calcari di Monte Grisa, in verde chiaro quelli di Borgo Grotta Gigante, in verde i calcari di Zolla, in rosa le dolomie di Rupingrande, in verde scuro i calcari di Monte Coste.

Cavità importanti (in blu la Lindner, l'abisso di Trebiciano, la Savi-Oniria) si sviluppano in tutte le unità, condizionate più dalla tettonica che dalla litologia.

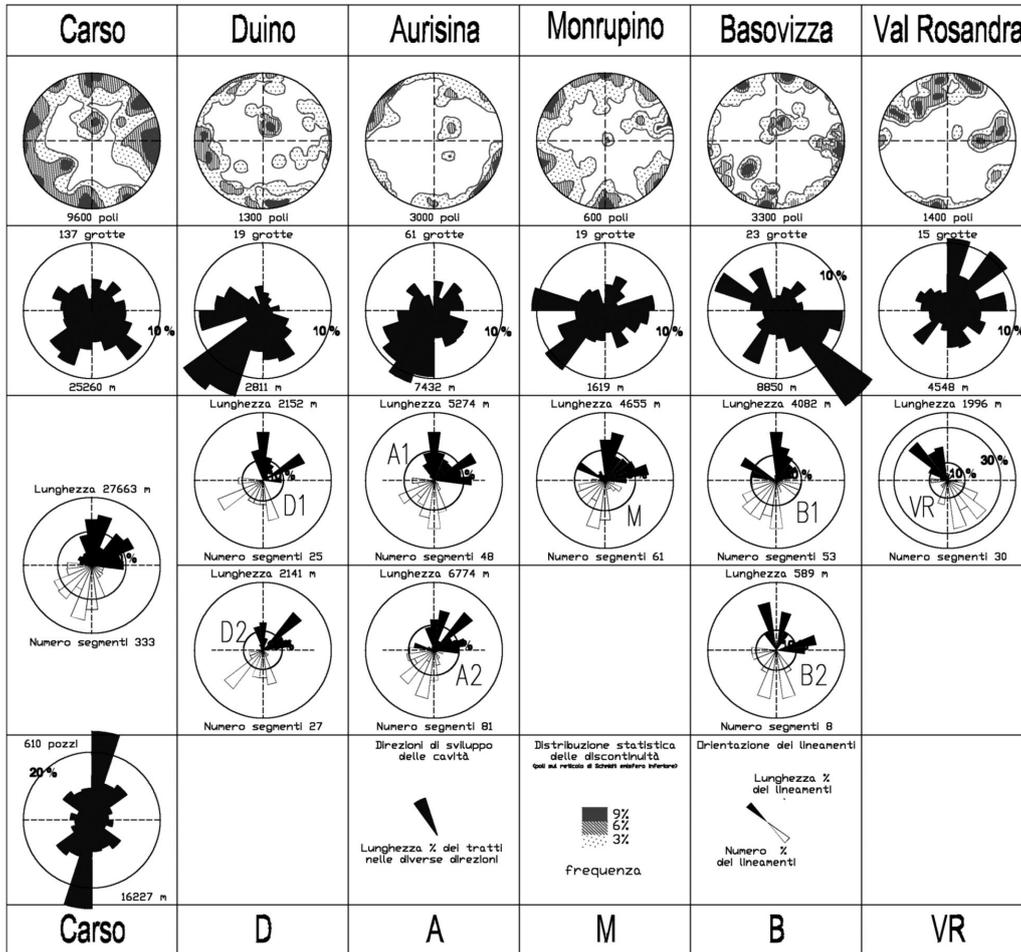


Figura 4 (modicata da Cucchi & Zini, 2002a)

Schema dei rapporti fra andamento delle cavità ed assetto strutturale nel Carso triestino.

Nella prima riga l'assetto spaziale delle superfici di discontinuità espresse come aree di equal frequenza dei poli sul reticolo di Schmidt, emisfero inferiore. Sono riportate 9600 giaciture assunte in 96 stazioni. Nella seconda riga i diagrammi delle progressioni di sviluppo delle cavità prevalentemente suborizzontali o poco inclinate: i dati sono relativi a 25.260 metri rappresentanti le 137 grotte più importanti e sviluppate. Nella terza e quarta riga i diagrammi stellari relativi ai lineamenti riconosciuti dalle foto aeree: 333 lineazioni per un totale di 27.633 metri lineari. Nella prima casella della quinta riga il diagramma delle progressioni di sviluppo dei pozzi: 610 per complessivi 16.227 metri di sviluppo praticamente verticale. Nelle altre caselle la Legenda.

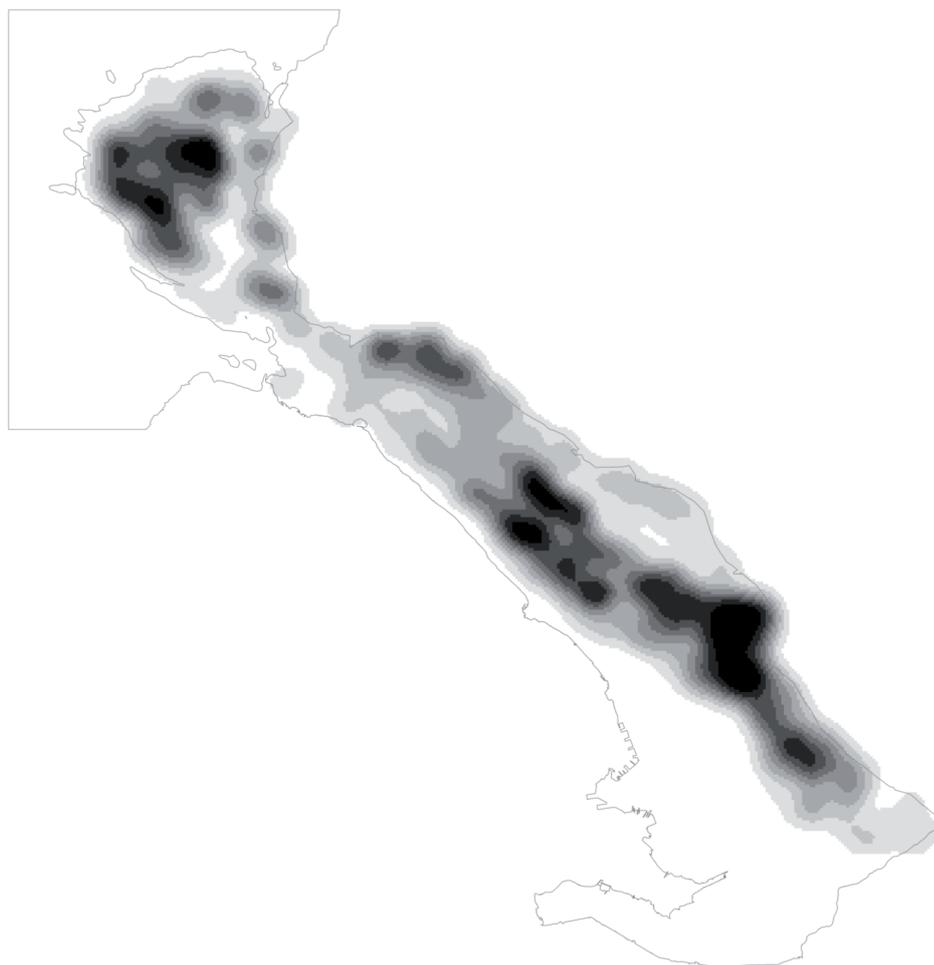


Figura 5

Isodensità delle doline nel Carso triestino ed isontino.

Si tratta di quasi 4.000 doline, fra le quali circa 400 con diametro maggiore di 100 m, 1.600 con diametro compreso tra 50 e 100 m, 1.900 di dimensioni inferiori ai 50 m.



Figura 6

Carta litologica del Carso triestino ed isontino su modello digitale del terreno.

In azzurro i depositi alluvionali e in arancione i suoli e le terre rosse. In marrone il flysch, in verde chiaro i calcari, in verde scuro i calcari fittamente stratificati, in verde oliva le alternanze calcareo dolomitiche, in viola le breccie.

Anche se il dato non è significativo agli effetti speleogenetici, delle 3.055 grotte catastate, 2.668 si aprono nei calcari (l'87.3%, con una frequenza di 17 cavità/km²). 245 si aprono nelle alternanze calcareo dolomitiche (l'8.0%, con una frequenza di 9 cavità/km²), 99 nei calcari fittamente stratificati (il 3.2%, con una frequenza di 5 cavità/km²), 43 nelle breccie (l'1,5%, con una frequenza di 12 cavità/km²).

Delle 2.987 cavità profonde meno di 100 metri, l'87% si apre nei calcari, l'8% nelle alternanze calcareo dolomitiche, il 3% nei calcari fittamente stratificati, le altre nelle breccie. Delle 68 cavità più profonde di 100 metri, il 97% si apre nei calcari e solo il 2% nelle alternanze calcareo dolomitiche.

Delle 2.916 cavità a sviluppo minore di 100 metri, l'87% si apre nei calcari, l'8% nelle alternanze calcareo dolomitiche, il 3% nei calcari fittamente stratificati, le altre nelle breccie. Delle 123 cavità a sviluppo compreso tra 100 e 500 metri, il 95,2% si apre nei calcari, il 2,4% nelle alternanze calcareo dolomitiche, l'1,6% nei calcari fittamente stratificati e solo lo 0,8% nelle breccie. Delle 16 cavità a sviluppo superiore a 500 metri, l'ingresso di 15 è nei calcari, una sola cavità si apre nelle alternanze calcareo dolomitiche.

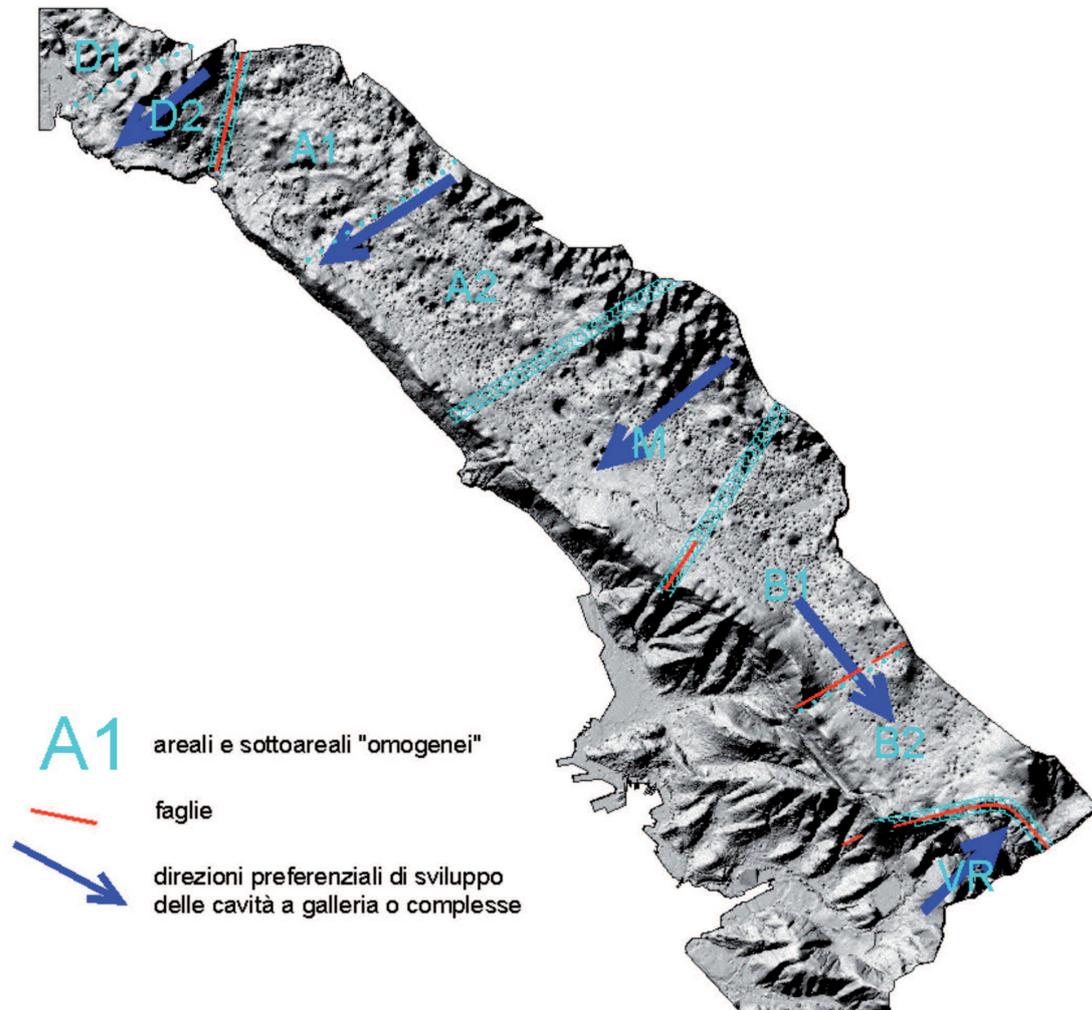


Figura 7

Modello speleogenetico del Carso triestino (tratto da Zini, 1997 e modificato)

Sulla base del modello speleogenetico risultante dall'analisi delle progressioni di sviluppo e degli altri dati litologico-strutturali e speleo-geomorfologici, risulta che nella fase speleogenetica iniziale le direzioni di sviluppo preferenziali delle cavità non erano da SE (inghiottitoio delle Skocjanske Jame) verso SW (area sorgentifera di San Giovanni di Duino), ma seguivano la massima pendenza della stratificazione nel settore centrale (A1, A2, M), erano guidate da sistemi di discontinuità NW-SE nel settore di Basovizza (B1, B2) e NNE-SSW nel settore di Duino (D1 e D2), erano condizionate dalla tettonica nella Val Rosandra (VR).

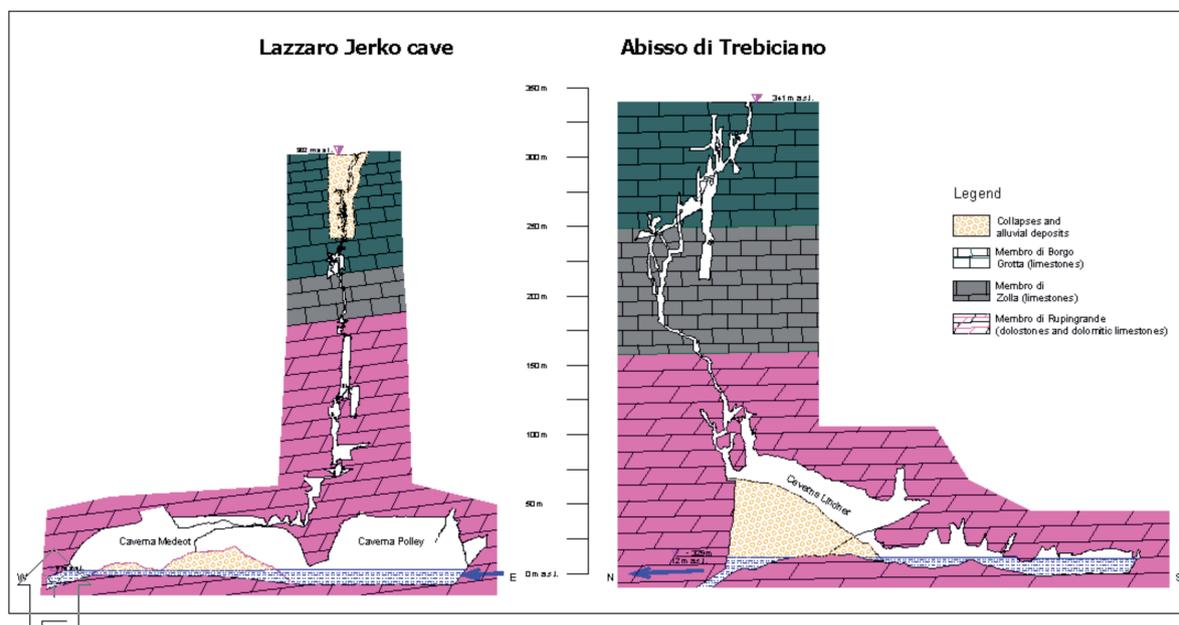


Figura 8

Sezioni geologiche lungo cavità (da Cucchi & Zini, 2002)

Sezioni geologiche lungo i pozzi della Grotta Meravigliosa di Lazzaro Yerko e dell'Abisso di Trebiciano. Mentre i pozzi si aprono prevalentemente in calcari (in verde i calcari di Borgo Grotta Gigante, in verde oliva quelli di Zolla), le grandi gallerie che ospitano rami del Timavo sono interamente scavate nelle dolomie di Rupingrande. In un quadro di generico scorrimento delle acque da SE (inghiottitoio delle Skocjanske Jame) a NW (area sorgentifera), nella Lazzaro oggi le acque scorrono da Est verso Ovest, a Trebiciano da Nord verso Sud. Anche qui la speleogenesi antica è stata condizionata dalla suddivisione della massa rocciosa più che dalla litologia. I pozzi sono figli di una fase speleogenetica "recente" successiva ed impostati su piani di discontinuità N-S allargati da spinte nealpine.

MINERALI DI GROTTA E PALEOAMBIENTI

Paolo Forti¹

RIASSUNTO

Le grotte sono uno dei più importanti ambienti minerogenetici del nostro pianeta e attualmente si conoscono oltre 300 minerali che si possono sviluppare al loro interno. Se è sicuramente vero che gli speleotemi rappresentano la maggiore attrazione estetica delle grotte, la loro importanza scientifica è addirittura maggiore. Infatti essi sono i più importanti archivi per le ricostruzioni paleoclimatiche e paleoambientali e paleosismiche nel Quaternario.

La quasi totalità di queste ricerche sono state condotte, sino ad oggi, essenzialmente sfruttando le caratteristiche delle concrezioni di carbonato di calcio. Recentemente però si è dimostrato che anche altri minerali di grotta possono essere considerati importanti marker per lo studio paleoambientale.

Il presente lavoro vuole presentare una breve sintesi aggiornata dei principali studi paleoambientali che possono essere fatti utilizzando gli speleotemi di grotta.

Parole chiave: Speleotemi, minerogenesi carsica, paleosismicità, paleoclimi e paleoambienti

Abstract: *Cave minerals and palaeoenvironment*

Caves are amongst the Earth most important minerogenetic environments and actually over 300 minerals are known to develop inside natural cavities. If it is surely true that speleothems are the major aesthetic attraction of a cave, their scientific importance is even higher. In fact speleothems proved to be the best archive to reconstruct palaeo-climates, palaeo-environments and palaeo-seismicity within Quaternary.

By far most of these research have been done by using the characteristics of the calcium carbonate speleothems. Anyway recently it has been proved that other cave minerals may be considered important marker for palaeo-environmental studies.

The present paper presents a short updated overview on the principal palaeo-environmental studies which can be performed by using cave speleothems.

Keywords: Speleothems, karst minerogenesis, palaeosismicity, palaeoclimate, palaeoenvironment

INTRODUZIONE

E' noto a tutti che la maggiore attrazione turistica delle cavità naturali è certamente rappresentata dagli speleotemi ospitati. Si tratta in generale di concrezioni di carbonato di calcio (calcite e, subordinatamente, aragonite) che da solo forma oltre il 90% di tutti i depositi chimici secondari in grotta. In realtà (Hill & Forti 1997) vi sono molti altri minerali (oltre 300) che possono formarsi in grotta ma probabilmente molti altri ne esistono che non sono stati ancora iden-

¹ Istituto Italiano di speologia, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, forti@geomin.unibo.it

tificati. Il problema è che lo studio sistematico dei minerali di grotta è iniziato solo da pochi decenni e un numero infinitesimo di grotte (meno di 500) è stato studiato specificatamente a questo scopo.

Negli ultimi 20-30 anni si è dimostrato come gli speleotemi siano i più potenti archivi naturali per la ricostruzione del quaternario, potendo essere utilizzati per studiare: il clima, gli ambienti, i terremoti, e permettendo anche una loro datazione assoluta (Forti 2002, Antonioli et Al. 2003).

Sino a pochissimi anni addietro venivano utilizzati per questi studi esclusivamente le concrezioni di carbonato di calcio, mentre recentemente ci si è accorti che molte informazioni paleoambientali sono contenute anche in altri depositi chimici di grotta, espandendo quindi gli studi anche a minerali quali lo zolfo, il gesso, l'opale, la dolomite etc...

Scopo di questo lavoro è quello di presentare una breve sintesi aggiornata sulle possibilità offerte dalle concrezioni di carbonato di calcio prima e quindi anche dagli altri minerali di grotta nel campo generale degli studi paleoclimatici e paleoambientali.

Gli speleotemi carbonatici ed i paleoambienti

L'idea che le concrezioni di carbonato di calcio potessero in qualche modo fornire informazioni paleoambientali è abbastanza vecchia (Becker, 1929) anche se solo negli ultimi 20-30 anni si è affermata prepotentemente, anche grazie alle migliorate tecnologia di analisi tessiturale e chimica delle concrezioni.

Oggi sappiamo che vi sono dati (climatici e paleoclimatici) ricavabili anche solo dall'osservazione della forma delle concrezioni (Franke 1965, Jakucs 1977), ma più spesso tali informazioni si possono ricavare analizzando l'evoluzione geochemica delle concrezioni stesse, o le impurezze inglobate (Bertolani-Marchetti 1985). Osservazioni più precise sull'evoluzione paleoclimatica si ottengono poi dallo studio delle "inclusioni fluide", che permettono di definire quantitativamente il chimismo la temperatura delle acque al momento in cui una lamina si è depositata.

Un altro campo di eccezionale importanza, che recentemente è stato molto espanso per merito delle osservazioni fatte all'interno delle grotte è la sismologia ed in particolare la paleosismologia (Quinif 1998, Forti 2004a).

Infine un dato fondamentale per tutte le ricerche paleoambientali e paleoclimatiche è la loro esatta datazione. Ora la struttura laminata delle concrezioni permette di ricavare immediatamente una ricostruzione cronologica "relativa". Le concrezioni di carbonato di calcio, poi, risultano ideali per questo tipo di studi anche e soprattutto per il fatto che permettono con relativa facilità di trasformare la cronologia relativa in assoluta grazie a varie tecniche oramai divenute di routine (Ford 1997, Shopov et Al. 1994, Shopov 1997).

Gli speleotemi e le variazioni del livello del mare

E' noto che negli ultimi 500.000 anni il livello del mare è variato anche notevolmente a causa soprattutto della maggiore o minore espansione delle calotte glaciali: basti pensare che circa 22000 anni fa, nel massimo dell'ultimo glaciale il livello del mare era di circa 120-130 metri al di sotto della quota attuale (Antonioli & Forti, 2003)

Le concrezioni che si sono sviluppate all'interno delle grotte marine o comunque di grotte vicine alla linea di riva sono probabilmente il mezzo più semplice per la ricostruzione anche di

estremo dettaglio delle variazioni eustatiche.

Il metodo si basa sul fatto che i principali speleotemi carbonatici (stalattiti, stalagmiti, colate etc...) sono essenzialmente dei depositi continentali formati in condizioni vadose.

Nel momento della loro sommersione da parte di acque marine questi smettono di svilupparsi immediatamente, anche se, in alcuni casi (Antonioli, 2003), processi biologici ne consentono l'accrescimento ma in modo assolutamente discriminabile (Fig. 1).

Anche il processo inverso di abbassamento del livello marino può essere teoricamente quantitativamente descritto utilizzando le concrezioni biogeniche che a volte si sviluppano all'interno delle grotte marine sommerse (Fig. 2)

Il ritrovamento di concrezionamenti continentali in grotte attualmente sommerse, o di concrezionamenti sottomarini in grotte attualmente continentali, permette quindi di definire con grande precisione non solo l'entità dell'innalzamento del livello eustatico ma anche di datarlo con precisione utilizzando uno dei metodi di datazione degli speleotemi carbonatici esistenti (vedi paragrafo relativo).



Fig. 1 – Sezione di una stalagmite prelevata dalla grotta sommersa dell'Argentarola: sono evidenti sia i fori dei litodomi sia l'accrescimento biogenico avvenuto dopo ingressione marina (Foto Fabrizio Antonioli)

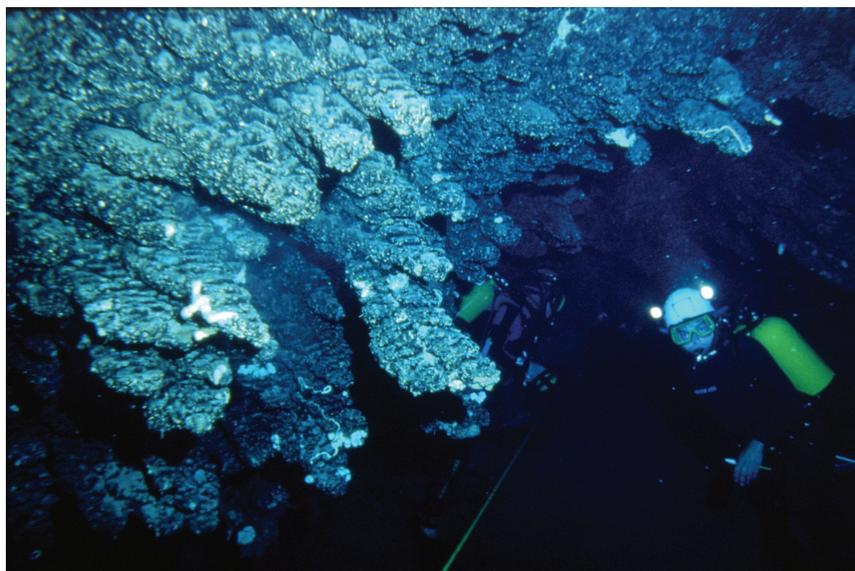


Fig. 2 – Grotta di Lu Lampione, stalattiti completamente biogeniche (Foto Raffaele Onorato, C.S.S. Apogon)

La morfologia delle concrezioni e i paleoclimi

Varie sono le concrezioni la cui morfologia può risentire delle variazioni climatiche esterne, tra tutte, però, le stalagmiti sono quelle che possono più semplicemente fornire indicazioni valide.

E' stato infatti dimostrato (Franke, 1965) che il diametro di equilibrio di una stalagmite dipende da:

$$d = 2\sqrt{\frac{c_0 \cdot q}{\pi \cdot v}}$$

dove: c_0 = materiale depositato dalla unità di volume di soluzione
 q = quantità d'acqua che cade nell'unità di tempo
 v = velocità di accrescimento apicale
 $\pi = 3,14\dots\dots$

Ma se il volume d'acqua che cade sulla stalagmite è sufficientemente elevato, allora c_0 e v sono costanti e pertanto il diametro dipenderà esclusivamente dalla quantità d'acqua che alimenta la stalagmite stessa: questo spiega come mai in una stessa grotta possono coesistere stalagmiti che hanno la stessa età ma dimensioni diversissime. Sfruttando proprio questa proprietà si possono fare semplici osservazioni paleoclimatiche: infatti se in una grotta, o meglio in un insieme di grotte della stessa area, si osservano stalagmiti che evidenziano tutte una rastremazione del loro diametro verso l'alto, è evidente che il clima dell'area è divenuto più arido (Fig. 3 a sinistra).

La variazione opposta (con aumento dell'acqua di alimentazione) non può essere direttamente osservata, perché la naturale evoluzione delle bande di accrescimento tende a mascherare l'aumento di diametro, che può essere osservato esclusivamente facendo una sezione longitudinale della stalagmite stessa (Fig. 3 a destra).

Un altro esempio di come gli speleotemi in generale possano essere influenzati dalle variazioni climatiche ci è fornita dalle glaciazioni.

Premesso che, nelle aree interessate dalla più o meno lunga assenza di acqua allo stato liquido (quale appunto in area

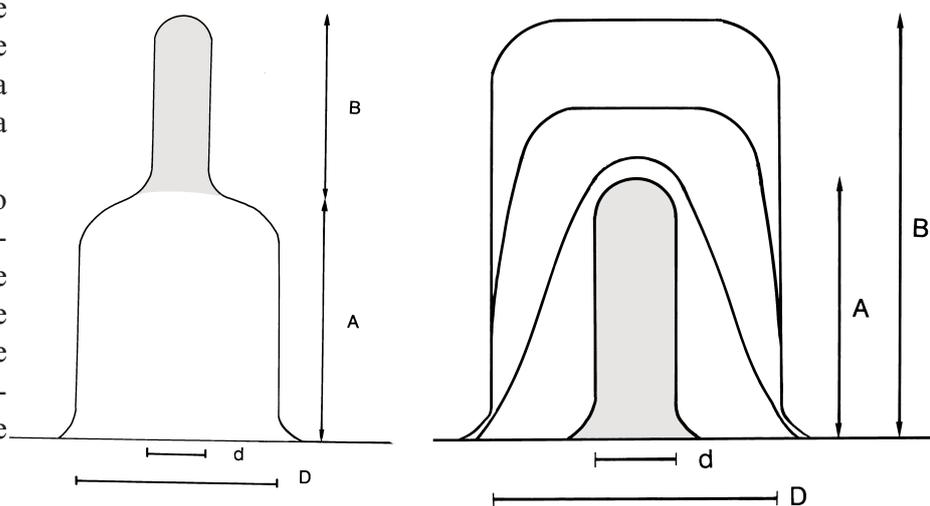


Fig. 3 – Controllo climatico sulla morfologia delle stalagmiti. A sinistra: forma caratteristica di una stalagmite che ha subito una diminuzione permanente nella quantità di acqua di alimentazione: tale diminuzione si riflette sul suo diametro che è passato da D a d (A periodo di alta alimentazione e B periodo di bassa alimentazione). A destra: L'aumento permanente di acqua di alimentazione causa l'aumento del diametro delle stalagmiti (da d a D), che però non è direttamente osservabile dato che la stalagmite con diametro più piccolo (A) viene "inglobata" da quella a diametro maggiore (B). Per evidenziare il processo è necessario quindi fare una sezione longitudinale della stalagmite medesima

coperta da ghiacci perenni), si ha come immediata conseguenza l'impossibilità di sviluppo di un qualsivoglia tipo di concrezioni: in pratica tutte quelle eventualmente esistenti cessano di accrescersi durante un glaciale e riprendono a svilupparsi negli interglaciali, quando l'infiltrazione dell'acqua meteorica ritorna ad essere possibile.

Questa alternanza di accrescimento e di blocco nell'evoluzione degli speleotemi, di norma non causa evidenze morfologiche, se non eventualmente a livello delle singole bande di accrescimento che, teoricamente, potrebbero subire, nel periodo di stop nella crescita e/o una parziale o totale ridissoluzione.

In alcuni casi, però, si è osservato lo sviluppo di particolarissime stalattiti "a cannocchiale" (Fig. 4), costituite da un'alternanza di depositi siltosi scarsamente o per nulla cementati che andavano a sovrapporsi a una successione di bande calcitiche assolutamente normali (Jakucs, 1977). La loro evoluzione è stata spiegata sulla base dell'alternanza di glaciali e interglaciali: nel pieno di un interglaciale infatti si aveva l'evoluzione di normali stalattiti di calcite che ovviamente interrompevano il loro sviluppo durante il glaciale. All'inizio di un nuovo interglaciale le acque di infiltrazione risultavano ricche di materiali fini (silt e argilla) e povere di carbonato di calcio per il fatto che il suolo si era del tutto denudato a causa della coltre glaciale: tale materiale veniva in parte depositato sulle preesistenti concrezioni che, però, progressivamente, col ristabilirsi della coltre vegetale esterna, ricominciavano a svilupparsi e quindi inglobavano al loro interno il deposito di materiale terrigeno. Le concrezioni a cannocchiale altro non sono quindi che la registrazione puntuale di una sequenza di glaciali e interglaciali.

E' stato dimostrato (Kempe, 2005) che la presenza di grandi masse glaciali all'interno di una grotta, soprattutto se in movimento, causano la rottura di una grande quantità di concrezioni: questo fenomeno potrebbe essere facilmente confuso, data la relativa somiglianza, con gli effetti di un grande terremoto. La possibilità di discriminare tra glaciazioni e paleosismi sulla base delle specificità delle concrezioni crollate sarà discussa più avanti nel paragrafo relativo a speleotemi e paleosismicità.

Le inclusioni ed i paleoclimi

Tutte le concrezioni, mentre si accrescono, inglobano all'interno della loro struttura vari tipi di "impurezze", solide o fluide che possono essere utili per studi paleoclimatici e paleoambientali.

I materiali che più spesso possono essere ritrovati inglobati nelle concrezioni sono: minerali in traccia, frammenti di roccia trasportati in sospensione durante le piene, polvere portata dalle correnti d'aria, materiale organico che può variare dalle molecole di acidi umici, a spore e a pollini. Inoltre il processo di cristallizzazione può portare all'incapsulamento di "inclusioni fluide" (piccole bolle contenenti liquidi e/o gas che corrispondono alla soluzione originale da cui la concrezione ha avuto luogo). Per gli studi paleoclimatici sono particolarmente utili i pollini e le inclusioni fluide.



Fig. 4 – Caratteristica “stalattite a cannocchiale” la cui evoluzione è stata controllata dall'alternanza di eventi glaciali e interglaciali (da Jakucs, 1977)

I pollini, incapsulati nelle bande di accrescimento delle concrezioni, si conservano praticamente inalterati e possono quindi servire per definire, almeno a grandi linee, non solo gli intervalli di tempo in cui gli speleotemi analizzati erano attivi, ma anche dare indicazioni paleoambientali, sulle associazioni floristiche di volta in volta presenti sul territorio in cui si apre la grotta (Bertolani Marchetti, 1985).

Queste ultime, poi, mettendo in evidenza la prevalenza nel tempo di questo o quel tipo di pianta permettono di indicare con notevole precisione l'avvicinarsi di periodi "freddi" e di periodi "caldi" e quindi forniscono indicazioni, anche se non molto dettagliate, sui paleoclimi.

Osservazioni molto più precise sull'evoluzione paleoclimatica di una data area si possono ottenere dallo studio delle "inclusioni fluide". Il contenuto in liquidi e gas degli eventuali vuoti all'interno del reticolo cristallino dei vari minerali che formano gli speleotemi, rappresentano la composizione chimica della soluzione "madre", cioè dell'acqua che fluiva sulla concrezione stessa al momento della sua deposizione.

Il loro studio di dettaglio permette da un lato di definire quantitativamente il chimismo delle acque al momento in cui una data lamina si è depositata e di definirne la temperatura: ma dato che la temperatura dell'acqua di una grotta è una diretta conseguenza del clima dell'area di alimentazione della stessa è evidente che le variazioni di temperatura osservate all'interno di uno speleotema altro non sono che la conseguenza di una variazione climatica esterna.

Isotopi stabili e paleoclimi

Nel reticolo cristallino di una concrezione si trovano elementi quali l'Ossigeno, il Carbonio, lo Zolfo etc..., che in natura sono presenti sotto forma di isotopi stabili di peso differente, il cui rapporto percentuale è costante.

In natura ogni passaggio di fase fa sì che gli isotopi più pesanti si concentrino nelle fasi solide e/o liquide, mentre quelli più leggeri tendono a trasferirsi in quella gassosa: pertanto in presenza di una forte evaporazione la composizione isotopica di una concrezione risulterà essere molto più ricca in isotopi pesanti di un'altra che si sia formata invece in condizioni di evaporazione assente o molto ridotta.

E' evidente che, a parità degli altri parametri ambientali, maggiore è la temperatura in grotta, maggiore sarà l'evaporazione e questo rende possibile ricavare indicazioni paleoclimatiche.

Il processo consiste nell'analizzare la quantità relativa dei singoli isotopi stabili presenti

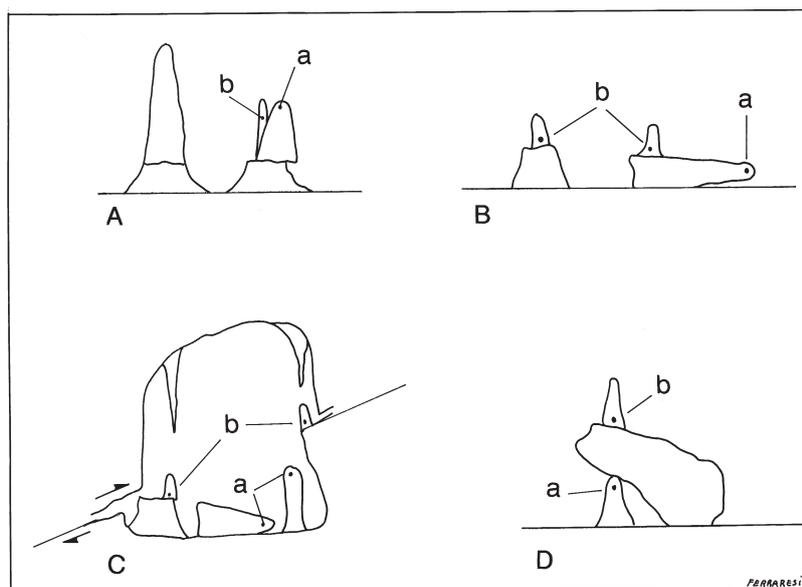


Fig. 5 – Caratteristiche rotture di concrezioni indotte da eventi sismici

nella concrezione e dal loro rapporto specifico risalire alle temperature di deposizione.

Tra tutti gli isotopi che possono essere utilizzati, è l'ossigeno quello che fornisce i dati più attendibili perché esso proviene praticamente tutto dall'acqua di infiltrazione essendoci solo poche parti per milione che derivano dal carbonato di calcio della roccia incassante e dalla anidride carbonica proveniente dall'atmosfera (Ford, 1997). L'utilizzazione del Carbonio per questi studi, invece, soffre dell'indeterminatezza nella definizione del rapporto esistente tra carbonio derivante dalla roccia e carbonio derivante dall'atmosfera: tale

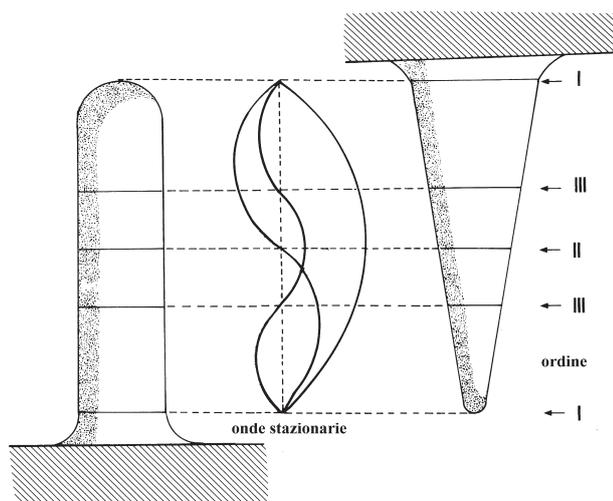


Fig. 6 – Rotture preferenziali di stalagmiti e stalattiti dovute alla risonanza indotta dalle onde sismiche

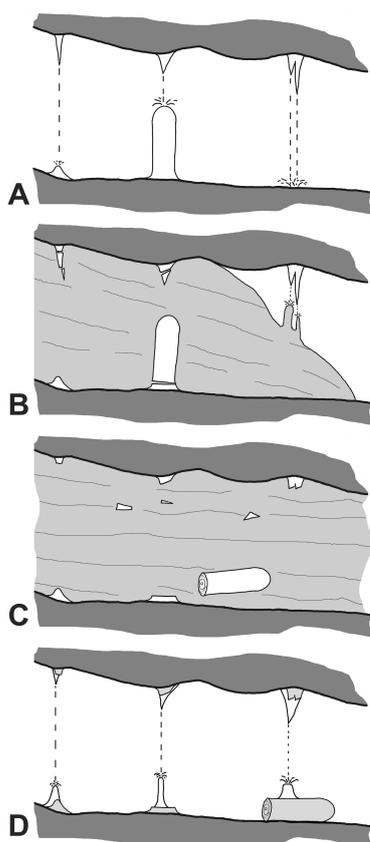


Fig. 7 – Effetto del movimento di una lingua glaciale all'interno di una grotta: gli speleotemi di una grotta (A) quando vengono inglobati da una lingua glaciale si frammentano (B) e il movimento del ghiaccio trasporta i loro frammenti nella direzione del suo movimento (C) nel momento della fusione del ghiaccio, i frammenti vengono abbandonati e si ha la riattivazione del concrezionamento (D).

rapporto può variare anche notevolmente da speleotema a speleotema e anche all'interno della stessa concrezione da una banda a quella successiva.

Quanto detto per il Carbonio è valido anche per tutti gli altri isotopi stabili, escluso l'ossigeno, e pertanto è quest'ultimo che viene di norma utilizzato in questi studi.

Speleotemi e paleosismicità

Negli ultimi decenni è stato dimostrato che le concrezioni di grotta sono lo strumento più potente per lo studio dei terremoti del passato. Dati di paleosismicità possono infatti essere ricavati sia da concrezioni rotte sia da stalagmiti ancora integre (Forti, 2004a).

Le grotte in aree sismogenetiche attive possono contenere concrezioni rotte a seguito di forti terremoti.

Il problema è che vi possono essere molte altre cause per i crolli, assolutamente indipendenti dagli shock sismici, quali per esempio: l'aumento del peso di stalattiti cresciute su un supporto poroso

e/o altamente fratturato, scivolamento di stalagmiti e colate cresciute su pareti e pavimenti incoerenti etc,...

Vi sono comunque tipi di crolli che possono essere causati esclusivamente, o quasi, da attività sismica (Fig. 5). Tra questi i più caratteristici sono la rottura di stalattiti e stalagmiti lungo piani suborizzontali dovuti alla risonanza indotta nella struttura della concrezione dalle onde sismiche (Fig. 6).

Uno dei metodi più sicuri per discriminare tra crolli dovuti a cause locali e crolli indotti da attività sismica si avvale della statistica: si prendono in considerazione un numero elevato di crolli nella stessa area e si controlla se sono riferibili a un solo evento o se invece sono cronologicamente dispersi. Nel primo caso la probabilità che le rotture siano dovute a fenomeni sismici è molto alta.

Va comunque ricordato che riconoscere effettivamente i crolli dovuti ai terremoti diviene particolarmente difficile nel caso che la grotta si trovi in un'area interessata da glaciazioni (Kempe 2003). Infatti il movimento di una lingua glaciale all'interno di una cavità può effettivamente produrre rotture di speleotemi assolutamente analoghe a quelle provocate da un sisma.

E' comunque possibile in molti casi discriminare rispetto a queste due cause di crolli. Infatti mentre i frammenti di speleotema dovuti ad un sisma non possono venir dislocati altro che dalla gravità, il movimento di una lingua glaciale necessariamente li disloca nella direzione del suo movimento (Fig. 7). D'altro canto frammenti che si trovano in equilibrio precario (Fig. 8) o comunque instabile possono essere stati generati esclusivamente dal ghiaccio che le ha depo-

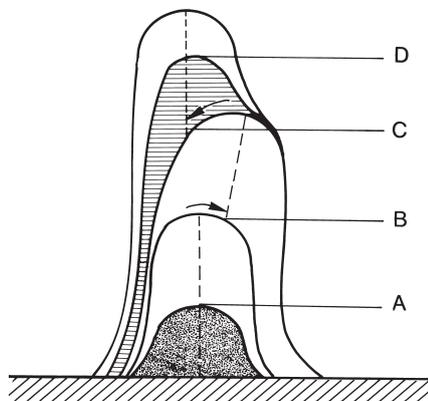


Fig. 9 – Improvvisi cambi di chimismo, evidenziati da variazioni cromatiche e/o tessiture, e cambi improvvisi nella verticalità dell'asse delle stalagmiti possono essere indice di fenomeni sismici.

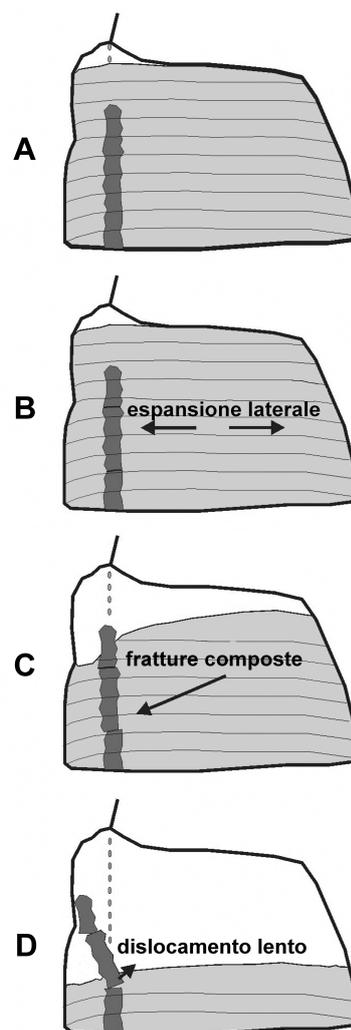


Fig. 8 – In grandi saloni l'espansione laterale del ghiaccio può causare la rottura di speleotemi che quindi, quando il ghiaccio si scioglie possono essere abbandonati in condizioni di equilibrio instabile (da Kempe 2003, modificato)

sitati in un secondo tempo in maniera delicata, cosa che un evento sismico che si esaurisce in pochi secondi parossistici non può in nessun modo fare.

A prescindere dalle concrezioni rotte, un altro modo di studiare i sismi del passato è quello di analizzare in dettaglio la struttura interna delle stalagmiti, considerandole come registratori della verticalità sul lungo periodo (Schillat, 1977, Forti & Postpischl, 1986). E' stato infatti dimostrato che nette ed improvvise variazioni nella direzione del loro asse

di accrescimento e/o nella tessitura, nel colore e nella composizione chimica delle loro lamine interne (Fig 9) sono strettamente correlabili a terremoti.

Lo studio degli eventi sismici del passato attraverso le concrezioni di grotta, potendo analizzare sismi anche molto antichi, permette di definire il massimo evento possibile per una data area, con una certezza molto maggiore rispetto ai tradizionali metodi basati essenzialmente sul catalogo storico dei terremoti: questo ovviamente rende questa tecnica particolarmente utile per la definizione del rischio sismico.

Speleotemi e cronologia degli eventi

Tutti gli studi paleoclimatici, basati su speleotemi carbonatici, che sono stati descritti prima non forniscono indicazioni per quel che concerne la cronologia degli eventi: è evidente invece come sia importante poter posizionare correttamente in una sequenza temporale ordinata le singole variazioni climatiche.

La struttura laminata e necessariamente ordinata delle concrezioni permette di ricavare immediatamente una ricostruzione cronologica “relativa” degli eventi corrispondenti a ogni singola banda di accrescimento: infatti le bande “superiori” sono necessariamente sempre più giovani di quelle “inferiori”.

Molto spesso, poi, le singole lamine di accrescimento rappresentano un anno solare : in questi casi, quindi, potrebbe teoricamente essere possibile passare immediatamente da una cronologia relativa ad una assoluta.

In pratica, però, tale trasformazione non è né facile né immediata e soprattutto è assolutamente aleatoria per una serie di motivi, di cui i più comuni sono:

- assenza di chiare laminazioni
- periodi di stop nel concrezionamento
- periodi di ridissoluzione parziale della concrezione
- presenza di bande con frequenza diversa da quella annuale

L’osservazione di dettaglio al microscopio ottico della morfologia e della tessitura delle bande di accrescimento permette di risolvere, almeno in parte, i primi tre problemi, ma comunque non può mai fornire un dato quantitativo di questi fenomeni..

Molto meno facile da risolvere è il problema della frequenza non annuale delle bande, frequenza che può variare da un singolo giorno a molti anni senza che sia in alcun modo possibile definirne il periodo (vedi paragrafo successivo).

Per questi motivi le bande di accrescimento degli speleotemi vengono di norma utilizzate solamente come “supporto” e “integrazione” di altri metodi di datazione.

Per ottenere una cronologia assoluta e non solo relativa attraverso lo studio delle concrezioni si possono impiegare differenti metodi, tra cui i più comunemente utilizzati sono:

- Paleomagnetismo
- ^{14}C
- $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$
- Luminescenza

Ciascuno di questi metodi di datazione assoluta ha problemi e limiti insiti nel metodo stesso e pertanto bisogna decidere, caso per caso, quale o quali siano i più adatti: attualmente comunque è possibile avere attualmente datazioni assai accurate (SHOPOV et al., 1996) entro gli ultimi 800.000 anni limite che in un futuro prossimo sarà spostato indietro di almeno 1-2 milioni di anni.

Speleotemi e regime delle piogge

La struttura interna degli speleotemi è caratterizzata da un insieme di bande o lamine di accrescimento, che, nella maggioranza dei casi, è controllata dall'evolversi delle stagioni e pertanto ha una frequenza annuale (Genty & Quinif 1996). A volte però, come accennato nel paragrafo precedente, le concrezioni presentano una frequenza nello sviluppo delle bande di accrescimento molto maggiore.

Questo dipende dal fatto che le concrezioni si trovano in una zona in cui le acque di infiltrazione arrivano rapidamente, pertanto può succedere che nell'intervallo tra una pioggia o un insieme di piogge e l'altro l'alimentazione si interrompa del tutto.

L'arresto dell'alimentazione comporta necessariamente uno stop nel concrezionamento e, qualora causi anche la completa evaporazione del velo d'acqua che ricopre lo speleotema, comporta la fine dello sviluppo della banda di accrescimento. Pertanto, quando, a seguito di un nuovo evento piovoso, l'alimentazione della concrezione riprende, si osserva lo sviluppo di una nuova lamina. In questo modo, in un anno solare, possono anche svilupparsi 20-30 differenti bande di accrescimento (Fig. 10). Lo studio di dettaglio di queste concrezioni permette quindi di ricostruire l'andamento delle piogge nell'intervallo di tempo in cui queste si sono registrate all'interno dello speleotema e possono quindi fornire dati climatici e paleoclimatici di dettaglio (Cazzoli et Al. 1988)

Non si hanno notizie di speleotemi in cui la frequenza nelle laminazione sia superiore all'annualità:

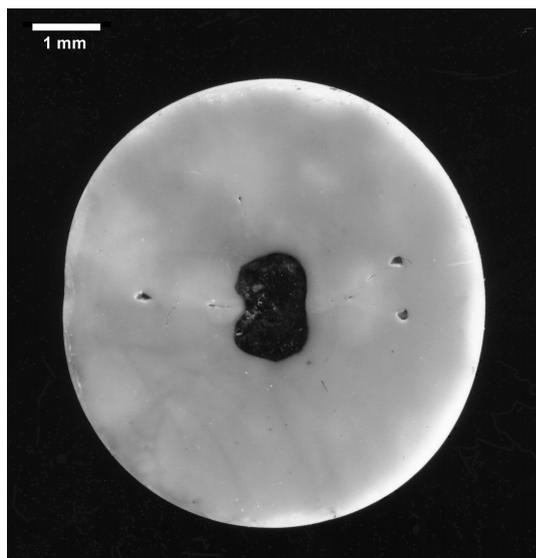


Fig. 11 – Deserto di Quatro Cienegas (Messico), pisolite di aragonite totalmente priva di bande di accrescimento, formata in 50 anni all'interno di una miniera da acqua derivante totalmente dalla condensazione dell'umidità dell'aria

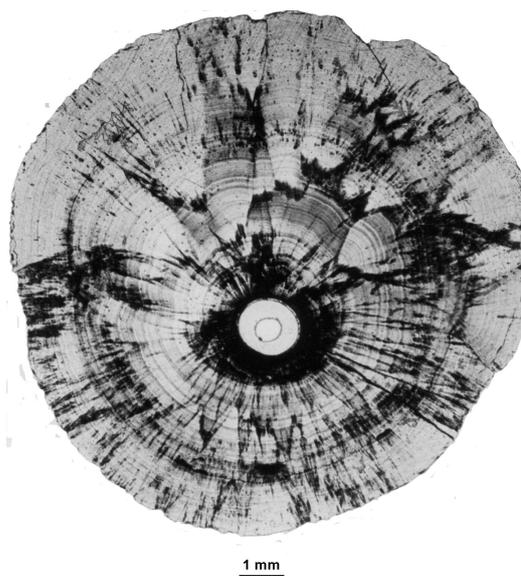


Fig. 10 – Sezione di una concrezione sviluppata in circa 25 anni all'interno della Grotta Acquafredda (Bologna): al suo interno sono presenti oltre 500 bande di accrescimento corrispondenti a singoli eventi piovosi

questo perché, come accennato precedentemente, l'evoluzione ciclica delle stagioni comporta di conseguenza la formazione di una banda annuale (in realtà costituita da due sottobande o lamine corrispondenti rispettivamente all'inverno e all'estate). Pertanto se all'interno di uno speleotema il numero di bande è inferiore agli anni in cui si è sviluppato è certo che in qualche periodo si sono avuti stop e/o parziali ridissoluzioni della concrezione.

Situazione assolutamente differente è quella di alcune pisoliti, recentemente scoperta e studiata all'interno di una miniera abbandonata nel Messico (Forti 2004b).

Queste perle di grotta infatti sono attualmente un "unicum" a livello mondiale poiché sono totalmente prive di struttura interna laminata (Fig. 11): in pratica il loro accrescimento, valutato in

circa 50 anni, è stato costante e continuo e non ha per nulla risentito dei cicli stagionali.

La spiegazione di questo davvero inusuale fenomeno va ricercata nel particolare clima che caratterizza l'area in cui si apre la miniera: si tratta infatti di un clima desertico parzialmente umido. In queste condizioni le masse d'aria calda e umida che entrano nelle gallerie della miniera condensano sulle pareti e vanno quindi ad alimentare, alcune centinaia di metri più in profondità, lo stillicidio che ha dato luogo allo sviluppo delle pisoliti. Dato che le piogge sono praticamente assenti, tutta l'acqua che si trova all'interno della miniera deriva dalla condensazione e quindi il suo contenuto in anidride carbonica è indipendente dai cicli stagionali, come invece normalmente avviene per le acque di infiltrazione meteorica: conseguentemente, dato che l'alimentazione non si è mai arrestata, le pisoliti si sono potute accrescere senza produrre alcuna banda all'interno della loro struttura.

Questo rarissimo tipo di speleotema può quindi essere considerato un marker dei processi di ricarica attraverso la condensazione rispetto a quelli dovuti all'infiltrazione delle acque di precipitazione meteorica.

I minerali di grotta ed i paleoambienti

Sino a pochissimi anni addietro tutti gli studi paleoambientali si basavano quasi esclusivamente sulle concrezioni carbonatiche: in pratica quindi gli unici minerali di grotta utilizzati erano la calcite e l'aragonite.

Recentemente però si è scoperto che molti altri minerali di grotta possono fornire indicazioni utili per la definizione degli ambienti in cui tali minerali sono andati formandosi.

Si è visto infatti che la quantità e/o il regime delle piogge è in grado di condizionare il tipo di minerale che viene depositato, (Woo et Al. 2000, Calaforra & Forti 1999, 2005, Dalmonte et Al. 2004, Forti 2005). Infine alcuni minerali di grotta già da oggi possono essere utilizzati come dei perfetti marker per la definizione delle condizioni chimico-fisiche esistenti nella cavità nel momento in cui questi minerali si sono depositati (Forti & Mocchiutti 2004).

La composizione mineralogica ed i paleoclimi

E' stato dimostrato che una variazione del clima può anche influenzare la natura stessa del minerale che si deposita sotto forma di concrezioni di grotta. Tale processo è particolarmente evidente nelle grotte in gesso ove spesso coesistono concrezionamenti di calcite e di gesso.

I due processi genetici (Forti & Rabbi, 1981; Calaforra & Forti, 1999), che portano alla deposizione del solfato e del carbonato di calcio nelle grotte in gesso sono differenti tra loro: l'evaporazione, che determina la deposizione del gesso, è infatti un fenomeno fisico che è controllato essenzialmente dalla temperatura e dall'umidità relativa dell'aria, mentre la dissoluzione incongruente, che controlla la deposizione del carbonato di calcio è un fenomeno chimico che è controllato essenzialmente dalla concentrazione parziale della CO₂ presente nella soluzione, che a sua volta dipende dalla attività biologica a livello del suolo o dalla quantità di materia organica presente nelle acque di percolazione.

All'interno di una grotta in gesso, quindi, la presenza esclusiva di speleotemi di carbonato o di solfato di calcio o, più comunemente, la prevalenza di uno di essi, dipende dalla efficienza in quella particolare cavità di uno di questi due meccanismi genetici, che, in competizione tra loro, tendono a far depositare l'uno o l'altro minerale.

La deposizione di gesso, essendo controllata dall'evaporazione, ovviamente, a parità di altre condizioni, sarà maggiore in aree aride e possibilmente calde.

Il massimo sviluppo degli speleotemi di gesso, infatti, sono stati osservati nei deserti del Nuovo Messico negli USA e di Sorbas in Spagna, ma anche in tutta l'area dell'Africa Settentrionale. In queste stesse zone, essendo scarsa o del tutto assente la vegetazione è logico attendersi un basso contenuto in CO₂ nelle acque di infiltrazione e quindi assenza totale o grande scarsità di concrezioni di CaCO₃.

Al contrario, la formazione di calcite, essendo appunto dovuta alla presenza di acque molto ricche in CO₂, richiede di conseguenza la presenza di ben sviluppata vegetazione e di suoli maturi al di sopra del sistema carsico: per questo le aree in cui è logico aspettarsi un notevole sviluppo di speleotemi calcitici sono quelle con clima da umido a molto umido e con climi non troppo rigidi. In effetti i più vasti concrezionamenti calcitici sono stati osservati in Europa continentale, Italia del nord, e Cuba.

Si può quindi affermare che il concrezionamento presente all'interno di una determinata cavità altro non è che un indicatore dello specifico clima che ha caratterizzato l'area carsica in cui si apre la grotta nei periodi in cui gli speleotemi si sono sviluppati. Se quindi in una data grotta si osservano cambiamenti improvvisi nel concrezionamento (da calcite dominante a gesso dominante o viceversa, oppure il passaggio da gesso o calcite a nessun deposito) è ragionevole supporre che il clima dell'area sia cambiato nel tempo.

Sulla base delle attuali conoscenze, quindi, è stato possibile tracciare un quadro generale delle modificazioni che una determinata variazione climatica dovrebbe indurre sui depositi chimici di

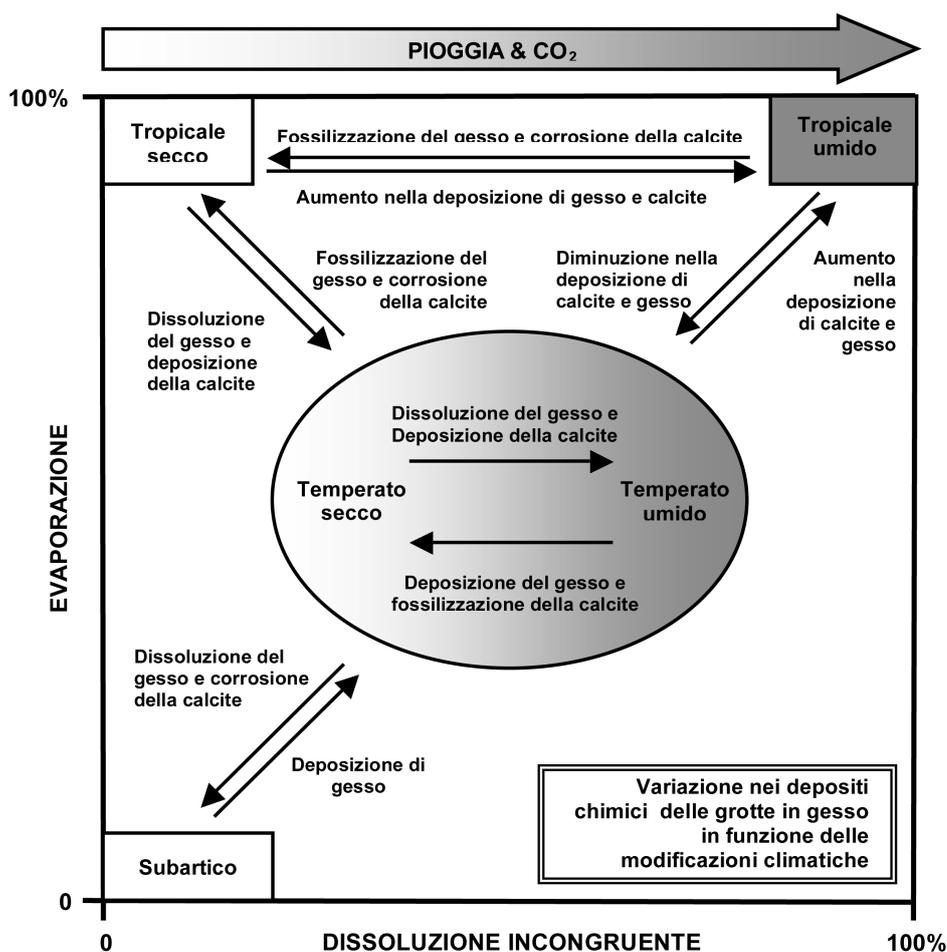


Fig. 12 – Schema delle variazioni indotte nel concrezionamento in funzione dell'efficienza relativa dell'evaporazione e della dissoluzione incongruente con indicazione delle aree caratteristiche dei principali climi della terra (da Calaforra & Forti, 2005, modificato)

una grotta in gesso (Fig. 12).

E' bene chiarire, però, che mentre alcune variazioni di clima danno luogo a modificazioni nel che possono essere conservate e quindi rilevate anche dopo un relativamente lungo lasso di tempo, al contrario altre si mantengono per un periodo molto minore e quindi hanno maggiore probabilità di non essere rilevabili. Questo dipende dal fatto che il gesso e la calcite hanno proprietà completamente differenti: in particolare la solubilità ed erodibilità del gesso è molto maggiore di quella della calcite.

Sulla base di queste osservazioni si può concludere che l'analisi della mineralogia delle concrezioni contenute nelle grotte in gesso può essere un metodo molto efficace per lo studio preliminare dei paleoclimi dell'area in cui si apre la grotta stessa. L'applicazione di questa metodologia, comunque, è limitata essenzialmente agli ultimi 100.000 anni, dato che questo intervallo di tempo è mediamente limite per la conservazione dei fenomeni carsici in gesso (Cucchi et Al. 1998).

Anche nelle grotte in calcare esistono variazioni nella composizione mineralogica delle concrezioni che possono permettere di risalire, anche se con maggiore difficoltà, alle variazioni climatiche esterne. L'alternanza di calcite e di aragonite infatti può essere indice di variazione dei parametri esterni: in generale infatti si osserva la formazione di calcite quando il processo prevalente è la diffusione della CO₂ corrispondente a periodi di clima temperato o caldo umido, mentre l'aragonite diviene dominante quando l'evaporazione è il processo principale (conseguente ad un periodo di clima caldo secco o arido).

Minerali di grotta e modificazioni del regime delle piogge

In alcuni casi la variazione nella quantità delle piogge o anche solo nella loro distribuzione può causare una variazione nel tipo di deposito chimico che si forma all'interno di una data cavità naturale.

Questo effetto è stato, per esempio, osservato all'interno delle grotte laviche dell'Isola di Jeju nella Corea del sud (Woo et Al. 2000). Queste grotte sono assolutamente particolari perché, pur essendo dei tubi di lava, hanno al loro interno un concrezionamento carbonatico estremamente sviluppato (Fig. 13), conseguenza diretta del fatto che tutta l'isola è ricoperta da uno strato di frammenti di conchiglie calcaree su cui si è impostata una rigogliosa flora.

Lo studio di dettaglio dei coralloidi sviluppatisi all'interno di queste grotte ha dimostrato che essi erano originariamente costituiti da un'alternanza di calcite e aragonite, attualmente però essi sono costituiti quasi interamente da opale. In queste grotte la corrosione dei minerali carbonatici e la contemporanea deposizione di opale è la conseguenza diretta dell'aumento delle precipitazioni che ha causato da un lato l'aumento della vegetazione e dall'altro una più rapida infiltrazione delle acque meteoriche. In questo modo l'elevata concentrazione di CO₂ presente nelle



Fig. 13 – Tubo di lava di Dangcheomul (Isola di Jeju): l'abbondante concrezionamento calcareo (Foto Woo)

acque di infiltrazione non riusciva ad essere completamente neutralizzata dal rapido passaggio nel sottile strato di gusci calcarei.

Conseguentemente l'acqua che affiorava in grotta risultava acida e quindi aggressiva rispetto al carbonato di calcio, mentre la sua stessa acidità favoriva la deposizione della silice in soluzione sotto forma di opale che andava appunto a sostituire il carbonato di calcio nella struttura dei coralloidi (Fig. 14).

Comunque, anche la semplice variazione nella distribuzione temporale delle precipitazioni, osservata in varie aree mondiali a seguito del "Global Change" ha causato effetti importanti a livello della formazione di minerali di grotta.

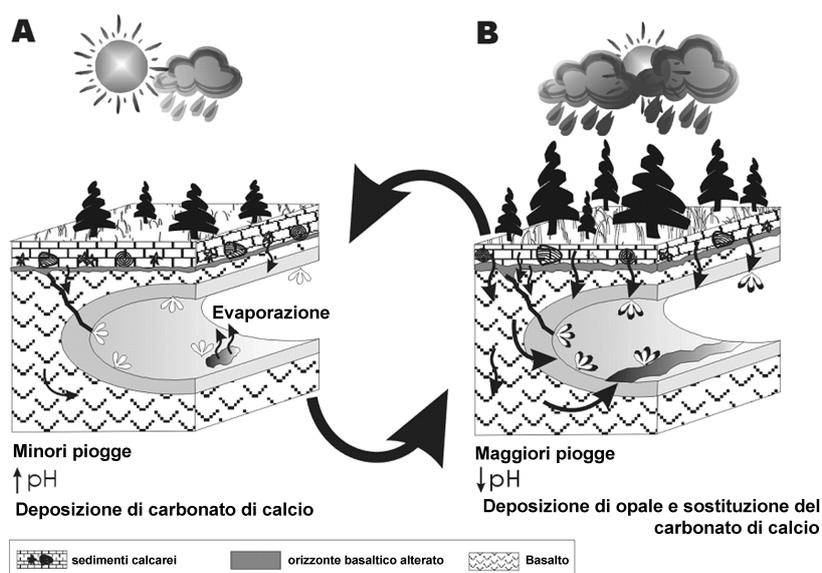


Fig. 14 – L'aumento delle piogge fa sì che la percolazione diventi acida con conseguente corrosione degli speleotemi carbonatici e loro sostituzione con opale (da Woo et Al., 2000, modificato)



Fig. 15 – Il moonmilk dolomitico sviluppatosi in un periodo di estrema siccità nella Grotta della Spipola (Bologna)

Per esempio, nella zona di Bologna, le variazioni climatiche degli ultimi decenni hanno portato ad una concentrazione delle precipitazioni in due ben distinti periodi dell'anno, con conseguente creazione di due periodi "secchi" intermedi.

Ora il regime idrodinamico delle grotte in gesso del bolognese è generalmente molto rapido, caratterizzato da brevi curve di esaurimento e quasi nulla portata di base. Questo ha comportato che in caso di prolungati periodi di siccità le grotte o almeno ampie porzioni delle stesse si asciugano completamente dando luogo a formazioni particolari, quali moonmilk estrusi dalle microfrazioni del gesso (Forti et Al. 2004) o veli flottanti nelle piccole pozze d'acqua che evaporano totalmente (Forti, 2003).

L'analisi mineralogica di questi depositi ha dimostrato come essi non siano banalmente formati da gesso (come era possibile ritenere visto che evaporava una soluzione sicuramente satura di questo

sale) ma bensì erano formati essenzialmente da carbonati, calcite ma anche dolomite (Fig.15).

La formazione di questi due carbonati a spese del solfato di calcio, che praticamente non precipita, è la conseguenza di complessi equilibri che si instaurano solamente quando l'atmosfera di grotta diventa particolarmente secca e/o acque normalmente intrappolate nella struttura della roccia gessosa vengono richiamate per capillarità in superficie a seguito dell'evaporazione accentuata. Va comunque detto che la quasi totalità di questi depositi chimici hanno un'esistenza effimera: infatti non appena si ristabilisce il normale regime idrico essi vengono rapidamente ridisciolti o erosi e pertanto, mentre sono sicuramente validi indicatori di variazioni microclimatiche attuali, non possono di norma essere utilizzati per studiare le stesse oscillazioni nel passato.

Minerali di grotta e ambiente geochimico

Gli equilibri che permettono la precipitazione di un qualunque minerale sono strettamente controllati dalle condizioni chimico-fisiche esistenti nel luogo dove questo si va formando: la presenza quindi di un determinato composto chimico in una grotta può permettere di ricostruire le condizioni al contorno che esistevano al momento della sua deposizione e quindi, in ultima analisi fornire indicazioni paleoambientali. Detto questo il problema che spesso è ancora di non facile soluzione è come risalire dai minerali di grotta ai paleoambienti: per alcuni minerali, comunque, è già stato possibile raggiungere risultati interessanti.

E' il caso, per esempio, della presenza di zolfo all'interno delle grotte ipogeniche: è stato infatti recentemente dimostrato (Forti & Mocchiutti 2004) che la sua formazione è strettamente controllata dal pH, che, a sua volta è in parte controllato dalla quantità di acido solfidrico disponibile per l'ossidazione ad acido solforico.

In pratica, nelle grotte ipogeniche, abbiamo normalmente la formazione di depositi di gesso a causa della reazione tra l'acido solforico e la roccia carbonatica; in alcuni rari casi abbiamo anche la formazione di zolfo, che però da luogo sempre a concrezioni che hanno come substrato non la roccia carbonatica ma il gesso.

La presenza di gesso è fondamentale perché in pratica isola l'acqua di condensazione dal substrato calcareo, impedendo così la reazione di neutralizzazione dell'acido solforico con

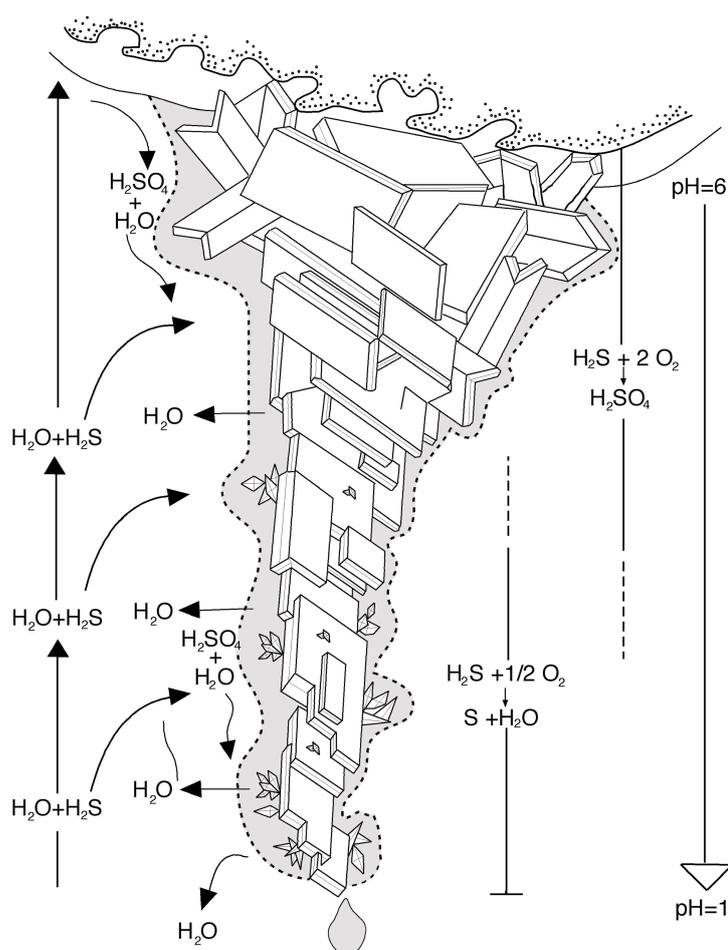


Fig. 16 – Meccanismo che permette lo sviluppo di depositi di zolfo sulle concrezioni di gesso all'interno di grotte ricche di acido solfidrico

conseguente rapida forte acidificazione della soluzione (Fig.16). In pratica assistiamo ad un rapido aumento dell'acidità e all'impossibilità di allontanare dalla soluzione gli ioni SO_4^{2-} : ambedue questi fattori, a causa delle leggi sull'equilibrio chimico, tendono ad inibire il processo di ossidazione dell'acido solfidrico ad acido solforico, e pertanto i batteri specifici (*Thiobacillus thiooxidans*, *Solfobolus*) smettono di essere attivi. D'altro canto il processo di condensazione continua a far arrivare una certa quantità di acido solfidrico, che, in presenza di ossigeno, viene ossidato a zolfo elementare da microrganismi specifici (*Thiobacillus thioparus*, *T. thioatris*), che possono diventare attivi in queste condizioni, non subendo più alcuna competizione.

Una diminuzione di apporto di acido solfidrico può interrompere il processo di precipitazione dello zolfo con ripresa immediata della formazione di gesso: il mancato apporto in H_2S può dipendere da una diminuzione di flusso di acqua sulfurea che risale dal profondo per motivi di evoluzione speleogenetica (apertura di nuove vie di flusso preferenziali) o di esaurimento del serbatoio da cui provengono le acque sulfuree.

La presenza di mineralizzazioni di zolfo è quindi un'evidenza indiretta di alte concentrazioni di acido solfidrico in fase gas.

In conclusione si può affermare che la presenza di speleotemi subaerei di zolfo in una grotta carbonatica può rappresentare un sicuro "marker" per la definizione del livello di concentrazione di acido solfidrico raggiunto nell'atmosfera della cavità anche quando questo tipo di esalazioni sono oramai cessate da tempo.

A prescindere dallo zolfo vi sono anche molti altri minerali che possono permetterci di ricostruire a grandi linee i paleoambienti grazie a cui si sono sviluppati in grotta: tra questi sicuramente vanno ricordati gli ossidi-idrossidi idrati essenzialmente di ferro e manganese (Forti & Rossi, 1989).

Attualmente è in corso una ricerca ambiziosa (Forti et Al, 2005), che partendo dalla presenza di rari minerali dagli equilibri molto particolari all'interno di una sequenza concrezionaria sviluppata in un arco di tempo di alcune decine di milioni di anni, vuole ricostruire l'evoluzione paleoambientale dell'Iglesiente (Sardegna) anche oltre i limiti attualmente imposti nello studio delle concrezioni carbonatiche.

Conclusioni

Questa breve rassegna sui principali aspetti della ricerca paleoambientale basata sugli speleotemi di grotta non ha certo la pretesa di essere stata esaustiva, lo scopo di questo articolo è infatti solo quello di fornire una panoramica generale.

Si può comunque affermare con buona sicurezza che in questi ultimi anni le grotte si sono dimostrate essere tra i più interessanti ambienti minerogenetici al mondo e inoltre i depositi chimici che ospitano possono risultare importantissimi mezzi per lo studio del Quaternario recente, e sono anche sensibili registratori delle dinamiche climatiche in atto sul nostro pianeta.

E' assolutamente certo che in un prossimo futuro l'importanza degli speleotemi aumenterà moltissimo come "marker" ambientali negli studi climatici, paleoclimatici, paleoambientali e paleosismici,

Perché questo possa realmente avvenire, comunque, è necessario che il ricercatore disponga di tutta una serie di supporti sia tecnici che logistici che solamente gli speleologi possono fornire prima e durante la ricerca sperimentale in grotta.

Gli speleologi sono le presone ideali "attraverso cui" fare ricerca scientifica in grotta: per questo è fondamentale che vi sia una sempre maggiore collaborazione tra ricercatori e speleologi.

BIBLIOGRAFIA

- Antonioli F. 2003 *Grotta grande dell'Argentarola* in Cicogna F., Nike Bianchi C., Ferrari G., Forti P. "Grotte Marine: cinquant'anni di ricerca in Italia" Ministero dell'Ambiente e della tutela del Territorio, p.111-113
- Antonioli F., Forti P. 2003 *Introduzione* in Cicogna F., Nike Bianchi C., Ferrari G., Forti P. "Grotte Marine: cinquant'anni di ricerca in Italia" Ministero dell'Ambiente e della tutela del Territorio, p.43-50
- Antonioli F., Frisia S., Forti P., Sauro U. 2003 *I depositi concrezionali di grotta: archivi dell'evoluzione paleoclimatica e ambientale regionale dei geo-ecosistemi carsici* in Biancotti A., Motta M. (Eds.) *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali*, Briganti, Genova, p. 31-55
- Becker H.K. 1929 *Höhle und Erdbeben Mitteilungen Über Höhlen und Karstforschung* n.14, p. 130-133
- Bertolani Marchetti D. 1985 *Note paleovegetazionali epaleoclimatiche sulle evaporiti messiniane delle colline bolognesi*. *Le Grotte d'Italia* s.IV, 12, 113-115
- Calaforra J.M., Forti P. 1999 *Le concrezioni all'interno delle grotte in gesso possono essere utilizzate come indicatori paleoclimatici?* *Speleologia Emiliana*, s.IV n.10, p.10-18
- Calaforra Chordi J.M., Forti P. 2005 *The speleothems in gypsum caves and their paleoclimatological significance* 6th Int. Conference on Geomorphology, Zaragoza, Abstract of Papers
- Cucchi F., Forti P., Finocchiaro F. 1998 *Gypsum degradation in Italy with respect to climatic, textural and erosional conditions*. *Geogr. Fis e Dinam. Quat. Suppl.* III, t.4, p.41-49
- Ford D. C. 1997 *Dating and Paleo-Environmental Studies of Speleothems*. In Hill C.A., Forti P. *Cave Minerals of the world*. *Nat. Spel. Soc.*, 271-284.
- Forti P. 2002 *Le concrezioni di grotta: il più potente archivio esistente per il Quaternario recente*. *Spelaion 2000*, Atti delle Giornate 1-3 Dicembre 2000, Altamura, p.45-60
- Forti P. 2003 *Un caso evidente di controllo climatico sugli speleotemi: Il moonmilk del Salone Giordani e i "cave raft" del Salone del Fango nella grotta della Spipola (Gessi Bolognesi)*. Atti 19° Congresso Nazionale di Speleologia, Bologna, pp. 115-126
- Forti P. 2004a *Paleotectonics from speleothems* in J.Gunn (ed.) *Enciclopedia of Caves and Cave Sciences*, p. 565-566
- Forti P. 2004b *Aragonite cave pearls of Reforma Mine* in: Badino G., Bernabei T., De Vivo T., Giulivo I., Savino G. (Eds.) *Under the desert: the mysterious waters of Cuatro Ciénegas Tintoretto* (Treviso), p.236-241
- Forti P. 2005 *Cave minerals as archives and proxies of palaeoenvironmental changes* Congresso EGU, Vienna, Abstract of Papers
- Forti P., Mocchiutti A. 2004 *Le condizioni ambientali che permettono l'evoluzione di speleotemi di zolfo in cavità ipogeniche: nuovi dati dalle grotte di Capo Palinuro (Salerno, Italia)* *Grotte d'Italia* s.5, v.IV(2003), p.39-48
- Forti P., Postpischl D. 1986 *May the growth axes of stalagmites be considered as recorders of historic and pre-historic earthquakes? Preliminary results from the Bologna karst area (Italy)*. *Int. Symp. "Engineering problems in seismic areas"*, Bari, v.1: 183-193
- Forti P., Rabbi E. 1981 *The role of CO₂ in gypsum speleogenesis: P contribution*. *Int.J. of Speleol.* 11, 207-218
- Forti P., Rossi A. 1989 *Genesi ed evoluzione delle concrezioni di ossidi di ferro della grotta Pelagalli al Farneto (Bologna- Italia)*. Atti XV Congr. Naz. Spel., Castellana Settembre 1987, p.205-228

- Forti P., De Maria D., Rossi A. 2004 *The last mineralogical finding in the caves of the "Gessi Bolognesi" natural Park: the secondary dolomite*. Ist. It. Speleol. Mem. 16, s. II, pp.
- Forti P., Pagliara A., Galli E., Rossi A., De Waele J., Naseddu A., Papinuto S. 2005 *Studio morfologico e mineralogico di dettaglio del concrezionamento del sistema carsico di Santa Barbara (Miniera di San Giovanni)* Atti Simposio "Le grotte di miniera tra economia mineraria ed economia turistica", Iglesias 2004, IIS Mem. XVII, s.2, p. 57-68
- Franke H.W. 1965 *The theory behind stalagmite shapes*. Studies in Speleology v.1(2/3), 89-95.
- Hill C.A., Forti P. 1997 *Cave Minerals of the world*. Nat. Spel. Soc., 464 pp.
- Jakucs L., 1977 *Morphogenetics in karst landforms* Higler, Bristol, 284 pp
- Kempe S. 2005 *Speleothem damage in caves, indicator of glacial conditions* Congresso EGU, Vienna, Abstract of Papers
- Quinif Y. (Editor), 1998 *Karst & Tectonics*. Speleochronos, hors serie 199 pp
- Schillat B. 1977 *Conservation of tectonic waves in the axes of stalagmites over long periods* Proc. VII Int. Spel. Congr. Sheffield, p. 377-379
- Shopov Y.Y. 1997 *Luminescence of Cave Minerals* in Hill C., Forti P. (eds): "*Cave Minerals of the world*", NSS, Huntsville, Alabama, USA, pp.244-248
- Shopov Y.Y., Ford D.C., Schwarcz H.P. 1994 *Luminescent Microbanding in speleothems: High resolution chronology and paleoclimate*. Geology, v.22, p.407-410
- Shopov Y.Y., Tsankov L., Georgiev L.N., Damyanova A., Damyanov Y., Ford D.C., Yonge C.J., Macdonald W., Krouse H.P.R. 1996 *Speleothems as Natural Climatic Stations with Annual to Daily Resolution* Extended abstracts of Int. Conference on "Climatic Change- the Karst Record", 1- 4 August 1996, Bergen, Norway. Karst Waters Institute Special Publication 2., p. 150-151.
- Woo K. S., Choi D. W., Kim R., Kim J. K. (2000) *The origin of the speleothems in Dangcheomul Cave, Jeju Island, Korea*. Journal of the Geological Society of Korea, v. 36 (4), 411-434.

VALENZE NATURALISTICHE E CULTURALI DEI SITI GEOMORFOLOGICI: IL CASO DELLE FORME CARSICHE

Lamberto Laureti
Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

PREMESSA

Come ebbi a rilevare molti anni fa nel corso di un convegno internazionale su turismo e ambiente organizzato a Milano dal Touring Club Italiano⁽¹⁾ intervenendo nella sezione dedicata all'invenzione di nuove tipologie turistiche, ponevo all'attenzione l'importanza degli allora cosiddetti "monumenti" o "siti" naturali per i quali invero era già in uso, specialmente all'estero, il termine di "geotopes", poi tradotto in italiano con quello di "geositi", con riferimento a strutture e forme particolarmente localizzate di interesse geologico e geomorfologico⁽²⁾. Al riguardo sottolineavo che, mentre negli altri paesi tali particolarità naturali erano adeguatamente tutelate (ed ovviamente individuate, inventariate e studiate), non altrettanto poteva dirsi per l'Italia dove una prevalente attenzione era dedicata agli ecosistemi biologici (i "biotopi") ed alle emergenze paesaggistiche e fisiche di tipo estetico, riecheggianti la vecchia e fuorviante definizione di "bellezze naturali" contenuta nella vecchia legislazione del 1939 dove era accostata alla sintomatica espressione di "singolarità geologiche".

Non si dimentichi, del resto, che tali questioni vanno inquadrare in un contesto più ampio, relativo cioè alle esigenze di protezione ambientale che, come è noto, solo a partire dalla seconda metà del XIX secolo hanno cominciato a destare l'attenzione dei governi nazionali⁽³⁾. Senza rifare la storia della graduale presa di coscienza a livello individuale e collettivo dell'importanza e del ruolo dell'ambiente naturale nell'ambito delle collettività umane, si può notare come, attualmente, pressoché ogni paese, compreso il nostro, abbia attuato una sua politica di tutela ambientale mediante specifici strumenti legislativi e normativi oltre che con l'istituzione di un più o meno rilevante e diversificato numero di aree protette (dai tradizionali parchi nazionali

(1) Laureti L., Parchi tematici e difesa del patrimonio geo-morfologico nazionale, Convegno internazionale su Turismo e Ambiente, FAST-TCI, Milano 1989, pp. 318-328.

(2) A titolo di esempio ricorderò di aver partecipato alcuni anni fa alla 178a assemblea generale dell'Accademia Svizzera di Scienze Naturali (settembre 1998) nel corso della quale si svolse un simposio sui "geotopi", termine invariabilmente adottato nelle lingue utilizzate nelle diverse relazioni (francese, tedesco, inglese ed italiano).

(3) E' significativo che dopo la pubblicazione del volume *Man and the Nature*, dell'americano George Perkins Marsh (1864; prima edizione italiana presso G. Barbera, Firenze 1870, con ristampa nel 1872; una ristampa anastatica di quest'ultima, con commento di Fabienne O. Vallino, è apparsa nel 1988 per cura della Franco Angeli di Milano), viene istituito negli Stati Uniti il primo parco nazionale del mondo Yellowstone, 1872). In Italia bisognerà attendere ancora mezzo secolo per vedere la creazione di analoghe strutture (parchi nazionali del Gran Paradiso e d'Abruzzo, 1921-22) e l'emanazione di una legge (n. 778/1922), sostenuta anche da una personalità del calibro di Benedetto Croce, che contempra la tutela delle bellezze naturali e degli edifici storici.

alle riserve e alle oasi naturalistiche).

E' in tale contesto che vorrei tornare a sottolineare (cosa che già avevo fatto nel corso di un mio specifico intervento al convegno internazionale sulle grotte turistiche svoltosi a Borgo Verezzi nel marzo 1981⁽⁴⁾) come, alla base dell' intervento di tutela di un determinato spazio naturale, si colloca anche e soprattutto la conoscenza delle caratteristiche di ciò che si vuol proteggere e del suo ruolo nel contesto delle manifestazioni culturali espresse dalla società che quello stesso spazio utilizza.

Da ciò deriva che la tutela di un ambiente naturale costituisce un' esigenza eminentemente "culturale", vale a dire che, al pari delle manifestazioni dello spirito, anche le forme della natura, per il fatto stesso che l' uomo dedica loro una particolare attenzione, vanno considerate come patrimonio della civiltà (cultural heritage) e quindi convenientemente salvaguardate.

VALENZA CULTURALE DEI FENOMENI CARSICI

La questione che quindi si pone è quella di valutare l' esigenza della protezione dei fenomeni naturali e in particolare di quelli geologici e geomorfologici in quanto tali e in quanto, come si è poco sopra precisato, anche "beni culturali", cioè fruibili dai singoli componenti delle comunità umane.

A tale scopo si è ritenuto di utilizzare uno schema orientativo già proposto dal Prof. Emmanuel Reynard dell' Università di Losanna in una recente riunione di lavoro sui siti geomorfologici svoltasi a Modena nel giugno 2002.⁽⁵⁾ Esso prevede di considerare per ciascun genere di forma o di struttura il tipo di utilizzazione in quanto considerato un bene naturale, culturale ed economico valutando inoltre le possibili categorie di utilizzatori. Nello schema di Reynard il tipo di utilizzazione è ovviamente diverso a seconda se si considera la categoria dei beni naturali e quella dei beni culturali, mentre tra i possibili utilizzatori sono annoverati, in alcuni casi non solo i rappresentanti della specie umana, ma anche piante ed animali. Abbastanza sintomatico, del resto, è anche il titolo che Reynard assegna al suo schema: "Beni e servizi forniti dai siti geomorfologici", in ciò rivelando la sua convinzione che il rapporto uomo-natura o, meglio, uomo-ambiente è di natura strettamente economica, nel senso che nell' uso delle risorse naturali (a qualsivoglia fine esse siano destinate) l' uomo fornisce all' ambiente lavoro ed energia con intensità proporzionale al livello delle trasformazioni da lui stesso prodotte. Infatti il Reynard nel riferirsi all' uso delle risorse naturali parla esplicitamente di "exploitation" che può tradursi sia con il significato di "fruizione" che con quello, più aderente, di "sfruttamento", termine nel quale è incluso anche l' utilizzazione economica di un bene naturale. Ma il Reynard va oltre considerando l' uso delle risorse naturali nell' ambito del supe-

(4) Lauretti L., La tutela dell' ambiente sotterraneo nei suoi rapporti con quello superficiale, *Le Grotte d' Italia*, (4) X, 1981, pp.149-154. Sui temi della protezione delle aree carsiche, superficiali e sotterranee, già prima del convegno di Borgo Verezzi se ne era discusso in molteplici occasioni, tra cui il simposio internazionale sull' utilizzazione delle aree carsiche (Trieste 1980) e il XIII congresso nazionale di speleologia (Perugia 1978). Ma già nel 1969, sulla rivista "Natura" (LX, I, pp. 10-22) della Società Italiana di Scienze Naturali, Giuseppe Nangeroni, indimenticabile figura di appassionato studioso del carsismo e del glacialismo alpino, auspicava una maggiore decisione per la Protezione dei fenomeni geologici e geomorfologici in Italia.

(5) REYNARD E., Institutional Resource Regime (IRR). A tool for managing the protection and exploitation of Geomorphological sites, *Proceedings of the Workshop on Geomorphological Sites: research, assessment and improvement*, Modena, 19-22 June 2002, pp. 21-26. La riunione di Modena era stata organizzata nell' ambito di un programma di ricerca attuato con fondi ministeriali (PRIN 2001) sul tema relativo ai siti geomorfologici (coordinatore nazionale la Prof. Sandra Piacente dell' Università di Modena).

(6) Kissling-Näf I. & Varone F. (eds), Institutionen für eine nachhaltige Ressourcennutzung. Innovative Steuerungsansätze, Verlag Rüegger, Chur 2000. Knoepfel P., Kissling-Näf I. & Varone F. (eds), Institutionelle Regime für natürliche Ressourcen: Boden, Wasser und Wald im Vergleich, Helbing and Lichtenhahan, Basel/Genf/München 2001.

Tavola 1 - SCHEMA GENERALE PROPOSTO DA REYNARD 2002 (con modifiche)

BENI E SERVIZI FORNITI DAI SITI GEOMORFOLOGICI

TIPO DI UTILIZZAZIONE		PRINCIPALI UTILIZZATORI	ESEMPI
IN QUANTO BENI NATURALI	NECESSITA' VITALI	TUTTI GLI ORGANISMI VIVENTI (vegetali, animali, umani)	APPARATI VULCANICI (adatti ad una ampia gamma di insediamenti)
	BIODIVERSITA'	UMANITA', FUTURE GENERAZIONI RICERCATORI SCIENTIFICI TURISTI, ESCURSIONISTI	DELTA E SPONDE FLUVIO-LACUSTRI (ambienti spesso con alta biodiversità)
	STORIA GEOLOGICA	RICERCATORI SCIENTIFICI TURISTI	MORENE MASSI ERRATICI (testimoni dell'ultima estensione glaciale)
IN QUANTO BENI CULTURALI	PATRIMONIO ESTETICO	PITTORI, FOTOGRAFI, TURISTI, ESCURSIONISTI	PAESAGGI TIPICI PANORAMI SUGGESTIVI
	IDENTITA' RELIGIOSA E CULTURALE	POPOLAZIONE LOCALE	GROTTE E RIPARI (utilizzati per sepolture, raffigurazioni parietali; trasformati in luoghi di culto e divinazione)
	INTERESSE PEDAGOGICO	INSEGNANTI ORGANIZZAZIONI AMBIENTALISTE RICERCATORI SCIENTIFICI	STRUTTURE E FORME PROCESSI IN ATTO (di notevole evidenza didattica)
IN QUANTO BENI ECONOMICI	PAESAGGIO VALORIZZATO PER TURISMO E TEMPO LIBERO	TURISTI, INDUSTRIA TURISTICA, POPOLAZIONE LOCALE	PAESAGGI PARTICOLARMENTE SUGGESTIVI
	RETE DI ATTIVITA' PER TURISMO E TEMPO LIBERO	TURISTI, INDUSTRIA TURISTICA, POPOLAZIONE LOCALE	LITORALI (per balneazione) MONTAGNE (per sci e alpinismo)
	SUPPORTO PER SPECIFICHE ATTIVITA' DI TURISMO E TEMPO LIBERO	TURISTI, INDUSTRIA TURISTICA, POPOLAZIONE LOCALE	PARETI (per arrampicata) SCOGLIERE(per immersioni) FIUMI (per il canottaggio) TORRENTI (per rafting)
	ALTRI USI ECONOMICI	INDUSTRIA	STRETTOIE GLACIALI (spesso utilizzate per la costruzione di dighe)
	SUPPORTO PER LA RETE DELLE COMUNICAZIONI	STATO, INDUSTRIA, SETTORE DELLE COMUNICAZIONI	VALLI E GOLE (utilizzate per la costruzione di strade e linee ferroviarie) CIME MONTUOSE (utilizzate per l'installazione di antenne radio-televisive)

Tavola 2 - APPLICAZIONE DELLO SCHEMA REYNARD AI FENOMENI CARSICI

**VALENZE NATURALISTICHE, CULTURALI ED ECONOMICHE
DEI SITI MORFOCARSICI**

TIPO DI UTILIZZAZIONE		PRINCIPALI UTILIZZATORI	ESEMPI
IN QUANTO BENI NATURALI	NECESSITA' VITALI	TUTTI GLI ORGANISMI VIVENTI (vegetali, animali, umani)	GROTTE (rifugio di determinate specie della macrofauna; deposito di derrate alimentari e altri materiali)
	BIODIVERSITA'	RICERCATORI SCIENTIFICI TURISTI, ESCURSIONISTI	GROTTE (ultimo rifugio di specie adattate all'ambiente ipogeo)
	STORIA GEOLOGICA	RICERCATORI SCIENTIFICI TURISTI	GROTTE (rivelatrici di strutture geologiche e della circolazione idrica profonda)
IN QUANTO BENI CULTURALI	PATRIMONIO ESTETICO	PITTORI, FOTOGRAFI, TURISTI, ESCURSIONISTI	PAESAGGI TIPICI (epigei ed ipogei con forme di accumulo ed erosione)
	IDENTITA' RELIGIOSA E CULTURALE	POPOLAZIONE LOCALE	GROTTE E RIPARI (utilizzati per sepolture, raffigurazioni parietali; trasformati in luoghi di culto e divinazione)
	INTERESSE PEDAGOGICO	INSEGNANTI ORGANIZZAZIONI AMBIENTALISTE RICERCATORI SCIENTIFICI	STRUTTURE E FORME PROCESSI IN ATTO (di notevole evidenza didattica)
IN QUANTO BENI ECONOMICI	PAESAGGIO VALORIZZATO PER TURISMO E TEMPO LIBERO	TURISTI, INDUSTRIA TURISTICA, POPOLAZIONE LOCALE	PAESAGGI PARTICOLARMENTE SUGGESTIVI (lapiaz, gole carsiche, archi naturali, ecc.)
	RETE DI ATTIVITA' PER TURISMO E TEMPO LIBERO	TURISTI, INDUSTRIA TURISTICA, POPOLAZIONE LOCALE	GROTTE TURISTICHE (con attrezzatura interna ed esterna)
	SUPPORTO PER SPECIFICHE ATTIVITA' DI TEMPO LIBERO	ESCURSIONISTI E SPELEOLOGI	CAVITA' NON TURISTICHE (verticali e miste, risorgenze e inghiottitoi)
	ALTRI USI ECONOMICI	AGRICOLTURA, INDUSTRIA, POPOLAZIONE LOCALE	DOLINE A FONDO PIATTO, UVALA E POLJA (per colture locali) AREE CARSIFICATE CALCAREO-GESSOSE (cave di bauxite, alabastro e gesso) RISORGENZE (captazioni idriche) CAVITA' VERTICALI (discariche abusive)

riore rapporto che una comunità umana (In questo caso lo Stato) ha con lo spazio geografico e quindi con l'ambiente in cui vive e che tende ad organizzare in funzione delle proprie esigenze (che possono essere e sono ovviamente sia materiali che spirituali, cioè legate a problemi di natura economica e culturale). Ed è per ciò che egli definisce lo strumento per gestire la protezione e la fruizione dei siti geomorfologici come "institutional resource regime" (IRR) sulla base di precedenti applicazioni⁽⁶⁾ che si proponevano di analizzare in maniera sistemica le procedure di gestione istituzionale delle risorse naturali unitamente ai loro effetti sulla stessa sostenibilità della gestione.

Senza entrare in ulteriori particolari va sottolineato che la tabella a doppia entrata (Tavola 1) che evidenzia la struttura dell'IRR (che in lingua italiana potremo indicare come "regime istituzionale delle risorse") mette sostanzialmente in rapporto un'analisi delle politiche pubbliche ed uno studio del regime di proprietà riferito alle specifiche risorse. In particolare lo stesso Reynard tiene a precisare che il concetto di IRR considera che una risorsa naturale rinnovabile è generalmente utilizzata da più di un tipo di fruitore. Essa inoltre risulta formata da due componenti: la riserva (che tende ad autoriprodursi) e il prodotto (che è fornito dalla stessa riserva).

CONCLUSIONE

In questo breve intervento si è voluto mostrare come una procedura ora illustrata possa applicarsi anche a specifiche risorse naturali come i geositi e, più in particolare, a quel determinato tipo di geomorfositi che sono i siti morfocarsici. Un buon numero di geomorfositi (e tra essi moltissimi siti di interesse carsico), nel corso delle ricerche condotte da una unità operativa del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia nell'ambito del programma citato alla nota 4 e relative alla Regione Lombardia, è stato attentamente studiato e riportato in un apposito schedario recentemente pubblicato dalla rivista *Il Quaternario*⁽⁷⁾. A titolo di esempio si riportano qui alcune schede relative ai siti di interesse carsico. Complessivamente sono riportate le schede di 155 siti dei quali viene specificato se costituiscono un esempio didattico, un valore ecologico, un modello evolutivo, una rarità naturale o una evidenza paleoambientale. Vengono inoltre citati altri 163 siti di più modesto significato o rilevati dalla letteratura.

- 12 – **Grotta di San Ponzo (PV)** - E' impostata al contatto tra le "Marne di Antognola" e le "Arenarie del Monte Vallassa" ed è dovuta a fenomeni di dissoluzione che sono stati particolarmente accentuati.
- 26 – **Grotta di Camarà (PV)** - Cavità di attraversamento in rocce gessose con i due ingressi attualmente ostruiti e punto assorbente in un piccolo bacino chiuso.
- 87 – **Piano del Tivano (Triangolo Iariano) (CO)** - Bacino chiuso di origine carsica a circa 975 m di quota, sovrastato dai rilievi del Monte San Primo (1686 m), del Monte Cippei (1236 m) e del Monte Croce (1351 m), dove si aprono alcune cavità come il Bus della Colma Squarada e il Buco della Niccolina, principale punto assorbente.
- 88 – **Grotta di Lasnigo (CO)** - E' la cosiddetta "grotta del Budrac", impostata lungo il versante destro del F. Lambro, in corrispondenza di una superficie di faglia. L'azione di dissoluzione operata dalle acque di circolazione sotterranea ha progressivamente allargato la fenditura, trasformandola in "grotta".

(7) Pellegrini L., Boni P., Vercesi P., Carton A., Lauretti L., Zucca F., De Vita S., The geomorphosites in Lombardy, *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 18 (1), pp. 39-61.

- 91 – **Circo di Moncodeno (Grigne) (LC)** - Circo glaciale che ospita una notevole quantità di morfologie carsiche, sia superficiali (doline, campi solcati, bogaz ecc.) che sotterranee (pozzi e gallerie), cui si accompagnano forme e depositi glaciali (rocce montonate, massi erratici, detriti morenici).
- 92 – **Arco naturale "Porta di Prada" (Grigne) (LC)** - Arco naturale scolpito nel "Calcere di Esino" (15 m di altezza, 8 di larghezza), alla testata della Valle di Prada a 1700 m di quota.
- 93 – **Risorgenza del T. Fiumelatte (Lago di Como) (LC)** - Breve corso d'acqua a carattere torrentizio (attivo tra marzo e novembre) derivato da una risorgenza carsica (la Grotta di Fiumelatte, che si apre a 325 m di quota nell'unità ladinica del Calcere di Perledo-Varenna) e che sfocia nel lago di Como (199 m) in prossimità dell'abitato di Varenna dopo aver inciso una forra modellata da caratteristici processi di evorsione.
- 98 – **Grotta delle meraviglie (BG)** - Esempio di grotta di dimensioni ragguardevoli impostata nei calcari con accesso agevole ed attrezzata per i turisti.
- 107 – **Paesaggio carsico ipogeo del Piano di Capovalle di Roncobello (BG)** - Importante complesso carsico ipogeo della Val Brembana; nelle vicinanze si trova la Cornabuca, un antro di grandi dimensioni e molto articolato, impostato nella copertura quaternaria cementata.
- 108 – **Paesaggio carsico dei Piani di Artavaggio (Valsassina) (LC)** - Complesso di superfici pianeggianti o lievemente ondulate modellate in prevalenza in materiali dolomitici triassici ricoperti da detrito morenico e notevolmente carsificate, prive di deflusso superficiale e ricche di inghiottitoi, doline, campi solcati e tipici microkarren.
- 109 – **Paesaggio carsico dei Piani di Bobbio (Valsassina) (LC)** – Superficie modellata in prevalenza in materiali dolomitici triassici, ricoperti di detrito morenico, con campi solcati, doline e forme miste di erosione glacio-carsica.
- 121 – **Paesaggio carsico della Presolana: "Mare in burrasca" (BG)** - Superficie modellata dal carsismo (campi solcati, lapiaz, ecc.) nei calcari della formazione di Gorno che affiorano sul versante nord orientale del Monte Ferrante, nel massiccio della Presolana.
- 122 – **Paesaggio carsico dell'Altopiano di Cariadeghe (BG)** - Vasta superficie modellata dal carsismo nei "Calcari di Zu" e nella "Corna" con notevole densità di doline, lapiaz e numerosi inghiottitoi.

LA CIRCOLAZIONE IDRICA NELLA ZONA NON SATURA DEL SISTEMA DELLA GROTTA DI BOSSEA

Bartolomeo Vigna^{1,2} e Domenico Doleatto¹

¹ Dipartimento di Ingegneria del Territorio, dell'Ambiente e delle Geotecnologie Politecnico di Torino

² Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea

1. INTRODUZIONE

Lo studio del sistema carsico di Bossea è iniziato a partire dagli anni 80 attraverso l'installazione di un laboratorio ubicato all'interno della cavità, attrezzato con una serie di strumentazioni per il monitoraggio dei principali parametri idrodinamici e idrogeochimici delle acque del collettore principale. Nel tempo, progressivamente, la ricerca è stata indirizzata anche allo studio della meteorologia della cavità e agli apporti idrici secondari che confluiscono nel corso d'acqua ipogeo.

Il laboratorio è gestito dalla Stazione Scientifica di Bossea del CAI di Cuneo, in collaborazione con il Politecnico di Torino e, secondariamente, con altri enti (dipartimento ARPA di Cuneo ed ARPA Valle D'Aosta)

Il bacino carsico di Bossea è ubicato nel settore del Piemonte meridionale, nelle Alpi Liguri, ad una quota compresa tra gli 800 e i 1700 m s.l.m.. L'area di assorbimento principale è localizzata tra la Valle Corsaglia e la Valle Maudagna e presenta un carso mediamente coperto da depositi eluvio-colluviali, con una serie di valloni assorbenti (Rio di Roccia Bianca e Rio Bertino) con portate piuttosto modeste e variabili a seconda delle condizioni meteorologiche.

Le acque di infiltrazione vanno ad alimentare un importante collettore carsico, il Torrente Mora, che percorre l'intera cavità e torna alla luce attraverso una serie di emergenze localizzate in prossimità dell'alveo del Torrente Corsaglia, ad una quota di 800 m s.l.m..

La grotta si sviluppa in direzione E-O, nella prima parte, direttamente sul contatto tra il basamento impermeabile e la copertura carbonatica con una serie di ampi saloni di crollo, da quota 826 m a quota circa 940 m s.l.m.. In seguito la cavità prosegue con un'ampia forra orizzontale impostata lungo una serie di discontinuità dell'ammasso roccioso, allineate anch'esse in direzione E-O. La cavità termina in corrispondenza di due sifoni collegati con una serie di gallerie a pieno carico, esplorate fino a -70 m da speleosub belgi.

Il collettore principale riceve una serie di apporti secondari localizzati lungo l'intero tratto della grotta. Tali apporti, oggetto di questa breve nota, sono legati al flusso sotterraneo impostato nelle discontinuità dell'ammasso roccioso sovrastante la cavità. Il monitoraggio idrodinamico e idrogeochimico di queste venute ha permesso di raccogliere utilissimi dati ed informazioni sul funzionamento e sui meccanismi che regolano la circolazione idrica nella zona non satura di un sistema carsico.

2. LA ZONA NON SATURA SOVRASTANTE LA CAVITÀ

Il settore sovrastante la Grotta di Bossea è costituito da una stretta fascia di calcari e calcari dolomitici riferibili alla successione del Brianzonese ligure datata dal Trias medio al Cretaceo. La struttura carbonatica è limitata dalle rocce pretriassiche del basamento metamorfico (quarziti e porfiroidi) attraverso una serie di contatti tettonici sub-verticali, con orientazione E-O. Tale struttura



Fig. 1 – Sezione schematica dell'assetto idrogeologico della zona di Bossea

è caratterizzata da una serie di deformazioni plastiche e rigide, con conseguente fratturazione delle diverse litologie presenti nell'area. Un importante superficie di scollamento, orientata verso Est e con inclinazioni variabili tra 5 e 35°, tra il basamento

metamorfico e la copertura carbonatica, caratterizza la porzione più orientale dell'area ed ha condizionato pesantemente la circolazione delle acque sotterranee (fig. 1). Le rocce metamorfiche in prossimità di questa superficie risultano essere intensamente fratturate, con zone caratterizzate anche dalla presenza di cataclasi e miloniti. Le acque del collettore

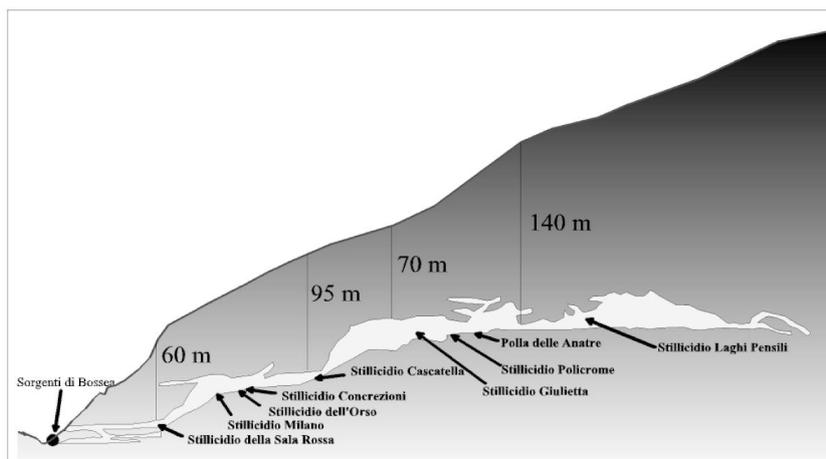


Fig. 2 – Spessore della zona non satura e localizzazione delle principali venute

principale, circolando in corrispondenza di tale contatto hanno progressivamente scavato una profonda e larga forra, impostata prevalentemente nelle rocce metamorfiche, con conseguente collasso delle porzioni dell'ammasso carbonatico sovrastante e la formazione dei giganteschi saloni che caratterizzano la prima parte della Grotta di Bossea.

Le rocce carbonatiche presentano una fratturazione molto minore, con una spaziatura in genere decametrica: in corrispondenza di tali discontinuità è imposta la circolazione idrica che caratterizza l'ammasso roccioso nel settore sovrastante la cavità e che costituisce quindi la zona non satura di questa porzione del sistema carsico. Lo spessore di questa zona è compreso tra qualche decina di metri nel settore prossimo l'ingresso della grotta e superiore ai 150 m in corrispondenza della parte terminale della cavità (fig. 2).

La morfologia superficiale di questa zona è caratterizzata da un versante piuttosto acclive, con esposizione a Sud-Est, roccia sub-affiorante, un suolo di spessore piuttosto modesto ed estese zone prative che si alternano a tratti di bosco misto di latifoglie e larici.

3. MONITORAGGIO DELLE VENUTE

Il laboratorio installato all'interno della cavità è costituito da una sede principale dotata di strumentazioni che raccolgono i dati idrogeologici e meteorologici provenienti da diversi punti di misura, da una sede avanzata situata in zona più impervia e da una serie di impianti secondari localizzati in differenti settori della cavità che completano il monitoraggio dei diversi parametri. Nel tempo il laboratorio è stato progressivamente dotato di un gran numero di strumenti, poco per volta sostituiti da acquisitori più precisi ed affidabili. Purtroppo le difficili condizioni ambientali, con umidità relativa compresa tra il 98 ed 100%, hanno compromesso seriamente il funzionamento di tali apparecchi, con numerose interruzioni nell'acquisizione dei dati.

Per lo studio relativo alla circolazione idrica della zona non satura sono stati individuati, all'interno della cavità, una innumerevole serie di venute idriche, in genere con portate molto modeste, inferiori ad 1 l/minuto, che sono state progressivamente attrezzate con strumentazioni per il rilevamento in continuo della portata, della temperatura e della conducibilità elettrica specifica delle acque. Vengono effettuati, inoltre, dei campionamenti stagionali di queste acque, successivamente analizzate presso il laboratorio di Ricerche idrogeologiche e biotossicologiche del DITAG del Politecnico di Torino.

Le venute più importanti, denominate "polle" sono costituite da apporti provenienti da fratture relativamente aperte e carsificate, presenti in genere presso il contatto tra l'acquifero carbonatico ed il sottostante basamento. La principale di queste, denominata Polla delle Anatre, è ubicata nel tratto intermedio della cavità, è caratterizzata da una portata molto costante nel tempo, intorno ad 0.35 l/s, con temporanei incrementi del flusso solo in occasione dei principali eventi infiltrativi. Le altre venute, denominate Polla dell'Orso e Polletta, localizzate presso il laboratorio principale, sono in genere non attive ad eccezione dei periodi caratterizzati da abbondanti apporti, quando presentano un flusso superiore anche a 0.5 l/s.

Le venute secondarie, denominate stillicidi e distribuite in diversi tratti della cavità, a partire dal settore prossimo all'ingresso fino verso le zone terminali, sono ubicate sulla volta della grotta e provengono in genere da fratture mascherate da abbondanti depositi calcitici. Presentano un flusso molto ridotto, inferiore a 0.5 l/minuto, con variazioni strettamente legate alle condizioni meteorologiche esterne, ma che diventano inattive soltanto in particolari situazioni di siccità.

Per il monitoraggio di questi apporti, assai contenuti, sono stati utilizzati differenti sistemi di misura adattati alle particolari condizioni di studio.

Per le portate più basse sono stati impiegati dei semplici pluviografi ubicati sulla verticale degli stillicidi (foto 1), che hanno fornito valori molto precisi (Stillicidi dell'Orso, Vetrina, Giulietta, Milano bis).



Foto 1 - Pluviografo usato per la misura della portata degli stillicidi

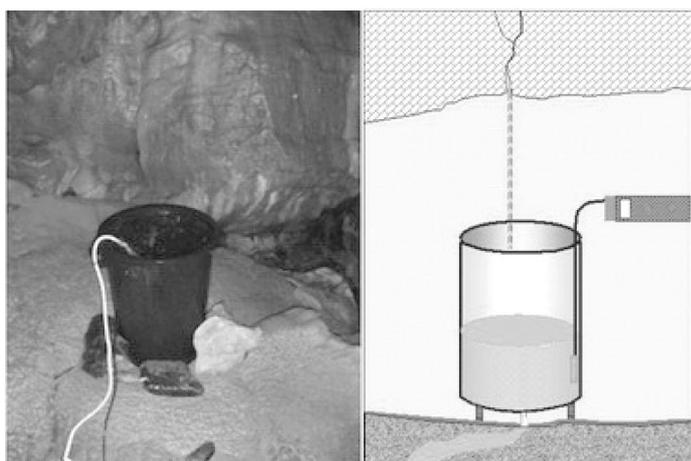


Foto 2 - Recipiente traforato utilizzato per la misura dei livelli dei maggiori stillicidi

Nei settori dove gli apporti sono leggermente maggiori e soprattutto distribuiti su un'area più ampia, sono stati utilizzati dei grossi recipienti traforati (foto 2), dotati di acquisitori automatici di livello, con apparati di misura funzionanti sul principio dell'*orifice bucket*. Il valore di portata che doveva essere calcolato attraverso le acquisizioni dei livelli ed una opportuna scala di taratura, è risultata essere poco attendibile a causa della difficile misurazione manuale del flusso idrico. Per tale motivo vengono di questi punti forniti unicamente le variazioni dei livelli idrici (Stillicidi Sala Rossa, Laghi Milano, Cascatella,

Marino, Policrome, Torre). Gli apporti maggiori che caratterizzano le venute denominate "polle" vengono misurati attraverso la realizzazione di piccole bocche a stramazzo triangolare (foto 3), anch'esse equipaggiate con sonde multiparametriche.

I punti monitorati, riguardanti lo studio della zona non satura, sono attualmente 13.

I dati relativi alle precipitazioni ed alle temperature dell'aria provengono dalla Stazione di Borello, gestita dall'ARPA Piemonte, ubicata sempre nella stessa vallata, alcuni km più a monte a quota 1000 m s.l.m. ed a partire dall'autunno 2004 da due pluviografi appositamente installati nella zona prossima all'ingresso della cavità.



Foto 3 - Stramazzo per la misura della portata delle venute maggiori

4. LA RISPOSTA IDRODINAMICA DEGLI APPORTI

Le misure manuali della portata idrica delle diverse venute sono iniziate a partire dagli anni '90, ma soltanto con una acquisizione in continuo dei valori del flusso idrico, della temperatura e mineralizzazione delle acque si è riusciti a raccogliere valide informazioni relative al funzionamento della zona non satura. Questi dati coprono un arco di tempo di oltre 10 anni, anche se, purtroppo, numerose sono le interruzioni dovute al malfunzionamento ed ai guasti della strumentazione. Le prime apparecchiature sono state installate a partire dagli anni 1994-95 presso la Polla delle Anatre e lo Stillicidio dell'Orso, progressivamente sono stati attrezzati tutti gli altri apporti.

La notevole massa di dati fin ora acquisiti ha messo in luce una strettissima relazione tra i principali eventi infiltrativi e la circolazione delle acque nel reticolo di fratture dell'insaturo caratterizzata da aumenti del flusso piuttosto elevati e repentini ma di breve durata. Sia gli apporti maggiori, sia i singoli gocciolii evidenziano quindi una risposta di tipo impulsionale legata alla messa in carico del reticolo di drenaggio ed al conseguente trasferimento della pressione idrica in tutto il sottosistema (onde di pressione) con evidenti fenomeni di pistonaggio sottolineati anche da marcati e temporanei incrementi della temperatura e della mineralizzazione delle acque. Gli andamenti pluriennali mostrano quindi un trend strettamente condizionato dall'evoluzione climatica stagionale.

Nei periodi caratterizzati da infiltrazione nulla o molto ridotta (mesi invernali, con temperature inferiori allo zero che impediscono la fusione nivale, o mesi estivi con il fenomeno dell'evapotraspirazione che disperde una rilevante aliquota delle precipitazioni) le portate delle diverse venute sono molto costanti o anche del tutto assenti. Alla **Polla delle Anatre** (il più importante apporto secondario della cavità) la portata mostra in questi periodi una notevole costanza, con un valore di poco inferiore ai 0.35 l/s, sottolineando quindi l'esistenza di un flusso di base molto stabile. La **Polla dell'Orso** e la **Polletta** presentano invece un flusso nullo. Gli stillicidi di **Sala Rossa**, **Concrezioni Milano**, **Milano bis**, **Cascatella**, **Policrome**, **Orso**, **Vetrina** e **Giulietta** rimangono in genere attivi, ad eccezione di brevi periodi in seguito ad estati particolarmente siccitose, con portate molto basse e costanti quantificabili in alcuni litri/ora. Sono pochissimi gli stillicidi che presentano un flusso del tutto nullo per lunghi periodi con un comportamento simile a quello della Polla dell'Orso o Polletta.

Particolarmente anomalo è il flusso sotterraneo misurato allo **Stillicidio dell'Orso** (fig. 3) caratterizzato tra il novembre 1995 (data di installazione) ed il febbraio 1997, da una portata media superiore ai 5 l/ora, e notevoli incrementi (fino a 30 l/ora) in seguito ad intensi apporti infiltrativi. Dopo tale periodo il flusso si è notevolmente ridotto con un valore medio inferiore ad 1 l/ora, molto costante nel tempo, registrato fino all'autunno del 2001, quando è stato interrotto il monitoraggio. Questo cambiamento non è legato all'andamento della situazione climatica bensì a modificazioni della circolazione idrica sotterranea. La presenza di depositi fini accumulatisi nei contenitori adibiti al monitoraggio di queste acque sottolinea l'esistenza di un trasporto solido anche nel reticolo di percolazione, con possibili intasamenti delle fratture drenanti. Nella cavità si osservano infatti diverse zone con la presenza di concrezioni del tutto inattive che evidenziano locali modificazioni

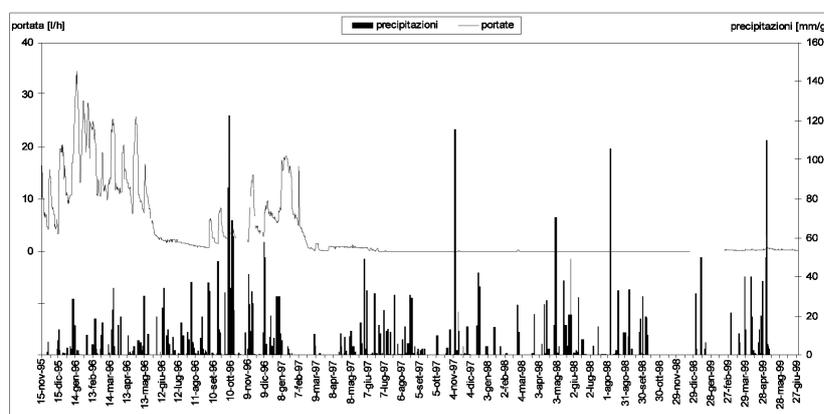


Fig. 3 - Stillicidio dell'Orso: andamento pluriennale della portata e delle precipitazioni ogni 12 ore

del flusso sotterraneo. Sembra che tali cambiamenti avvengano in seguito ad eccezionali episodi infiltrativi, come quelli relativi agli eventi alluvionali del novembre 1994 e del ottobre 1996 che hanno interessato una vasta zona del Piemonte meridionale. In tale occasione, sono state direttamente osservate dagli autori eccezionali venute idriche in diversi settori

della cavità, con notevole aumento della velocità del flusso sotterraneo e trasporto di sedimenti fini. Sono le intense precipitazioni primaverili o autunnali a mettere in luce il funzionamento idrodinamico della zona non satura di Bossea. Dalla innumerevole serie di dati risulta innanzitutto che ogni singolo apporto risponde in modo differente all'input infiltrativo e quindi ogni venuta presenta un andamento dell'idrogramma piuttosto singolare.

Le precipitazioni nel primo periodo dell'evento, non forniscono, generalmente, alcun contributo ai settori più profondi della zona non satura in quanto una rilevante parte dell'acqua caduta sulla superficie va a saturare il suolo ed il reticolo delle fratture della zona dell'epicarso. Nella stagione estiva, inoltre, l'evapotraspirazione sottrae un notevole volume idrico all'infiltrazione e quindi anche in seguito a piogge relativamente abbondanti le portate alle singole venute rimangono costanti (fig. 4). Soltanto dopo aver saturato i diversi settori dell'acquifero, l'apporto infiltrativo incomincia a trasmettere in profondità il proprio carico idraulico attraverso la complessa rete di fratture e discontinuità che interessano la porzione rocciosa dell'insaturato: alle venute si osservano di conseguenza dei repentini aumenti di portata (fig. 4). Essendo ogni singolo apporto ali-

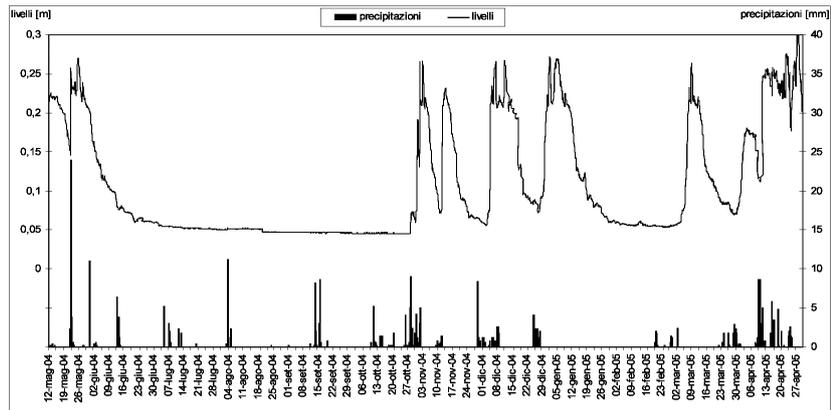


Fig. 4 - Torre Sella: andamento annuale livelli idrici e precipitazioni ogni 2 ore

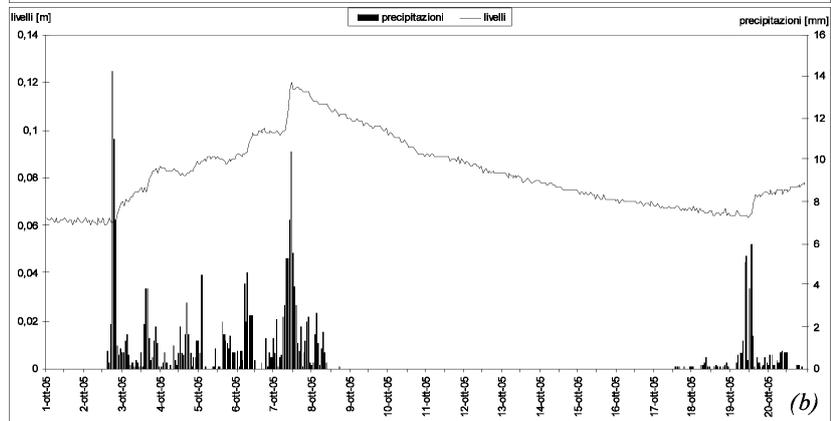
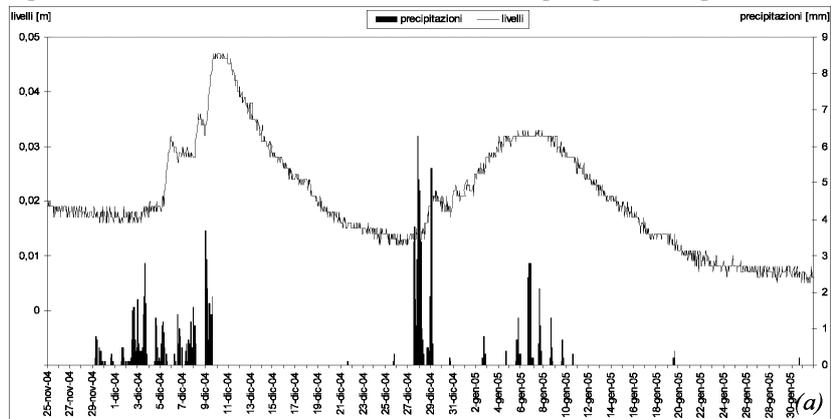


Fig. 5 - Stillicidio Milano: andamento dei livelli idrici e delle precipitazioni orarie in due diverse situazioni infiltrative (a) e (b)

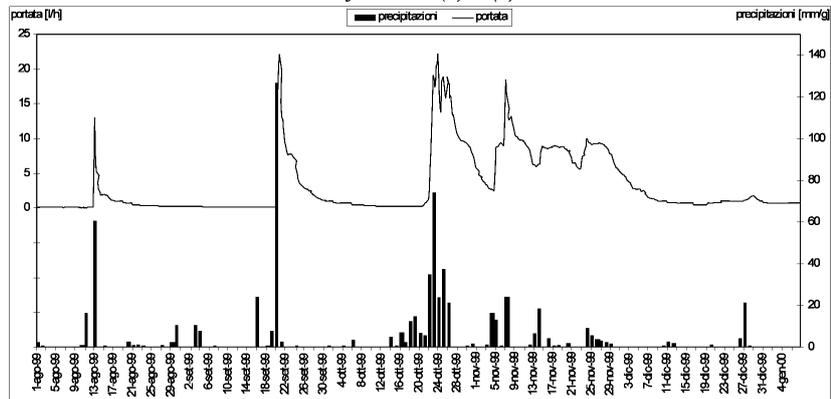


Fig. 6 - Stillicidio Giulietta: andamento portata e precipitazioni ogni 4 ore

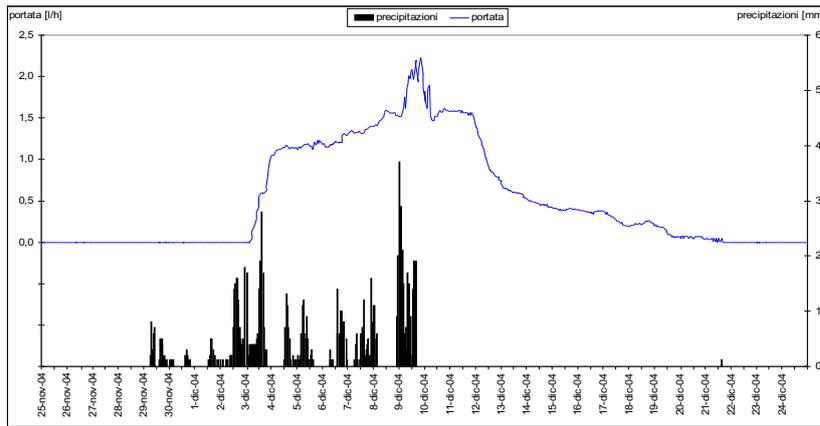


Fig. 7 - Vetrina: andamento della portata e delle precipitazioni orarie

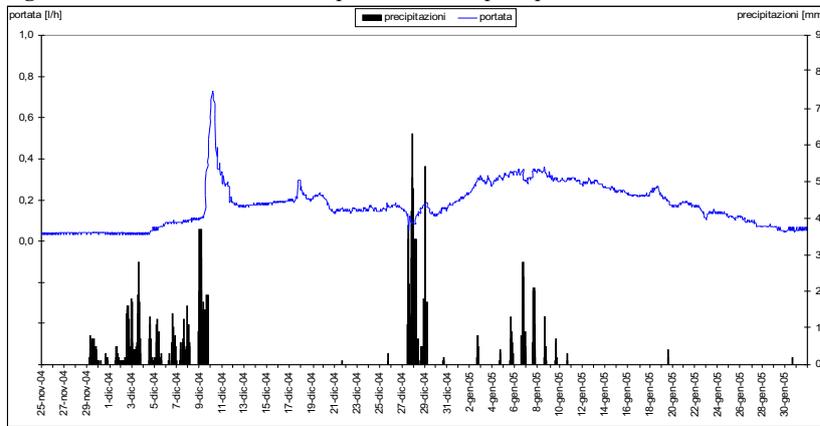


Fig. 8 - Milano Bis: andamento della portata e delle precipitazioni orarie

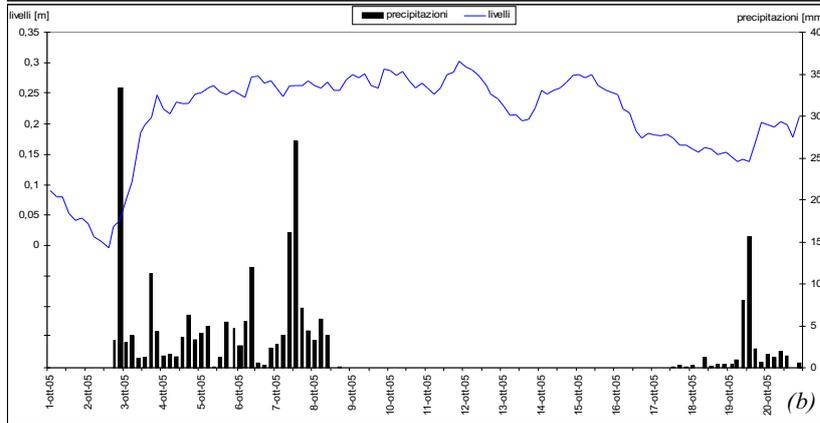
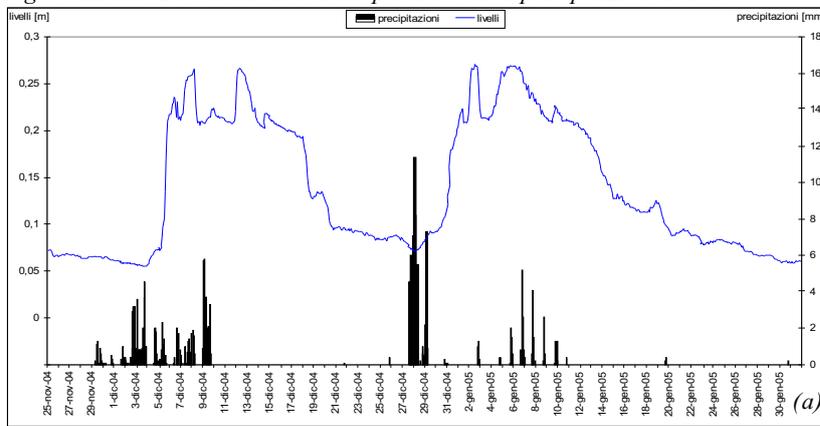


Fig. 9 - Torre Sella: andamento livelli idrici e precip. in due diversi episodi (a) e (b)

mentato da un reticolo di drenaggio indipendente o semidipendente, l'andamento temporale delle portate è di conseguenza differenziato da punto a punto.

Gli **Stillicidi Milano** (fig. 5a e 5b), **Giulietta** (fig. 6) e **Vetrina** (fig. 7) presentano una risposta molto rapida ed impulsiva caratterizzata da un elevato aumento del flusso con un picco quasi sincrono con il massimo valore della precipitazione. Al cessare dell'infiltrazione il carico idrico inizia rapidamente a diminuire e di conseguenza la portata decresce velocemente ritornando ai valori ordinari nell'arco di pochi giorni. Tale andamento sembra evidenziare per questi circuiti una permeabilità del reticolo di drenaggio relativamente elevata.

Gli **Stillicidi Milano bis** (fig 8), **Torre Sella** (fig. 9a e 9b) e **Sala Rossa** (fig. 10a e 10b) mostrano ancora evidenti aumenti della portata, con un ritardo di 1-2 giorni dall'inizio dell'evento precipitativo (tempo necessario per la saturazione della porzione più superficiale dell'acquifero) ma con un flusso che rimane elevato per un periodo molto più lungo rispetto agli altri apporti, (oltre una settimana dalla fine del processo infiltrativo), evidenziando una lenta diminuzione delle pressioni idrauliche legata alla ridotta permeabilità delle vie di percolazione che alimentano tali venute.

L'apporto denominato **Stillicidio Cascatella** presenta un andamento annuale, caratterizzato da periodi con livelli molto ridotti e costanti nel tempo, alternati a momenti con flusso idrico piuttosto elevato. Gli incrementi ed i decrementi della portata sono molto repentini, strettamente condizionati dagli apporti infiltrativi (piogge e fusione nivale) e dal fenomeno dell'evapotraspirazione durante la stagione estiva. In seguito a periodi particolarmente asciutti, la risposta idrodinamica risulta essere piuttosto ritardata rispetto l'input infiltrativo (fig. 11a, 11b e fig. 12), a causa del tempo necessario alla saturazione completa del reticolo di drenaggio.

Altri apporti presentano ancora andamenti differenti rispetto a quelli fin ora esaminati con portate ridottissime (**Stillicidio Policrome**) o nulle (**Polla dell'Orso** e **Polletta**) per lunghi periodi dell'anno caratterizzati da precipitazioni non particolarmente intense. Soltanto in seguito a periodi con apporti molto rilevanti, si osservano temporanei incrementi o attivazioni del flusso idrico (in genere con una durata di pochi giorni) con picchi molto elevati sincroni ai momenti di massima infiltrazione (fig. 13 e fig. 14). Tale comportamento sembra sottolineare ancora l'esistenza di fenomeni di pistonaggio con considerevoli incrementi dei livelli idrici (contemporaneamente

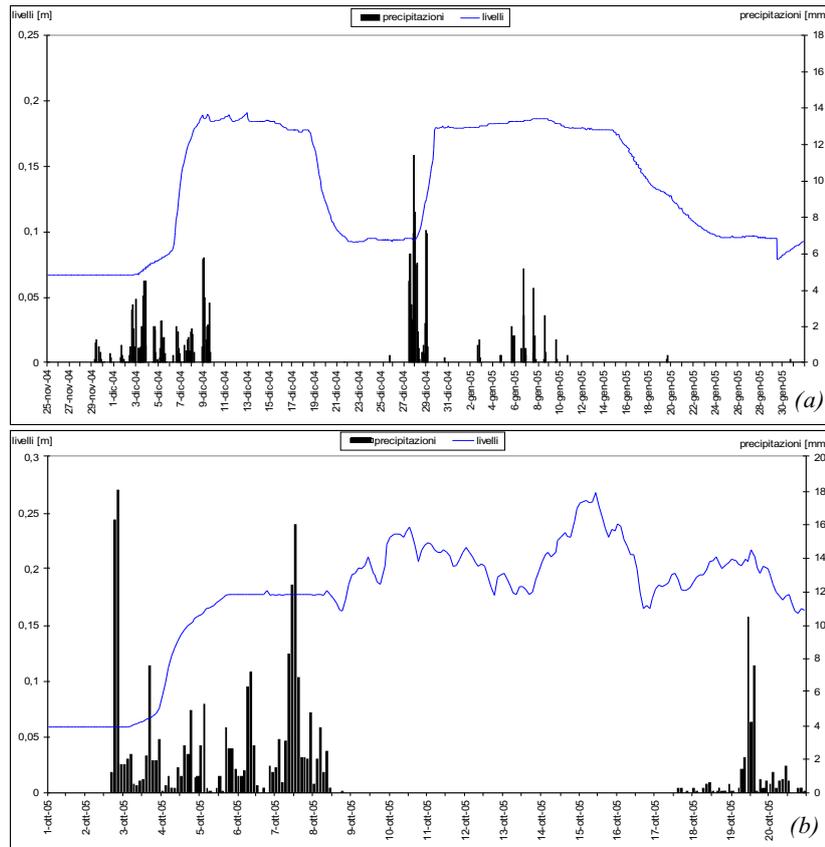


Fig. 10 - Sala Rossa: andamento dei livelli idrici e delle precipitazioni orarie in due diverse situazioni infiltrative (a) e (b)

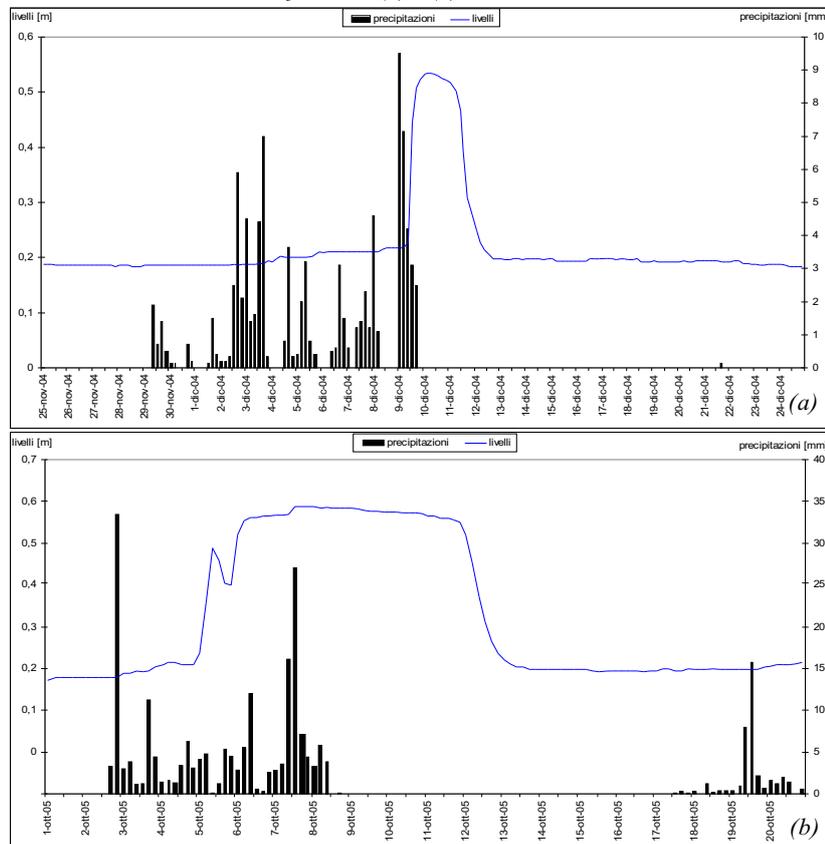


Fig. 11 - Cascatella: andamento livelli idrici e precip. in due episodi (a) e (b)

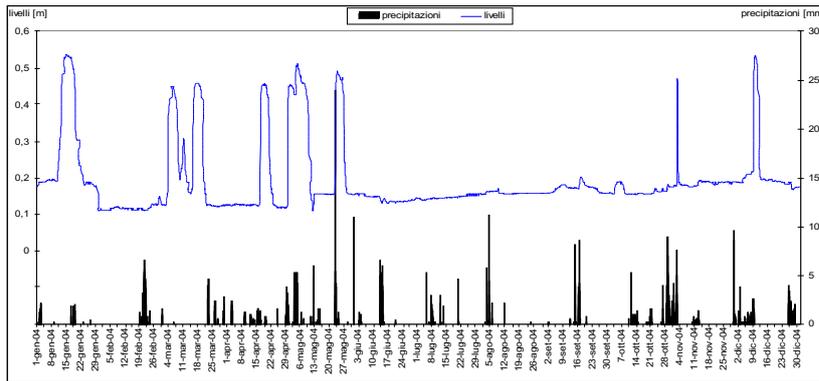


Fig. 12 - Cascatella: andamento annuale livelli idrici e precipitazioni orarie

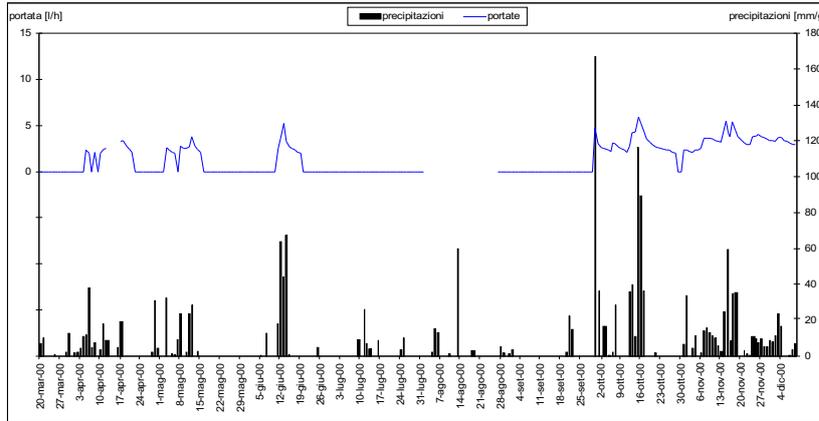


Fig. 13 - Polla dell'Orso: andamento portata e precipitazioni giornaliere

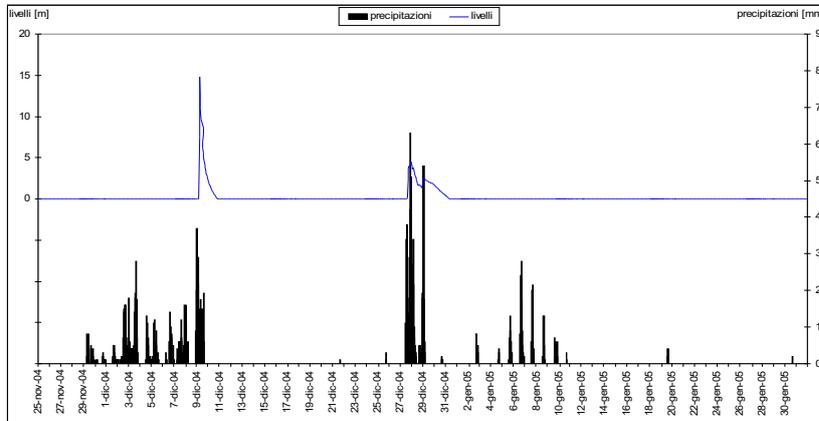


Fig. 14 - Policrome: andamento livelli idrici e precipitazioni orarie

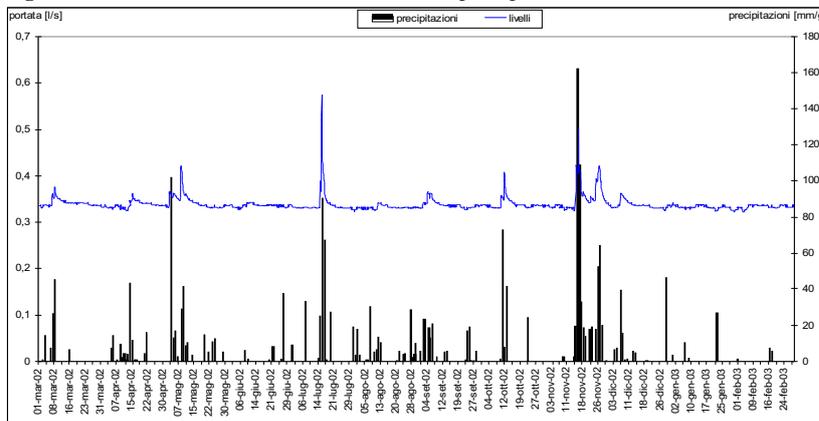


Fig. 15 - Polla delle Anatre: andamento annuale portata e precipitazioni ogni 2 ore

neità tra i valori massimi di precipitazione e di portata) e temporanee attivazioni di queste venute. L'andamento annuale delle portate della **Polla delle Anatre** (fig. 15) evidenzia, invece, una notevole regolarità delle misure (di poco inferiori ai 0.35 l/s), anche in seguito a lunghi periodi con assenza di precipitazioni. Tale andamento è sicuramente legato alla presenza di un flusso di base costante derivante dall'effetto di laminazione dell'acquifero fratturato (impostato anche nel complesso basale) con permeabilità molto ridotta. La mineralizzazione delle acque risulta infatti essere di quasi 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ inferiore a quella riscontrata presso altre venute.

Durante i principali eventi infiltrativi al flusso di base si aggiunge l'incremento legato all'aumento del carico idraulico, sottolineato da repentini e temporanei cambiamenti della portata che raggiunge valori massimi compresi tra 0.6 e 0.8 l/s. La risposta idrodinamica è ovviamente condizionata dalle modalità degli apporti, e dallo stato di saturazione dell'acquifero, con ritardi rispetto all'inizio delle piogge compresi tra 2 e 24 ore (fig. 16).

Molto interessante è il dato relativo ad un test con tracciante eseguito sul versante sovrastante a questa venuta, immettendo in una frattura drenante alcuni etti di fluoresceina durante un periodo di notevole ricarica del sistema

legato alla fusione nivale. Il colorante ha raggiunto la polla dopo 6 giorni dall'immissione, evidenziando quindi la notevole differenza tra la velocità del flusso sotterraneo (calcolata in circa 20 m/giorno) e la trasmissione delle pressioni idrauliche, una volta saturata la rete delle discontinuità, praticamente istantanea.

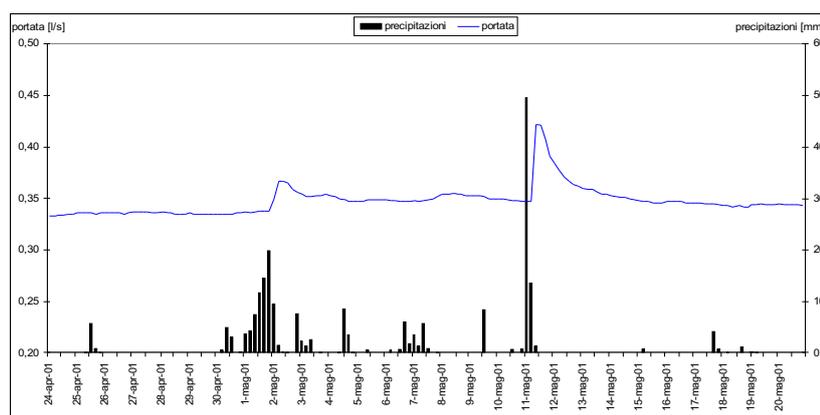


Fig. 16 - Polla delle Anatre: andamento portate e precipitazioni ogni 4 ore

5. LA RISPOSTA CHIMICO-FISICA DELLE ACQUE

Le acque circolanti nella zona saturata ed alimentanti le diverse venute sono state esaminate anche sotto il profilo geochimico mediante una serie di misure manuali, di campionamenti e successive analisi eseguite presso il laboratorio del Politecnico di Torino ed attraverso l'installazione di acquisitori automatici di temperatura e conducibilità elettrica specifica presso alcuni dei principali apporti.

Le misure manuali in loco (temperatura, Conducibilità elettrica, pH, Ossigeno disciolto, durezza, alcalinità) e le analisi chimiche più complete, eseguite per ogni venuta in differenti condizioni idrodinamiche, non evidenziano sostanziali differenze nel tempo dei diversi parametri, mostrando quindi come anche in seguito ad importanti o eccezionali eventi infiltrativi (tipo quelli relativi alle alluvioni del novembre 1994 o dell'ottobre 1996) le acque di neoinfiltrazione non raggiungono in tempi brevi le diverse venute. Al contrario, proprio durante questi particolari eventi, sono stati misurati i massimi valori di mineralizzazione che sembrano dimostrare l'importanza del fenomeno di pistonaggio che rimobilizza acque relativamente vecchie, intrappolate nelle diverse discontinuità dell'ammasso roccioso.

Il confronto tra i parametri chimico-fisici delle diverse venute, campionate nello stesso periodo, mostra, al contrario, alcune discrepanze, in particolare i valori della temperatura, della conducibilità elettrica, dei Nitrati, Calcio e Magnesio. Tali discrepanze evidenziano l'esistenza di differenti vie di drenaggio nella complessa ed eterogenea rete delle discontinuità del non saturo caratterizzata da stato di fratturazione e permeabilità molto diverse da zona a zona.

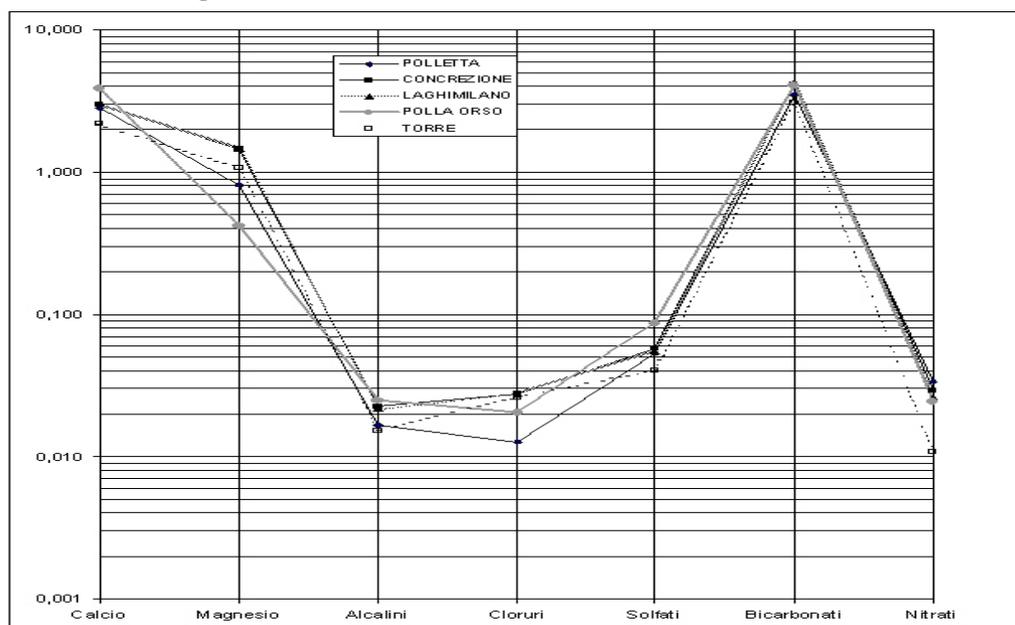


Fig. 17 - Diagramma di Schoeller relativo ad alcune venute

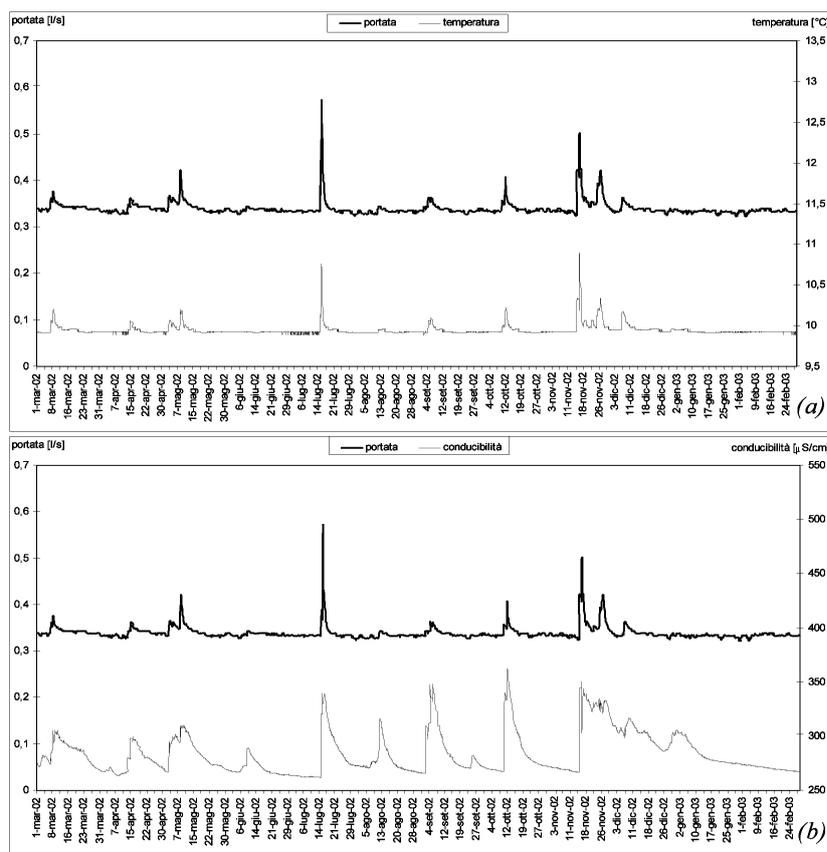


Fig. 18 - Polla Anatre: andamento portata/temp. (a) e portata/cond. elettrica (b)

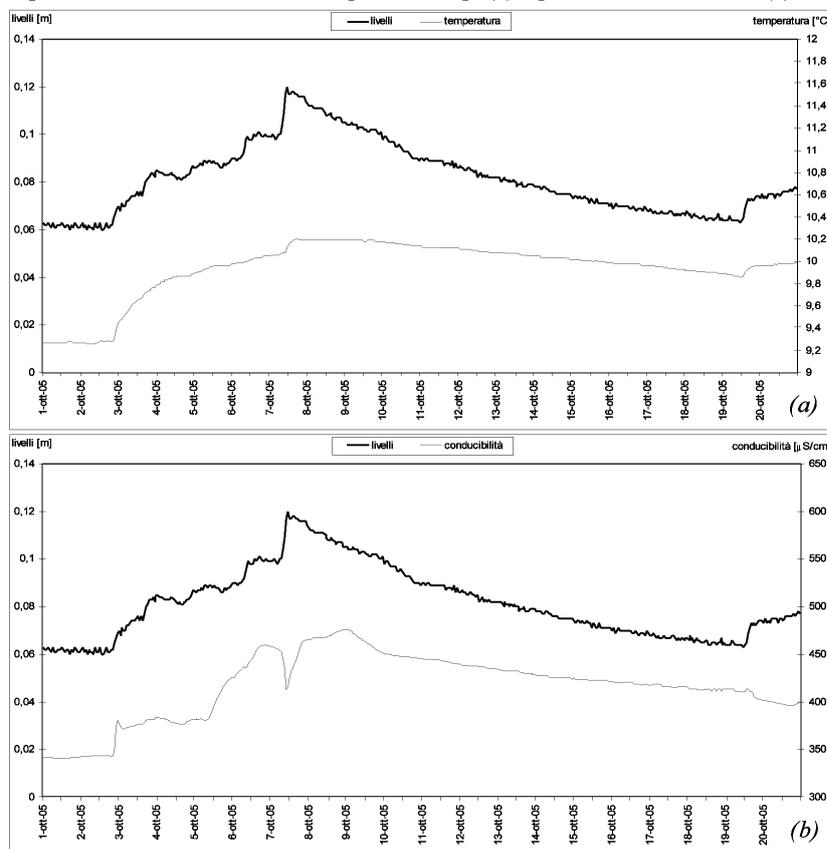


Fig. 19 - Stillicidio Milano: andamento livelli/temp. (a) e livelli/cond. elettrica (b)

Le informazioni più interessanti provengono dalle acquisizioni in continuo dei valori della temperatura e della conducibilità elettrica, e dal loro confronto con l'andamento delle portate, misurate presso alcune venute.

La **Polla delle Anatre** evidenzia durante i periodi con portate ordinarie una notevole costanza dei due parametri (variabili tra 9.9 e 9.92 °C e 262 e 267 µS/cm), mentre in seguito ai principali incrementi di portata si osservano picchi positivi della temperatura (vengono raggiunti anche 10.9 °C, fig. 18a) e della conducibilità elettrica (valori massimi intorno ai 360 µS/cm, fig. 18b). Al diminuire del flusso idrico si registra un rapido decremento dei due parametri che, nell'arco di alcuni giorni per le temperature e di alcune settimane per la conducibilità, ritornano ai valori iniziali. In seguito alle piene legate alla fusione nivale, quando si infiltrano nell'ammasso roccioso acque con temperature molto basse vicine allo 0, i valori registrati presso tale venuta non subiscono alcun decremento, anche diversi giorni dopo la fine del processo infiltrativo. Dal confronto temporale dei diversi parametri si osserva come agli episodi di piena più marcati siano associati i maggiori incrementi della temperatura e della mineralizzazione delle acque. Questo andamento evidenzia il tipico fenomeno di pistonaggio, quando l'onda di pressio-

ne che si diffonde nella rete di drenaggio riesce a rimobilizzare notevoli porzioni di acque intrappolate da tempi relativamente lunghi nelle discontinuità più esigue (ampi settori dell'ammasso roccioso caratterizzati da permeabilità piuttosto ridotte).

Anche gli apporti minori mostrano un comportamento generalmente piuttosto simile, con evidenti fenomeni di *squiseeng* isocroni agli incrementi della portata, ma con andamento piuttosto differente per ogni venuta. Allo **Stillicidio Milano** si osserva, in seguito all'evento di piena del ottobre 05 (fig. 19a e fig. 19b), un contemporaneo incremento della temperatura (di quasi 1 °C) e della conducibilità elettrica delle acque (oltre 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$), mentre durante gli eventi del dicembre 04 e del gennaio 05 (fig. 20a e 20b) si verifica una temporanea e blanda diminuzione della conducibilità elettrica che passa da 320 a 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, seguita da un marcato aumento dei valori che raggiungono un massimo (quasi 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) nelle stesse ore del picco di piena.

Anche allo **Stillicidio della Cascatella** si osserva un comportamento analogo alla venuta precedente con il parametro della conducibilità elettrica che presenta una blanda diminuzione dei valori, quasi 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$, contemporaneo ad un leggero aumento della portata e seguito da una evidente risalita della

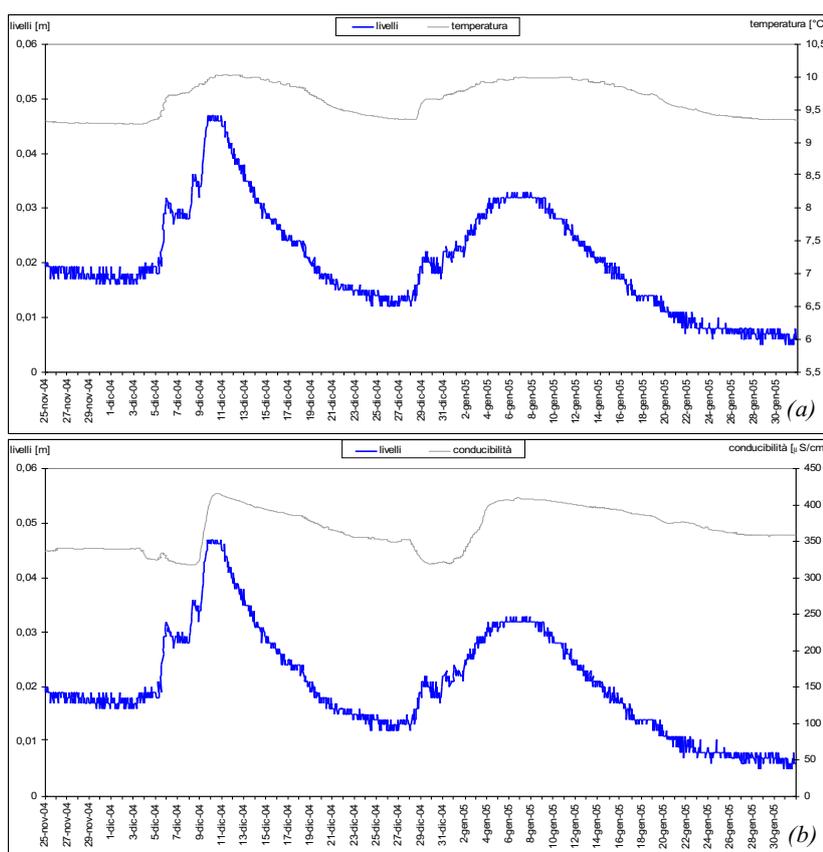


Fig. 20 - Stillicidio Milano: andamento livelli/temp. (a) e livelli/cond. elettrica (b)

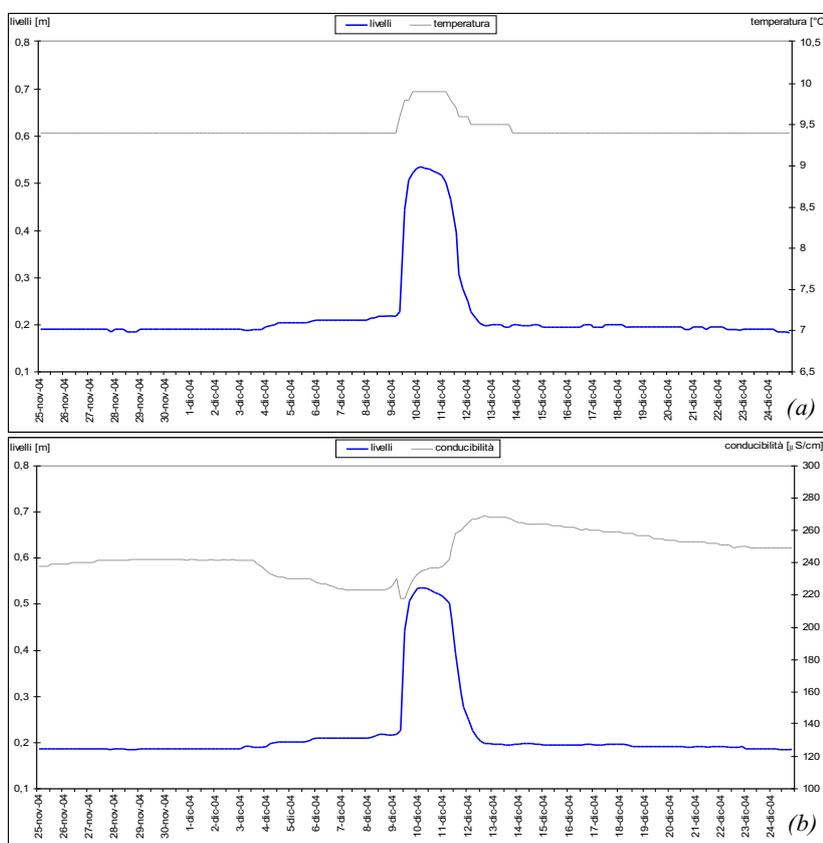


Fig 21 - Cascatella: andamento livelli/temp. (a) e livelli/cond. elettrica (b)

mineralizzazione che raggiunge il tenore massimo il giorno seguente al picco di piena quando ormai l'altezza dei livelli idrici è ritornata alla situazione di magra (fig. 21a). La temperatura delle acque mostra, invece un blando picco isocrono con quello della portata (fig. 21b).

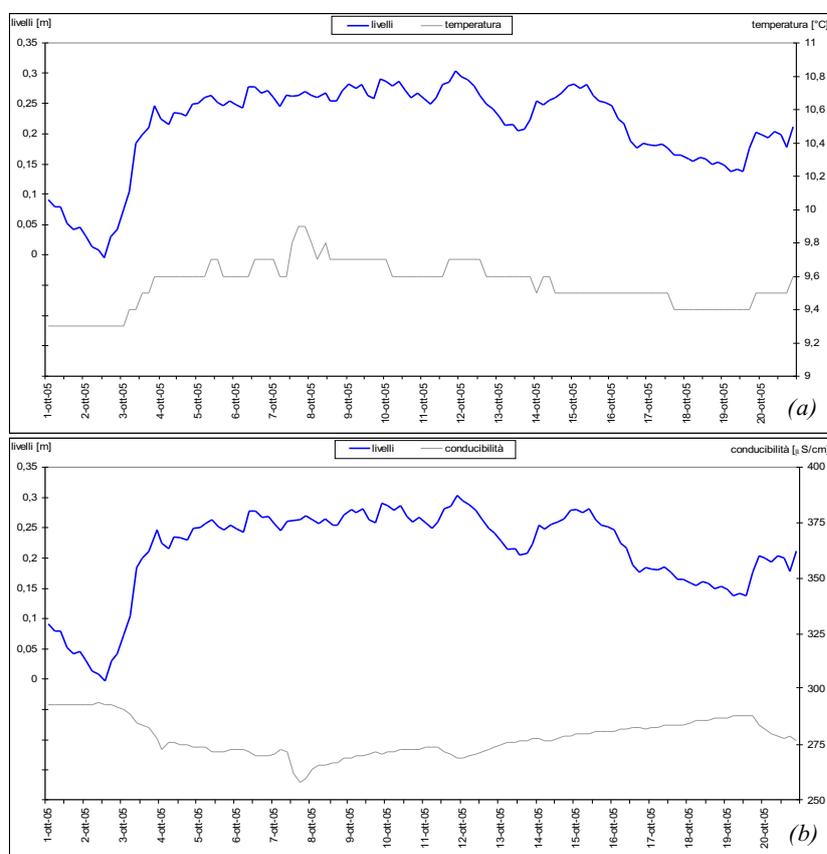


Fig. 22 - Torre Sella: andamento livelli/temp. (a) e livelli/cond. elettrica (b)

La temperatura mostra ancora un incremento congruo con l'andamento della portata (fig. 22b).

La risposta idrogeochimica dello **Stillicidio Torre** è ancora diversa, sottolineata da una blanda diminuzione della conducibilità elettrica delle acque (circa 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$) in seguito all'aumento dei livelli idrici, quindi con un andamento nel tempo speculare a quello della portata. L'evento di piena dell'ottobre 2005 (fig. 22a), evidenzia tale comportamento con un valore minimo della mineralizzazione delle acque che viene raggiunto in concomitanza con il periodo di massimi apporti (tra le ore 21 e 24 del 7 ottobre). Questo andamento sembra evidenziare un fenomeno di mescolamento tra acque di neoinfiltrazione (poco mineralizzate) con quelle a lenta circolazione nell'ammasso roccioso. La

6. CONCLUSIONI

La circolazione idrica che interessa un ammasso roccioso in rocce carbonatiche è in genere impostata in due differenti insiemi: uno costituito dalla complessa ed estesa rete delle discontinuità poco carsificate, con una funzione prevalentemente di immagazzinamento delle acque, l'altro dato dall'insieme dei condotti carsici, con funzione prevalentemente di drenaggio.

Le caratteristiche idrodinamiche e geochimiche delle acque sorgive sono quindi condizionate dall'importanza relativa di queste differenti modalità di drenaggio. La risposta conseguente ad un importante evento infiltrativo sarà più rapida e violenta quanto prevalenti sono i condotti carsici rispetto alla totalità delle micro-discontinuità dell'ammasso roccioso.

Altrettanto importanti sono i fenomeni legati alla messa in carico del reticolo di drenaggio che si verificano sia nella zona non satura di un sistema carsico, sia in quella satura.

Nella Grotta di Bossea la ricerca intrapresa ha permesso di caratterizzare il funzionamento della zona non satura evidenziando i seguenti risultati.

- Nella zona non satura sono presenti notevoli volumi idrici con circolazione molto lenta o stoccati nei settori a permeabilità molto ridotta.
- La mineralizzazione e la temperatura delle acque circolanti in questa zona sono generalmente in equilibrio con la componente rocciosa dell'acquifero.
- Nell'arco di tempi piuttosto brevi (alcuni giorni) le acque di neo-infiltrazione nella zona non satura vanno in equilibrio con l'ammasso roccioso.

- In seguito ad importanti eventi infiltrativi l'aumento del carico idraulico nella rete di drenaggio rimette in circolazione le acque immagazzinate nell'insaturo, dando origine al noto fenomeno del pistonaggio.
- Le importanti variazioni di portata, registrata alle diverse venute, non sono legate quindi alla circolazione nei condotti carsici bensì al fenomeno della trasmissione della pressione idraulica (onde di pressione).
- La tipologia della risposta non è condizionata dallo spessore della zona non satura, ma piuttosto dalle caratteristiche della rete di drenaggio (spaziatura, persistenza, permeabilità delle principali discontinuità, stato di saturazione, etc.).

In conclusione, da tale studio, risulta che nella zona insatura sono presenti porzioni del sistema drenante soggette a saturazione temporanea (porzioni in genere caratterizzate da permeabilità piuttosto ridotta) con tempi di rinnovamento delle acque anche relativamente lunghi. In futuro i sistemi di rilevamento dei dati e le informazioni raccolte presso la stazione di Bossea potranno essere usate per confronto con altri bacini campione per verificare ed estendere tale ricerca.

Questi studi sono sicuramente di notevole importanza per comprendere il funzionamento della circolazione idrica in acquiferi carbonatici e le modalità di contaminazione delle acque sotterranee in essi contenuti.

BIBLIOGRAFIA

Civita M., Gregoretti F., Morisi A., Olivero G., Peano G., Vigna B., Villavecchia E., Vittone F. (1990) - *Atti della Stazione Scientifica della Grotta di Bossea*. Monography, L'Artistica Savigliano, Savigliano, pp. 136.

Civita M., Manzone L., Olivero G., Vigna B. (1991) - *Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici carbonatici del Piemonte meridionale*. Proc. Congr. "Ricerca e Protezione delle Risorse idriche sotterranee delle aree montuose", Brescia, pp. 53-86.

Peano G., Vigna B. (1995) - *Le cavità naturali come via privilegiata per lo studio delle acque sotterranee: i rilevamenti effettuati nella stazione scientifica della grotta di Bossea*. Atti del simposio internazionale "Grotte turistiche e monitoraggio ambientale", Frabosa Soprana, (CN), 24-26 marzo 1995.

Civita M., Dragone C., Uggeri A., Vigna B. (1996) - *Il processo di formazione e differenziazione del chimismo delle acque di un acquifero carbonatico prealpino*. Rivista GEAM, Anno XXXIII, gennaio 1996, pp. 33-42.

Civita M., Peano G., Vigna B. (1999) – *Primi risultati dello studio dell'insaturo carbonatico nel sistema di Bossea (Alpi Liguri – Piemonte Meridionale)*. Atti "3° Conv. Naz. sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee per il III Millennio", Parma 13-15 ottobre 1999.

Civita M., Olivero G., Vigna B. (2000) - *Le risorse idriche sotterranee del territorio cuneese (Piemonte meridionale) Parte 1: il settore alpino*. Rivista GEAM, Anno XXXVII, marzo 2000, pp. 69-83.

Vigna B., Calandri G. (2001) - *Gli acquiferi carbonatici*. Quaderni didattici della Società Speleologica Italiana, Erga Edizioni Genova, pp. 48.

Civita M., Gandolfo M., Peano G., Vigna B. (2004) – *The recharge-discharge process in Bossea Cave groundwater basin (NW Italy)*. Progress in Surface and Subsurface Water Studies at Plot and Small Basin Scale. Convened by: ERB, UNESCO/IHP (NE FRIEND Project 5) and National Research Council of Italy (CNR) – Research Institute for Geo-Hydrogeological Protection, pp. 145-151.

Peano G., Vigna B., Villavecchia E. (2005) – *L'evento alluvionale dell'ottobre 1996 nella Grotta di Bossea*. Atti Conv. Naz. "L'ambiente carsico e l'uomo", Bossea 5-8 settembre 2003, pp. 407-422.

LA GROTTA DI VACCAMORTA (TORNIMPARTE, AQ): GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA, CARSISMO.

Gianluca Ferrini, Antonio Moretti, Ottavia Corsi, Davide Neugebauer, Enrico Stagnini
Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Aquila

Riassunto

La grotta di Vaccamorta (Tornimparte – AQ) presenta peculiarità morfologiche legate alle strutture tettoniche preesistenti che hanno fortemente condizionato i processi speleogenetici prima ed il regime idrico al suo interno poi. Obiettivo di tale lavoro è stata l'identificazione di queste dinamiche caratteristiche, attraverso un'analisi integrata dei dati bibliografici sulla cavità e sui caratteri geologico – strutturali dell'area, con i risultati delle indagini condotte sulle morfostrutture presenti in loco.

Abstract

The Vaccamorta underground cave (Tornimparte – AQ) shows morphologic characteristics bound up with the pre-existing tectonic structures which, in the first analysis, strongly influenced the speleogenetics processes, in the last the water regime inside it. The target of this work has been the identification of these processes, evaluating the bibliographical sources together with a research on field.



Introduzione

L'area oggetto del presente studio ricade a sud-ovest de l'Aquila, all'interno dei territori comunali di Lucoli e Tornimparte (foglio 145 I° SO), ad una quota variabile tra i 700 m ed i 2210 m.

Esso presenta quindi caratteristiche tipiche degli ambienti di alta montagna appenninici, in cui il basamento carbonatico Cretacico ha lungamente subito l'azione degli agenti esogeni di modellamento con dinamiche particolarmente aggressive.

Quadro litostratigrafico

Le successioni affioranti risultano dalla evoluzione di ambienti deposizionali neritici variamente differenziati da interni a marginali, in relazione alle variazioni eustatiche che hanno interessato il *Dominio laziale abruzzese* a partire dal Lias inferiore.

Nell'area è infatti possibile riscontrare in affioramento sia termini di successione mesozoica di piattaforma interna sia di successione meso – cenozoica di scarpata – bacino prossimale.

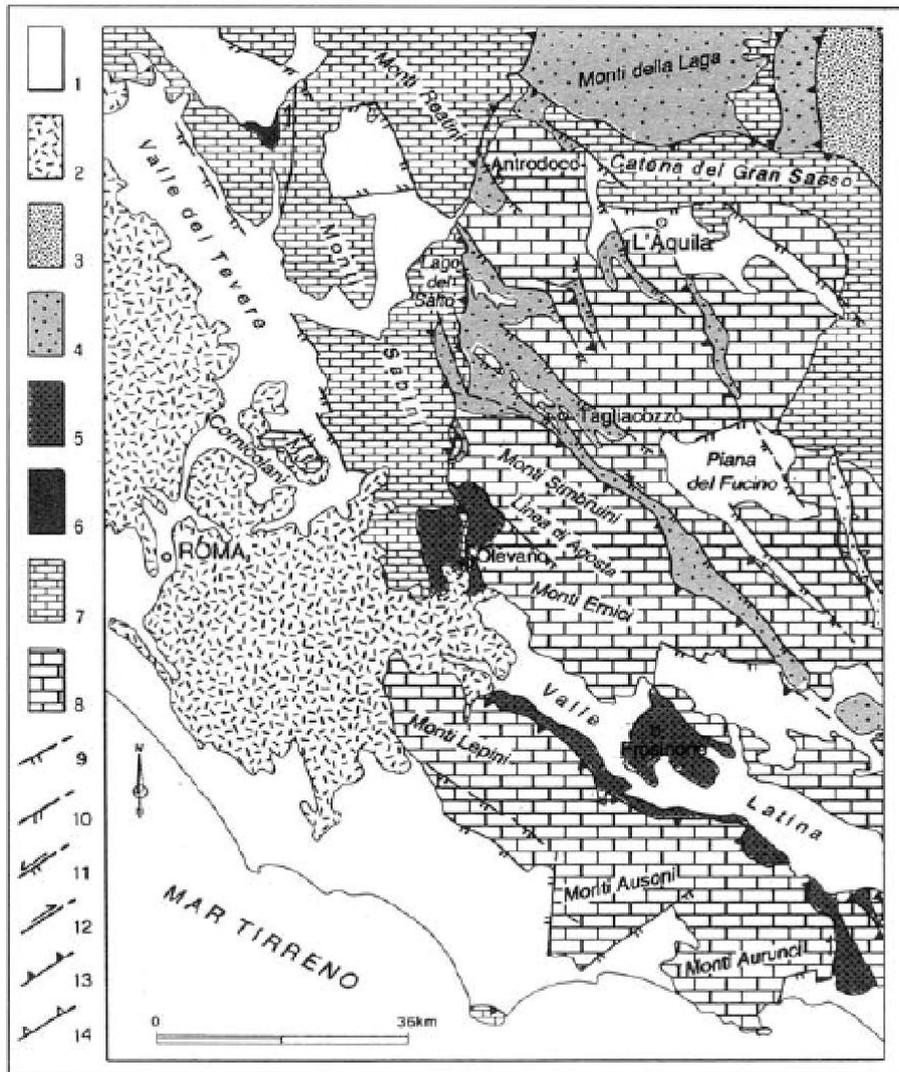


Fig. 2 – Schema geologico – strutturale dell'Italia centrale.

1: depositi Plio – Pleistocenici e alluvionali recenti; 2: vulcaniti (Pleistocene); 3 – 4 – 5 – 6: depositi terrigeni sintettonici (Pliocene inf. – Miocene inf.); 7: successione in facies di transizione (Trias sup. – Miocene medio); 8: successione in facies di piattaforma (Trias sup. – Miocene medio); 9: faglia diretta; 10: faglia transtensiva; 11: faglia con cinematica complessa; 12: faglia trascorrente; 13: sovrascorrimento; 14: retroscorrimento. (da Cipollari e Cosentino, 1993)

Ai primi affiorano i calcari a *mudstones* o a *wackestones* a peloidi ed Ostracodi (Cretaceo inf. p.p.) ed i calcari a *mudstones* – *wackestones* con orizzonti ricchi in Radioliti (Cenomaniano sup.) che si rinvencono rispettivamente sul M. Orsello ed in località Vaccamorta; ai secondi le marne calcaree con intercalazioni di calcareniti torbidity (Oligocene – Eocene sup.) costituenti il rilievo monoclinale di M. la Piaggia – M. Ruella, che chiude a settentrione l'area di studio.

La distribuzione delle litofacies è controllata, come già espresso, sia dalle variazioni eustatiche che dalla tettonica sinsedimentaria, che esalta durante il Paleogene le modificazioni cominciate durante il Cretacico, con

una evoluzione della piattaforma fortemente differenziata da zona a zona (*Bigi et alii, 1995*).

Differenziazione che viene ancor più esaltata durante il Miocene, quando tutto il dominio va lentamente annegando, con deposizione di termini marnoso – argillosi nelle aree depresse e lacune sedimentarie di notevole entità nelle aree più rialzate, con formazione di *hardground* fosfatici o ferruginosi (Serravalliano), osservabili lungo il percorso della carrozzabile di Valle Ruella. In corrispondenza di questi *hardground* sono state osservate mineralizzazioni a fosfati uraniferi (*Corda, 1990*)

Nel settore meridionale si riscontra inoltre la presenza di una copertura morenica quaternaria sulla quale si osservano evidenze di processi pseudocarsici dei quali si farà menzione approfondita più avanti.

Assetto strutturale

L'elemento strutturale di maggior rilievo risulta essere l'edificio a *thrust* derivante dalle di-namiche compressive che hanno interessato la regione dal Lias fino al Miocene superiore - Pliocene inferiore.

La successiva impostazione delle fasi distensive (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) e transtensive, associate ad un repentino sollevamento, ha dislocato le precedenti strutture.

L'assetto strutturale dell'area è contrassegnato da direzioni delle principali lineazioni che da NW-SE nella zona sud-orientale progressivamente ruotano a NNW-SSE fino a N-S nella zona nord-occidentale (*BIGI et alii, 1995*).

Gli elementi compressivi di particolare evidenza potrebbero essere il sovrascorrimento di M.Orsello, dislocato da faglie trasversali orientate SW-NE, e quello localizzato alla base orientale della dorsale carbonatica di M. Ruella, a levante del quale si sviluppa un'importante struttura trascorrente (faglia del torrente Raio).

La fase distensiva, collegata come già detto ad un generale e rapido sollevamento regionale, trova evidenze sui versanti sud-occidentali delle principali dorsali, con direzioni appenniniche ed immersione a SW (faglie di M. Orsello, M. Ruella – M. La Piaggia).

Inquadramento geomorfologico

L'analisi delle morfostrutture ha evidenziato l'estrema complessità dei fattori in gioco nella loro genesi ed evoluzione. La scansione temporale degli eventi morfogenici, ha permesso di identificare nell'ultima fase glaciale l'inizio del rimaneggiamento del substrato Cretacico oggetto del nostro studio. Così come in tutto l'Appennino Centrale è stato possibile individuare forme glaciali tipiche, riferite tutte alla glaciazione del *Würm*. È ragionevole pensare dunque che la massima estensione dei ghiacciai sia avvenuta, come del resto per le altre regioni, nel *Würm III* (periodo in cui si è avuta la massima estensione delle calotte) con il raggiungimento di una quota media di 1100 metri, alle nostre latitudini, dei fronti glaciali.

L'analisi delle ortofotocarte (scala 1:10.000), confortata dalla osservazione diretta della realtà, ha consentito l'identificazione, ai margini dell'area di studio, di due forme glaciali ben definite, nonostante le loro dimensioni non confrontabili con analoghe evidenze presenti sia nell'Appennino che nelle Alpi.

Si tratta dei circhi glaciali localizzati sui versanti settentrionali di Monte Cava e di

Monte S. Rocco; altrettante lingue glaciali erano ad essi associate e protese in direzione N – NE verso il bosco di S. Giovanni, dove è possibile supporre la loro coalescenza in un'unica, nuova lingua. A testimonianza di ciò, la deposizione di una unica morena frontale in località Vaccamorta, ad una quota media di 1200 m, con un fronte il cui sviluppo lineare supera di poco i 600 m.

La successiva rielaborazione ad opera dell'idrografia superficiale e del fenomeno carsico hanno modellato la struttura iniziale fino quasi a farne perdere i caratteri tipici, ed il cui riconoscimento risulta possibile solo da un'attenta interpretazione aerofotogrammetrica o dall'analisi sedimentologica di quello che oggi appare come un rilievo in cui l'intervento antropico, mirato alla ceduzione dei boschi di latifoglie ed al pascolo del bestiame, risulta importante.

Si possono distinguere quasi ovunque più stadi di ritiro appenninico, verosimilmente quattro, con lo *Younger Dryas*, al limite con l'Olocene, i ghiacciai sono scomparsi dalle valli e anche dai circhi più alti. Ciò è confermato dalla frequentazione stagionale di tali zone da parte dei cacciatori del Mesolitico. I limiti delle nevi si sono così progressivamente innalzati dapprima di circa 100-125 m, poi di 250-300 m, infine di 400 m circa rispetto al valore della massima avanzata prima di scomparire. (P.R. Federici, 1979)

Lo scaglionamento delle morene e delle loro fronti, peraltro sempre meno apprezzabili man mano che ci si muove da Vaccamorta verso i Prati di Cerasolo, testimonia che il ritiro dei ghiacciai non è avvenuto in maniera lineare, ma è stato interrotto da momenti di sosta o di debole riavanzata, con la deposizione di morene frontali sempre più giovani man mano che ci si avvicina allo sbocco della valle.

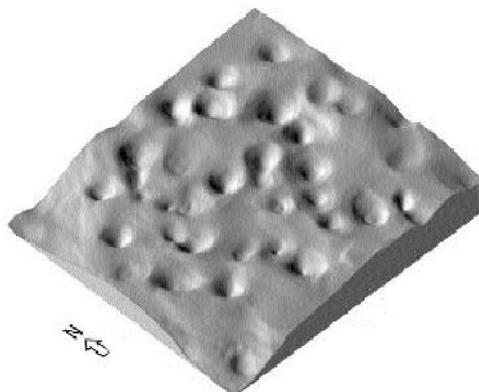
Con il passaggio dall'ambiente glaciale a quello periglaciale si sono quindi potenziati i processi di disfacimento meccanico delle rocce, con conseguente produzione di abbondante detrito di origine crioclastica. Questo, data l'origine, è caratterizzato da classi dimensionali degli inclusi comprese tra termini appartenenti alle *lutiti* a termini appartenenti alle *ruditi* (o conglomerati) e con una loro disposizione caotica, senza stratificazione, acquistando quindi caratteristiche di maggiore o minore permeabilità alle acque, proprio in relazione alla granulometria.

Tali osservazioni, unite alla ipotesi della formazione di tappi di ghiaccio o di nevato in condizioni di *permafrost*, potrebbe aver ostruito vie di circolazione sotterranee dell'acqua attive nel precedente periodo glaciale, come il complesso ipogeo di Vaccamorta, localizzato al di sotto della copertura morenica; successivamente, lo scioglimento di tali lenti di ghiaccio all'interno dei sedimenti depositi dalle masse glaciali avrebbe ingenerato un collasso della superficie topografica con formazione di depressioni (pseudodoline) sulle quali si sarebbe impostato successivamente il fenomeno carsico.

Le indagini cartografiche e litostratigrafiche condotte nell'area interesse di studio, hanno permesso di individuare nella località Bosco di Cerasolo, il campo dolinato derivante proprio dall'evoluzione del sistema pseudocarsico.

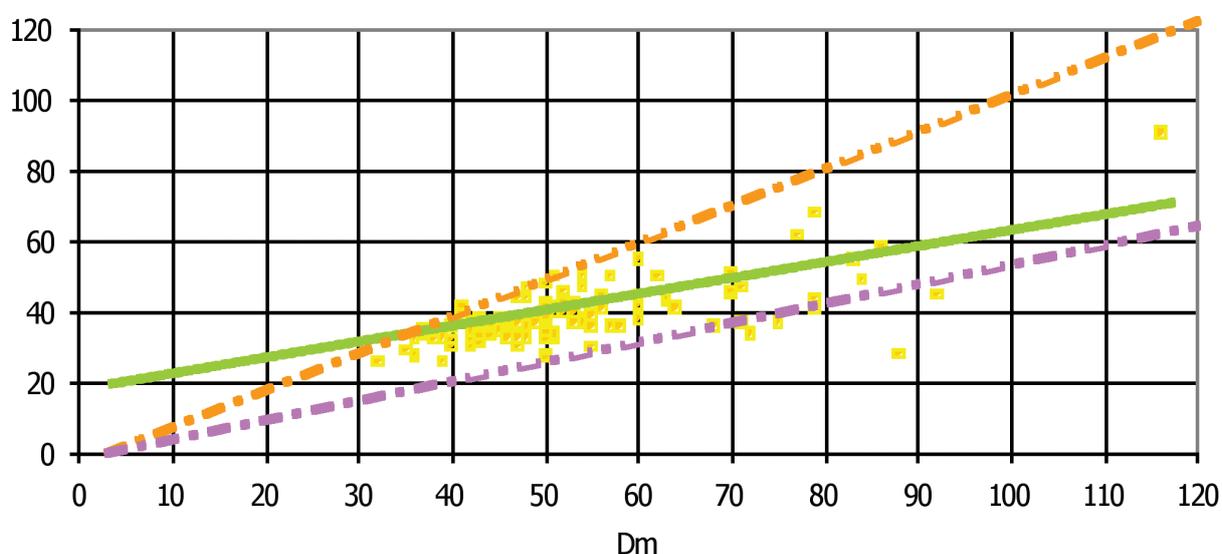
A conferma di ciò è stata svolta un'analisi morfometrica con il fine di evidenziare eventuali correlazioni tra la situazione in superficie e quella ipogea, di cui si discuterà meglio più avanti.

I parametri considerati per ogni depressione sono stati asse maggiore, asse minore ed orientamento dell'asse maggiore sul piano di campagna; a tale scopo ci si è avvalsi di un software di gestione di dati territoriali (ArcGis 8.x), che ha permesso di visualizzare la morfostruttura sulle basi cartografiche.



I risultati, riportati in un grafico in cui D_m rappresenta l'asse maggiore e d_m l'asse minore, mostrano una distribuzione delle misure concentrata entro valori ristretti di D_m (35 – 65 m) e di d_m (25 – 50 m). Inoltre la rappresentazione nel medesimo grafico di due rette, rappresentanti due rapporti di allungamento caratteristici (1:1 e 2:1), permette di definire un rapporto di allungamento preferenziale, identificabile approssimativamente in 1,5:1.

Analisi Morfometrica Doline



L'applicazione di relazioni statistiche alla serie di dati dimensionali delle unità ha permesso di individuare un coefficiente di correlazione pari a 0,56, valore eccessivamente distante dal valore (circa 0,8) che la bibliografia (Ricci Lucchi et al.) ritiene valido per stabilire un controllo strutturale nella genesi delle doline.

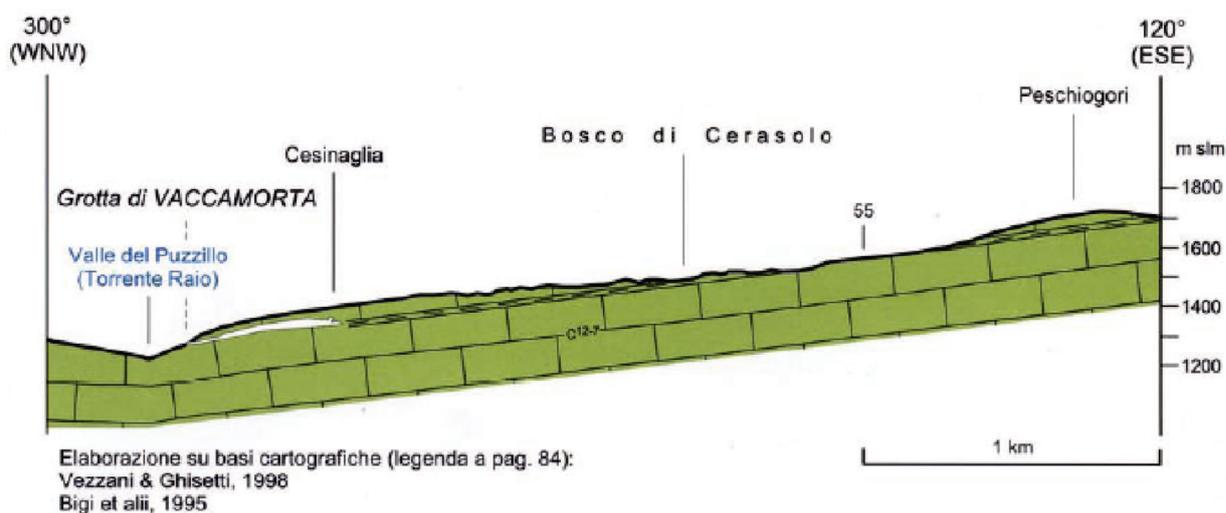
Così la rete di diaclasi che ha causato lo scompaginamento dei blocchi di cui si è precedentemente fatta menzione non risulta a tal punto determinante nell'impostazione del fenomeno carsico, lasciando a considerazioni sedimentologiche la spiegazione della formazione del campo dolinato; in questo modo risultano confermate le ipotesi sopra fatte per cui la sua genesi non risulta attribuibile all'assetto strutturale della zona, bensì al litotipo presente.

Aspetti idrogeologici

L'area di studio presenta un'idrografia superficiale assai ridotta in relazione ai litotipi presenti in loco che agevolano l'infiltrazione a discapito dello scorrimento. L'osservazione ha portato ad identificare il ruscellamento in zone limitate, che presentano notevole acclività: il Torrente Raio, che si imposta sul fondo della Valle di Tornimparte ed al quale convergono i numerosi ruscelli che percorrono i canali di Monte la Piaggia ed il Torrente Ruella, che percorre la valle che separa l'omonimo monte da M.La Piaggia, per poi raccordarsi anch'esso al Torrente Raio, sono le uniche degne di nota.

Il primo deve il proprio flusso alle acque provenienti dalla risorgenza di Vaccamorta che, a sua volta, rappresenta la manifestazione epigea del sistema di assorbimento costituito dalle numerose doline del bosco di Cerasolo. Il secondo raccoglie le acque di deflusso del bacino costituito dall'omonima valle. Numerose invece sono le sorgenti che si possono individuare nell'area, per lo più localizzate al contatto tra gli acquiferi carbonatici ed i depositi.

Descrizione dell'ipogeo e ipotesi di speleogenesi



La grotta di Vaccamorta è situata ad una quota di 1260 m.s.l.m., (Lat. 42° 14' 27" Long. 0° 14' 22"); il suo bacino di alimentazione può essere individuato nella località denominata "Bosco di Cerasolo", nel quale non si riscontra un vero e proprio bacino di raccolta in cui le



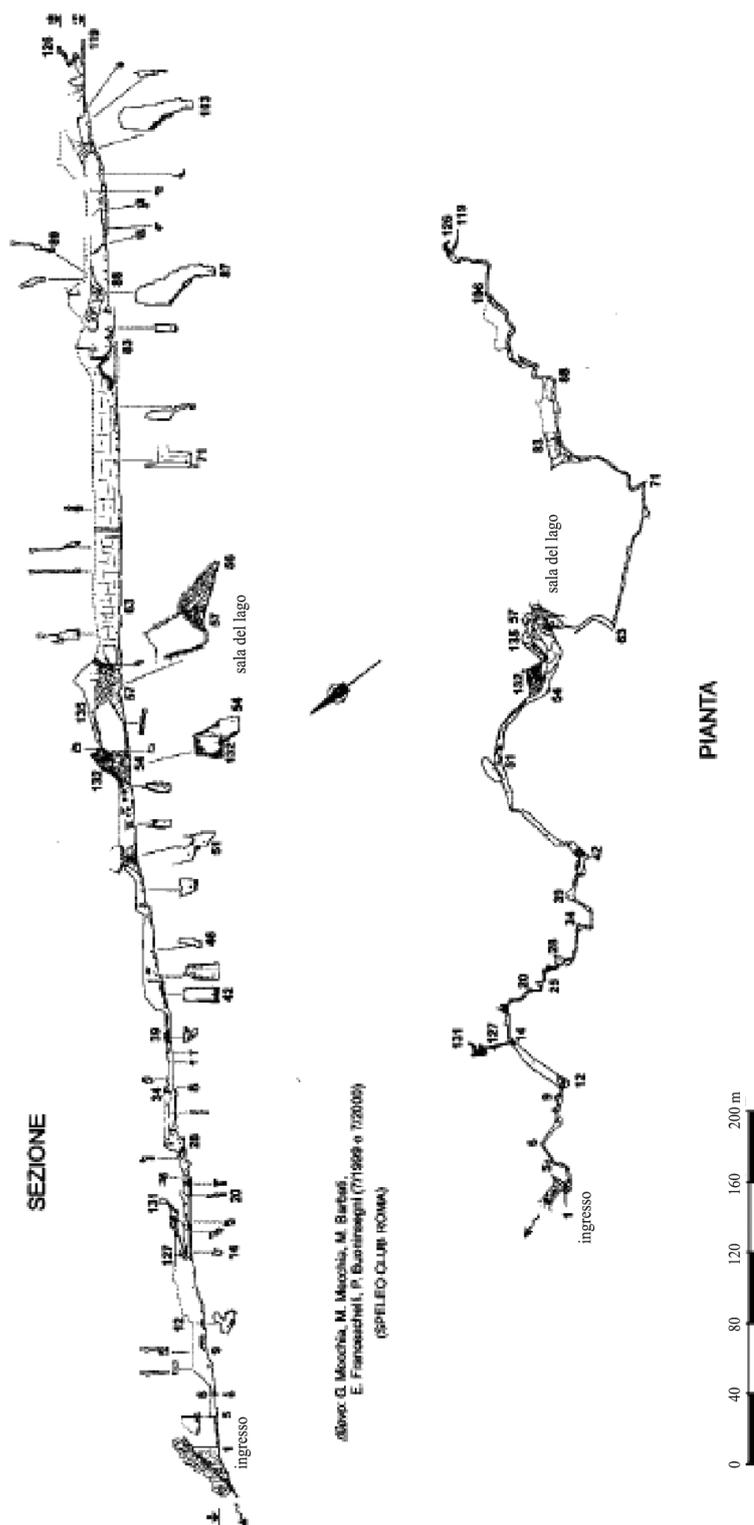
Fig. 3 Tratto interno della grotta a pochi metri dall'ingresso

acque abbiano un movimento superficiale né bacini con inghiottitoio, ma una serie di doline (30 – 50 /Km²), con diametri compresi tra pochi metri ed un centinaio di metri, che danno luogo ad un'alimentazione mista, con predominanza di assorbimento diffuso. Il regime idrico della grotta è conseguentemente di tipo stagionale, dato che nel periodo estivo va in secca in relazione alle precipitazioni meteoriche, ad eccezione di piccole zone dove un continuo stillicidio alimenta pozze per lo più fangose.

La cavità si sviluppa per una lunghezza di

GROTTA DI VACCAMORTA

Tomimparte (AQ) - 82.A



805 m, secondo la direttrice E-SE, con un dislivello complessivo di 82 m; il salto maggiore riscontrato nel braccio principale è di 5 metri, mentre nelle diramazioni laterali se ne rilevano anche di 12 metri.

La cavità in generale si presenta come un corridoio alto e stretto, intervallato da concamezzazioni ampie, dal quale si dipartono diramazioni, doppi passaggi e rami fossili. In alcuni tratti della grotta la sezione è circolare e le pareti sono levigate e lisce, indice di circolazione in condotti a pressione. Infatti ad un centinaio di metri circa dall'ingresso della grotta, si ritrova un ramo fossile a sezione circolare, rimasto inalterato grazie alla nuova via preferenziale di scorrimento delle acque. In altre porzioni della grotta, tuttora attive, la sezione risulta circolare solo nella volta, mentre la parte inferiore è stata reincisa dallo scorrimento, presentando una sezione a "V" o ad "8"; in altre ancora la sezione ha assunto la forma di un uovo con la punta rivolta verso il basso, a testimonianza del fatto che attualmente l'erosione si instaura solo nella parte inferiore. Le diramazioni sono numerose ed almeno otto quelle superiori con sviluppo planimetrico di 30 – 50 metri.

Le concrezioni rilevate all'interno della cavità sono numerose; preponderanti sono le colate a panneggio, anche se non sono assenti stalattiti e stalagmiti, che nella "diramazione dell'osso" raggiungono dimensioni notevoli, nonché numerose concrezioni eccentriche. (ulteriori informazioni su concrezioni).

Da quanto esaminato possiamo affermare che la grotta sia in uno stato di maturità avanzata e che il carsismo sia in una fase di declino, dovuta anche al notevole sviluppo della vegetazione nel bacino di assorbimento delle acque, che ne diminuisce il potenziale attacco chimico-fisico. A questo punto si può affermare con certezza che la natura della risorgenza è da annoverare fra quelle a carattere stagionale strettamente legata alle precipitazioni atmosferiche.

È da notare che tutte le diramazioni si ritrovano sul lato a SW del braccio principale e nessuna su quello a NE; tale constatazione dimostra che il bacino di assorbimento delle acque deve necessariamente trovarsi sul fianco destro della "Valle del Puzillo", che scorre pressoché parallelamente alla direttrice della cavità e lungo la quale si instaura una faglia che ha costituito e tuttora costituisce la via preferenziale di scorrimento delle acque. La forma alta e stretta di più porzioni della grotta, ne dimostra la presenza.

Radioattività naturale

Già da molti anni erano note nell'area di Tornimparte, dalle prospezioni del CNEN (Comitato Nazionale per l'Energia Nucleare), anomale concentrazioni di minerali uraniferi e radioattività in generale (SCIOCCHETTI, comunicazione personale); anche nella grotta di Vaccamorta vennero misurate concentrazioni di radon in aria molto elevate. Recentemente, nuove indagini effettuate DA MORETTI et.al (2004) ne hanno confermato la presenza. Le misure eseguite all'interno della cavità carsica sono state effettuate utilizzando un rivelatore a cristalli di NaI da 2" della Ludlum Instruments: sono emersi in molti tratti della grotta elevati valori di radioattività da decadimento γ (50-60 μ R/h). Gli Autori hanno attribuito le anomalie a concentrazioni di gas Radon in aria, ipotesi avallata sia dalla concordanza tra i punti di maggiore radioattività con le zone di maggiore flusso d'aria, sia per l'assenza di radioattività specifica dei calcari cretacei incassanti nella porzione di ipogeo ad oggi esaminata.

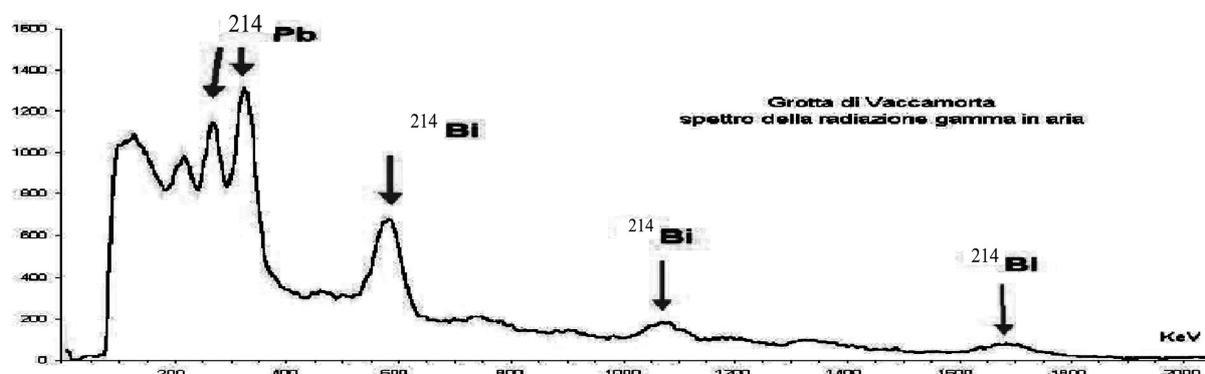
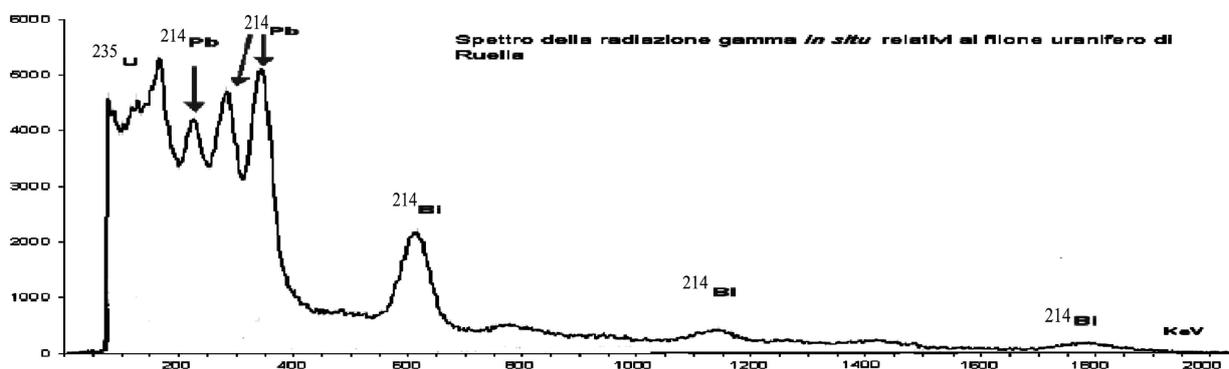
In una seconda campagna di campionamenti in situ della radiazione g, utilizzando lo spettrometro portatile multicanale Rainbow (Helath Physics Instruments) anch'esso dotato di sensore a NaI da 2", è stata confermata all'interno della cavità l'abbondanza dei picchi di emissione degli isotopi radioattivi della famiglia del radon (^{214}Bi ^{214}Pb), e del thoron (^{212}Pb), in contrasto con la quasi totale assenza dei picchi caratteristici di Th, U, Ra e derivati, nei calcari incassanti nelle immediate vicinanze dei punti di campionamento (fig. 4 b).

In seguito il monitoraggio del ^{222}Rn all'interno della grotta, è stato eseguito utilizzando una metodologia più appropriata, ovvero dosimetri a passivi a tracce da indoor, che utilizzano un rivelatore CR39 e che risultano particolarmente idonei per applicazione di carattere geologico-speleologico. Le misure sono state effettuate sia con il campionamento istantaneo che con esposizione dei dosimetri per una durata di 72 ore. Nonostante i rilevatori fossero andati quasi tutti in saturazione (SCIOCCHETTI, comunicazione personale), i risultati evidenziano un'attività a in aria stimabile in circa 10kBq/m^3 .

Risulta tuttavia ignota l'origine della radioattività. Ulteriori indagini hanno portato all'identificazione in un'area prossima a quella di studio, di livelli calcarenitici a *Briozoi* e *Litotamni* caratterizzati da mineralizzazioni a fosfati di uranio (*hardground*), riferibili al Miocene Medio (*Serravalliano pp*). Tali livelli determinano elevati valori di emissioni γ ($80\text{-}100\text{mRn/h}$) dovute al decadimento dell'uranio in essi presente (fig. 4,a).

Al momento sembra quindi verosimile attribuire la concentrazione di ^{222}Rn nell'ipogeo di Vaccamorta alla presenza di orizzonti mineralizzati, simili agli *hardground* esaminati in precedenza, pur non essendo riscontrabili nella porzione di cavità ad oggi indagata, analoghe rocce incassanti (calcari a *Briozoi* e *Litotamni*).

Gli spettri di emissione γ ottenuti all'interno della grotta, sono stati confrontati con quelli del filone uranifero di Ruella (MORETTI et. al., 2004). Ne risulta una quasi totale concordanza tra gli spettri del filone e della grotta; significativa è l'assenza nell'ipogeo del picco caratteristico dell'uranio.



Nuove indagini radiometriche

Per confermare o meno le ipotesi fatte dagli studiosi precedenti, sono state eseguite ulteriori misure di radon in aria nella parte terminale della grotta (saletta prima dell'uscita). Le misure sono state effettuate utilizzando uno spettrometro · Alphaguard della Genitron Instruments, dotato di camera di ionizzazione di 500 cm³. Le misure, accompagnate anche da quelle di pressione, temperatura, umidità ed attività γ , sono state eseguite su di un periodo di 60 min. Scartata la prima misura, corrispondente al tempo necessario allo strumento per raggiungere l'equilibrio con l'ambiente circostante, le misure (Tab. I) evidenziano valori perfettamente compatibili con quelli riportati da Moretti et al. (2004). È significativo l'elevato valore della varianza che evidenzia un flusso discontinuo nel tempo anche su brevi intervalli.

Ultima considerazione: anche nel nostro caso, come già riportato dagli Autori, abbiamo rilevato all'uscita una notevole contaminazione radioattiva delle tute e delle parti esposte del corpo, in particolare i capelli.

Attività α (Bq/m ³)	Attività γ (IR/h)	T (°C)	P (mBar)	RH (%)
7450 ± 490	56	5	886	85
7910 ± 539	76	4	886	99
8660 ± 605	69	5	884	99

Conclusioni

La grotta di Vaccamorta rappresenta il risultato di una lunga evoluzione nel tempo di un sistema carsico impostato sia sulle rocce del substrato sia sui depositi glaciali che ne segnano, e ne favoriscono, l'area di ricarica. A parte il ben noto interesse escursionistico e sportivo, ci permette di avere importanti informazioni sulla geologia di sottosuolo, ed in particolare di confermare la prosecuzione, all'interno del sistema dei trust appenninici, degli orizzonti uraniferi e fosfatici già noti in superficie.

Dal punto di vista della radioprotezione, i valori misurati si collocano ai vertici delle cavità carsiche studiate in Italia. Anche se difficilmente la radioattività misurata potrebbe costituire fonte di rischio per il frequentatore occasionale, è da valutare che buona parte delle fonti idriche che servono i paesi limitrofi si alimentano dall'acquifero di Vaccamorta o da altri analoghi.

L'attività di rilevamento in sotterraneo potrà in futuro aiutare a definire meglio la qualità delle acque che se ne ricavano per uso potabile e le eventuali fonti alternative.

Bibliografia

- BIGI S., CAPOTORTI F., CENTAMORE E., FUMANTI F. (1995) – Caratteri geologico-strutturali dell'area compresa tra Tornimparte ed i monti d'Ocre (Appennino centrale, Italia). *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, pp. 87 – 94*;
- BIGI S., COSTA PISANI P. (2002) – Structural setting of the Cicolano – M. Calvo area (Central Appennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1, pp. 141 – 149*;
- CORDA L. (1990) – *L'hardground* Serravalliano di Tornimparte (L'Aquila): 1. caratteri sedimentologici. *Boll. Soc. Geol. It., Vol.109, pp 633-641*
- DI SABATINO D., MORETTI A., FERRINI G., DELLA VENTURA G., SOLIGO M., (2004) – Stato delle conoscenze sulle sorgenti radioattive di origine naturale in Abruzzo. *Atti 23° convegno nazionale G.N.G.T.S. , pp 429-433*;
- MORETTI A., FERRINI G., DI SABATINO D., SCIOCCHETTI G., (2004) – La radioattività della grotta di Vaccamorta, Tornimparte, L'Aquila *Atti 23° convegno nazionale G.N.G.T.S. , pp 425-428*.

LA TABLE DU JUGURTA (Krumiria - Tunisia settentrionale): CARSISMO ED ASSETTO IDROGEOLOGICO

Gianluca Ferrini, Antonio Moretti
Università dell'Aquila – Dipartimento di Scienze Ambientali

Riassunto

La *Table du Jugurta* è un rilievo tabulare sito nella Tunisia settentrionale, in prossimità del confine con l'Algeria; la sua posizione dominante la ha resa da sempre un luogo di controllo e di rifugio per varie popolazioni: il suo nome fa riferimento ad un episodio della guerra tra Roma ed il re numidico Giugurta descritto da Sallustio nel *Bellum Jugurtinum*. Da un punto di vista geomorfologico il rilievo è una *mesa* calcarea con ampio tavolato sommitale, delimitata da ripide scarpate, relitto erosivo di un'ampia superficie regionale oggi smembrata. L'affioramento è in gran parte costituito da calcari nummulitici e presenta una giacitura sub-orizzontale; il sistema presenta una circolazione idrica profonda di tipo carsico la cui efficienza è funzione del regime pluviometrico.

Abstract

The *Table du Jugurta* is a tabular relief located in northern Tunisia, close to Algerian border; for a long time its dominant position has done it a safe place to control the surrounding region and a shelter during war-time for many different populations. In fact its name makes reference to an episode of the war among Rome and the numidian king Giugurta happened in the first century b. C. and described by Sallustio in the *Bellum Jugurtinum*. From a geomorphological point of view the relief is a calcareous mesa, with ample upper surface delimited by steep scarps, erosive relict of an more developed regional surface actually dissected. The



Figura 1: la Tavola di Giugurta, descritta dalle parole di Sallustio nel “*Bellum Jugurtinum*” :
“*Namque haud longe a flumine Muluccha, quod Iugurthae Bocchique regnum diiungebat, erat inter cete-ram planitiem mons saxeus, mediocri castello satis patens, in immensum editus, uno perangusto aditu relicto; nam omnis natura uelut opere atque consulto praeceps.*”¹

monolithic outcrop is constituted by nummulitic limestones of Eocene age sub-horizontally bedded; stratigraphically is composed of four different sequences formed in a shallow water environment. The ground water circulation is of karst type with many dissolution surface and underground features.

Parole chiave: geomorfologia, carsismo, Tunisia settentrionale

Introduzione

La *Table du Jugurtha* è una peculiare forma morfologica che si eleva, a circa 1200 m s.l.m., nella Tunisia settentrionale, in prossimità del confine con l'Algeria. L'imponente monolite roccioso, che sovrasta il piccolo paese di Kalaat Es Senan nella provincia di Le Kef, con la sua posizione dominante unita all'ampia disponibilità di risorse è stato da sempre un luogo di culto o di difesa fin dagli albori della storia umana.

Il nome "internazionale" Table de Jugurtha (=tavola/tavolato di Giugurta) fa riferimento ad un episodio della guerra tra Roma ed il re numidico Giugurta; già in antichità comunque i romani si erano ispirati all'idea della tavola nel nome di *Bulla Mensa* (dal nome della provincia di Bulla).

Il nome "locale" *Kaalat Es Senaan* (= rifugio di Senaan) ricorda le gesta di un certo bandito-condottiero Senaan che, vissuto nel 14° secolo, lo elesse come base per le sue scorrerie nelle vallate circostanti.

La montagna, ha cambiato però più volte nome nel corso dei secoli e delle vicissitudini storiche, anticamente vengono riportati i nomi di *Kalaat Mejjana*, *Kalaat Mergamenna*, *Kalaat Buchr* ed infine di *Kalaat al-Sikka* (M'CHAREK, 2001)



Figura 2: fotografia aerea della Tavola di Giugurta con i relativi sistemi di faglie

Il suo utilizzo nel corso della storia è stato vario, ma la sua posizione elevata e le possibilità di difesa ne hanno da sempre fatto un luogo di controllo della regione sottostante e di rifugio per varie popolazioni, in particolare degli abitanti di Mergamenna, piccolo borgo situato proprio alle sue pendici

Assetto geologico e geomorfologico

La *Table du Jugurta* si presenta, dal punto di vista morfologico, come un'ampia *mesa* calcarea (*tafelberg* = isola-tavola nella nomenclatura europea), caratterizzata da un ampio tavolato sommitale e delimitata da ripide scarpate, la cui altezza varia da un minimo di 70 m fino ad un massimo di circa 120 m. L'analisi delle foto aeree mette in evidenza una struttura sinclinale che, tagliata dalla superficie sommitale evidentemente erosiva, dà luogo ad una caratteristica struttura di interferenza circolare.

L'affioramento presenta una giacitura sub-orizzontale e si appoggia, con discordanza, su di una successione di argille e siltiti grigie o grigio-azzurre che si estendono in larghe plaghe su gran parte delle colline circostanti e delle quali non affiora, nella zona, la base.

Le facies calcareo-nummulitiche che costituiscono la rocca appartengono genericamente alla formazione dei Calcari eocenici (CASTANY, 1953, *cum bibl.*) estesamente affiorante in Tunisia settentrionale e originariamente definita come *formation Metlaoui* (BUROLLET, 1956). Da un punto di vista paleogeografico questo complesso litologico inizia a sedimentarsi già

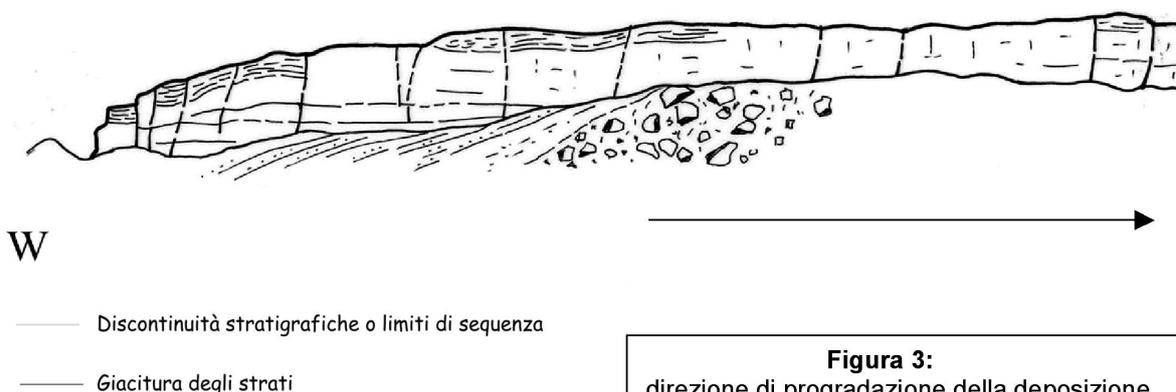


Figura 3:
 direzione di progradazione della deposizione carbonatica e tracce dei limiti delle sequenze deposizionale.



nell'Eocene basale su quello che era il margine dello scudo continentale africano: struttura interessata da costante subsidenza e quindi caratterizzata da una certa variabilità ambientale,

che si riflette nell'attuale diversificazione delle litofacies.

La variabile stratigrafia della serie eocenica tunisina è però caratterizzata dalla presenza costante alla base della sequenza di un livello detritico con importanti depositi fosfatici a testimonianza di un momento deposizionale arealmente omogeneo; tale livello, che sembra arricchirsi in fosfati andando verso Sud ed in glauconite verso Nord, è intensamente sfruttato in tutto il Paese rappresentandone la più importante risorsa mineraria. La sequenza eocenica prosegue, al di sopra del livello fosfatico, con le formazioni tra loro eteropiche dei calcari a Globigerina (*formation Bou Dabbous*, FOURNIÉ, 1978) e delle breccie nummulitiche (*formation El Garia*, FOURNIÉ, 1978) tipici depositi neritici di mare a bassa profondità, e si chiude con depositi gessosi di laguna (*formation Faïd*, FOURNIÉ, 1978) che preludono all'emersione della piattaforma stessa.

Stratigrafia

Il monolite calcareo/nummulitico giace discordante sul sottostante membro argillitico/marnoso sottilmente stratificato; la giacitura dei vari corpi sedimentari indica una progradazione delle barre carbonatiche dai quadranti occidentali verso quelli orientali.

In dettaglio, la sequenza della Tavola di Giugurta è costituita, alla base, da calcari marnosi biancastri con livelli fosfatici e orizzonti fossiliferi a denti di pesci; su questi depositi appoggiano, in discordanza, grandi bancate calcarenitiche e, in posizione sommatata, livelli di lumachella.

L'analisi litostratigrafica ha portato al riconoscimento di cinque sequenze deposizionali, separate da quattro discontinuità.



Figura 4: Dettaglio di nummuliti nella roccia

La prima sequenza presenta una base aggradante sul substrato pelitico-marnoso ed è prevalentemente costituita da calcareniti massive.

Sopra la sequenza appena descritta ne abbiamo altre due, ovviamente calcaree, che si presentano fortemente erose e di difficile interpretazione.

Possiamo ipotizzare comunque il passaggio ad un ambiente di mare meno profondo visto il

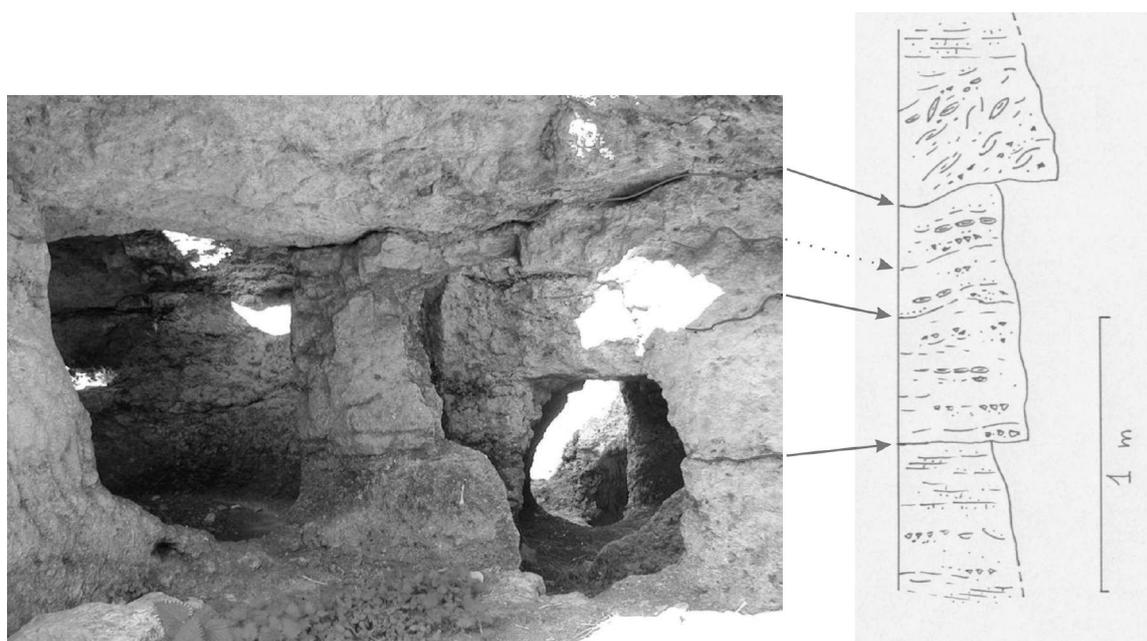


Figura 5: Interno di un ipogeo con indicazione delle varie stratificazioni dei livelli nummulitici. Gli strati calcarenitici più competenti fungono da architrave.

carattere decisamente meno massivo che queste due formazioni presentano.

Immediatamente sopra di esse abbiamo invece una sequenza deposizionale facilmente rico-



Figura 6: sistema di vashette di corrosione in prossimità del bordo della Tavola

noscibile, quella dei calcari stratificati e delle breccie nummulitiche. Anche questo deposito indica un cambiamento ambientale, si va infatti verso una tendenza generale di regressione delle acque marine, il bacino del mediterraneo è in via di formazione e con la chiusura di esso emergeranno, o inizieranno ad emerge-

re, quelle strutture che precedentemente si erano depositate in ambiente sommerso. I banchi nummulitici infatti si ritrovano prevalentemente nella parte sommitale della sequenza, confermando la tendenza della sedimentazione carbonatica Paleocenica basale a passare, in quest'area, da ambienti neritici ad ambienti costieri.

Questa sequenza deposizionale per la Tavola di Giugurta risulta avere un valore che va decisamente oltre quello stratigrafico. La roccia nummulitica infatti ha la caratteristica di essere facilmente fratturabile, anche artificialmente, ma allo stesso tempo di mantenere una resistenza al carico piuttosto elevata. Testimonianza di tale duttilità sono gli innumerevoli ambienti

ipogei che l'uomo, nel corso della storia abitativa di questa struttura, è riuscito a ricavare al suo interno (FERRINI & MORETTI, in prep.). Tali ambienti avevano le funzioni più disparate, che andavano da quelle di dispensa per le scorte di grano a quelle domestiche di riparo durante il nomadismo o addirittura di abitazione durante le fasi stanziali.

L'ultima sequenza deposizionale che mantella la super-

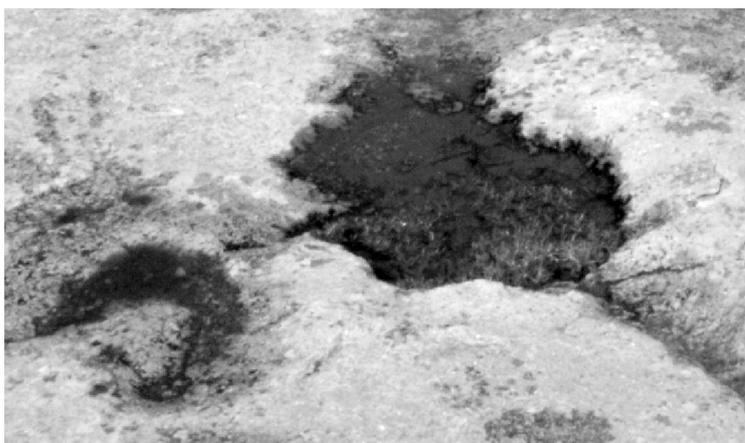


Figura 7: dettaglio di una vaschetta di corrosione con presenza di licheni



Figura 8: solchi con elevata alterazione, dovuta alla presenza in passato di una estesa copertura arborea.

substrato roccioso sottostante (blandamente piegato); attualmente su tutta la spianata non vi è traccia di vegetazione cespugliosa o ad alto fusto ed anche la copertura pedologica è assai ridotta (max 30 cm) e spesso assente. In particolare sembra che la zona centrale del pianoro sia stata di proposito decorticata per scopi di raccolta/deposito delle acque. L'aspetto superficiale delle rocce affioranti è però tipico una carsificazione evoluta, avvenuta in periodi climatici chiaramente

ficie sommitale della struttura è fortemente discontinua; il deposito è caratterizzato da calcareniti fini, anche siltose, a stratificazione inclinata, talvolta festonata, organizzata in corpi canalizzati, tipici di un ambiente tidale (di marea), ed in cordoni di spiaggia e di duna di retro-spiaggia.

Forme carsiche superficiali

L'ampia superficie sommitale della Tavola si presenta sub-orizzontale ed erosiva sul



Figura 9: microcanalizzazioni artificiali che collegano le varie vaschette di corrosione ed i depositi idrici

diversi dall'attuale (ricordiamo che in tempi storici la regione era rigogliosamente forestata) e protrattasi per tempi lunghi. Queste considerazioni ed il confronto con altre strutture tabulari presenti nella zona fa ipotizzare che questa *mesa* sia il testimone di erosione di una ben più vasta superficie regionale smantellata dall'erosione seguita al sollevamento della catena magrebina.

Le forme carsiche di superficie si classificano generalmente in base alla loro funzione idrogeologica distinguendo così forme di raccolta, di ruscellamento e di infiltrazione.

Sulla tavola di Giugurta le forme di raccolta più evidenti e diffuse sono sicuramente le *vaschette di corrosione (kamenitza)*, che si sviluppano sulle ampie superfici sub-orizzontali di roccia esposta; di forma mediamente sub-circolare presentano diametri variabili da pochi centimetri ad oltre un metro. La loro evoluzione è dovuta, oltre che ai processi di dissoluzione delle acque meteoriche e di condensazione, è legata alla biocorrosione operata dai licheni o da piccole piante pioniere, le quali sfruttano il microclima creato da tali micro-forme per trovare un habitat a loro ideale. Oltre a questa azione bio-chimica abbiamo anche un'azione meccanica, ovvero l'allargamento di microfrazture, che licheni e piante operano ai danni del substrato favorendo così l'infiltrazione delle acque e la successiva erosione.

Le forme di ruscellamento, tipicamente a struttura lineare, sono rappresentate da *solchi* con dimensioni più o meno variabili sia in lunghezza che in profondità. Trovandosi in una zona pianeggiante i solchi non sembrano concentrarsi in aree particolari a formare campi solcati.

Come accennato, la parte centrale della superficie sommitale è stata adattata per la raccolta delle acque: in particolare si rileva tutta una serie di canalizzazioni scavate nella roccia che mettono in comunicazione le vasche di raccolta raccordando tra loro anche tutta una serie di vaschette naturali. Queste vie di deflusso parzialmente naturali agiscono da sfioratori di troppo pieno riequilibrando il livello delle cisterne d'acqua poste a quote via via degradanti (FERRINI & MORETTI, in prep.).

La zona di assorbimento del sistema è caratterizzata da un'alta infiltrazione diffusa vista l'assenza di copertura sedimentaria, pedologica e vegetale; si riconoscono però alcune forme d'infiltrazione ad assorbimento sia puntuale che lineare. Tra le forme ad assorbimento puntuale segnaliamo alcuni *pozzi* di sezione pressoché cilindrica e con dimensioni molto variabili. Queste strutture si localizzano in corrispondenza di elementi strutturali disgiuntivi e risultano riempiti, forse artificialmente, di depositi clastici e quindi, al momento, non percorribili. Alcuni pozzi sembrano inoltre "adattati" per lo sfruttamento di acquiferi sospesi e/o effimeri.

Le forme di assorbimento lineare sono invece fratture sia di origine tettonica che di origine tensiva; il loro andamento è prevalentemente orizzontale con dimensioni molto variabili. L'analisi strutturale mostra un fascio di fratture orientate NW – SE che tagliano tutta la struttura condizionandone anche la forma; l'analisi degli indicatori cinematici mostra componenti di movimento prevalentemente orizzontali.

La tavola presenta inoltre molte strutture disgiuntive tensionali, in particolare nelle zone perimetrali, dove si esplica l'arretramento della scarpata bordiera in continua erosione. Infatti la differenza di comportamento reologico tra il substrato pelitico e i soprastanti calcari induce uno stato di tensione che si esplica con la formazione di fratture, spesso concave, centrifughe rispetto all'asse della Tavola. Alcuni di questi crepacci risultano allargati ad opera delle acque circolanti e possono essere considerati come l'unico fenomeno carsico "profondo" rilevabile.

Questo stato di instabilità porta al franamento di interi settori della scarpata ed al conseguente accumulo di materiale detritico, instabile, alla base delle pareti.

La tavola di Giugurta come acquifero carsico

La Tavola di Giugurta, date le litologie affioranti ed il suo assetto strutturale, ha un discreto potenziale idrogeologico visti gli apporti meteorici che tale sistema riceve: infatti da un punto di vista climatico la regione di Kalaat Es Senan, con i suoi 500-600 mm/anno di precipitazioni (F.A.O.,1965) risulta essere relativamente umida, in considerazione della sua localizzazione geografica.



Figura 10: pozzetto di ricarica alla sommità della Tavola

Volendo quindi delineare un bilancio idrologico del monolite e considerando che la sua superficie sommitale, a copertura vegetale quasi completamente assente, è di c/a 1 km² possiamo stimare in 0,6 milioni di m³/anno le precipitazioni dirette che si infiltrano quasi totalmente nel sistema.

Tale valore, che può sembrare basso per giustificare la presenza di emergenze idriche perenni, deve essere corretto sommando le

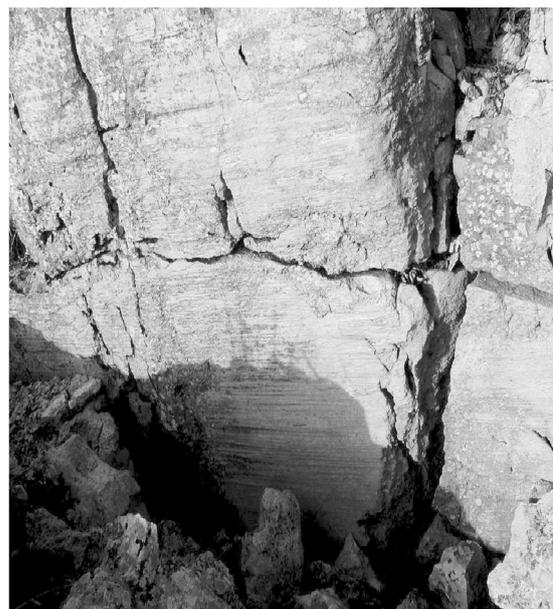
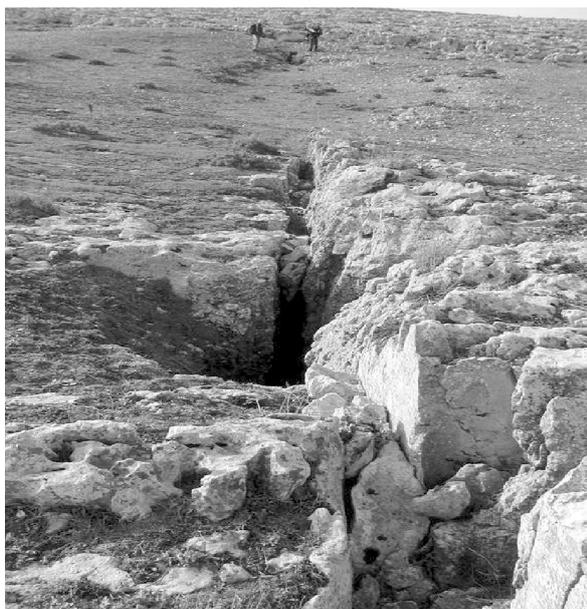


Figura 11a e 11b: punti di assorbimento idrico localizzati in corrispondenza di una faglia; le strie di scorrimento forniscono informazioni sui movimenti relativi dei due blocchi

abbondanti precipitazioni occulte dovute alla forte condensazione notturna non quantificabili data la mancanza di stazioni di misura specifiche ma stimabili in diversi centinaia di migliaia di m³/anno. Il potenziale idrogeologico di tale struttura è quindi di interesse in quanto la situazione geologica generale pone un corpo acquifero calcareo su di una soglia idraulica costituita da una serie di argille e peliti a più ridotte capacità trasmissive.

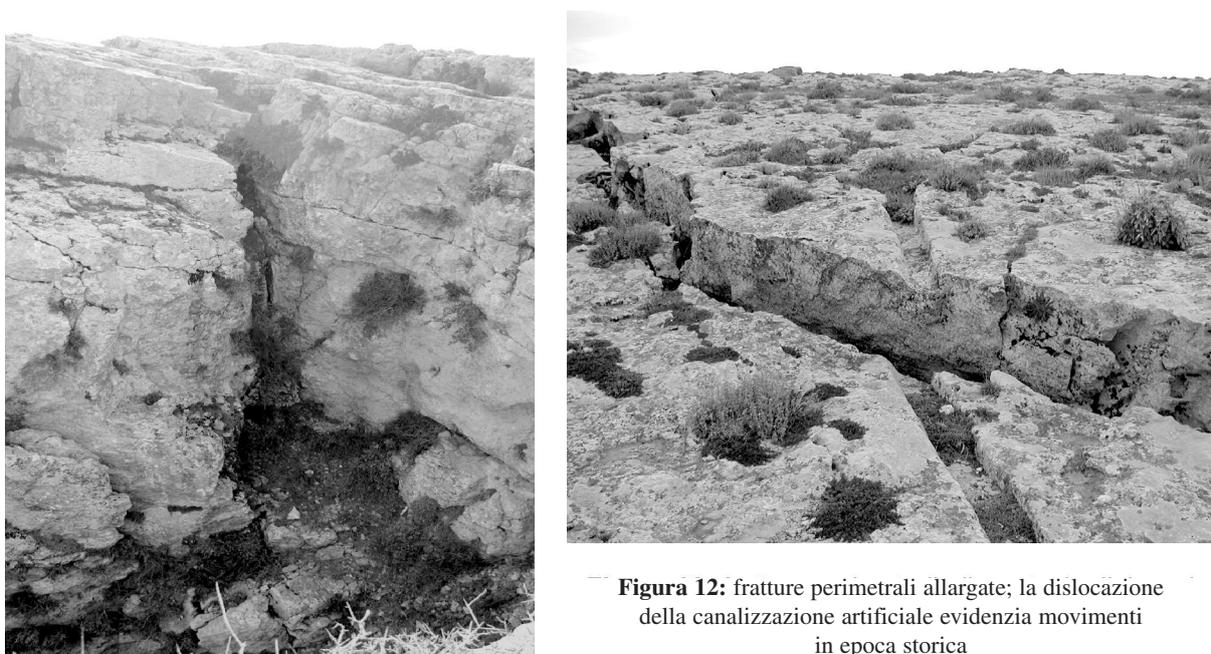


Figura 12: fratture perimetrali allargate; la dislocazione della canalizzazione artificiale evidenzia movimenti in epoca storica

Volendo analizzare, da un punto di vista idrogeologico, le formazioni affioranti in zona possiamo riconoscere:

- La formazione dei calcari eocenici *s.l.* - buoni acquiferi a causa della loro intensa fratturazione e della porosità acquisita sia per carsismo che per cause artificiali (rete di ipogei sotterranei). Data l'assenza di copertura vegetale presentano un coefficiente di infiltrazione elevato (intorno al 90%) che permette il trasferimento veloce delle acque di condensazione e di precipitazione alla rete idrica sotterranea. immagazzinandole in corrispondenza di trappole strutturali e soglie di permeabilità.
- La formazione pelitico argillosa – questa sequenza può essere suddivisa in
 - * una parte sommitale sottilmente stratificata
 - * una porzione basale massiva nettamente argillosa
- I coni detritici alla base delle pareti

Dato che il corpo calcareo presenta un alto potenziale di fratturazione ed un elevato grado di permeabilità, mentre le argille costituiscono uno strato impermeabile, si ipotizza nel monolite la presenza di un acquifero carsico; le condizioni geologico-stratigrafiche del sistema rendono però la circolazione sotterranea complessa e variabile in funzione delle condizioni di ricarica meteorica.

Ipotesi sulla circolazione delle acque

Come già specificato, l'assorbimento delle precipitazioni (dirette ed occulte¹) del sistema nelle sue parti alte è altamente efficiente, sia per la totale assenza di copertura pedogenetica e relativa vegetazione che per la diffusa presenza di fratture. La circolazione all'interno della porzione medio-alta del blocco calcareo avviene in prevalenza lungo le micro e macro fratture con andamento prevalentemente verticale e limitati spostamenti orizzontali lungo i giunti di strato ed i limiti di sequenza.

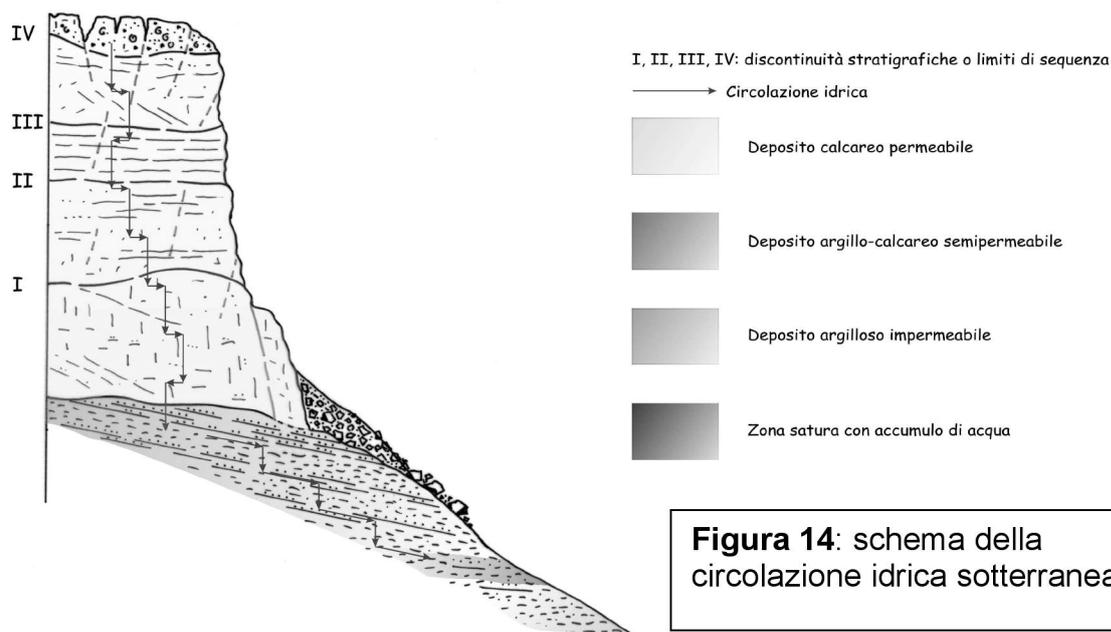


Figura 14: schema della circolazione idrica sotterranea

Questa zona viene attraversata dall'acqua di gravità in tempi solitamente piuttosto brevi, quindi con un veloce trasferimento delle riserve idriche dalle zone di assorbimento a quelle situate a maggiore profondità all'interno del corpo carbonatico.

La porzione basale della struttura, come già accennato nella parte stratigrafica, presenta litofacies più massive ed una minore densità di fratturazione; la pressione litostatica riduce inoltre l'ampiezza delle fratture che, suturate, possono creare setti impermeabili e compartimentare questa porzione dell'acquifero. In questa zona la circolazione tenderà ad avere un andamento decisamente meno verticale e meno veloce, con locali possibilità di saturazione totale dei vuoti della roccia. Una zona satura è sicuramente presente in corrispondenza del contatto con le marne della formazione sottostante; questa riserva fornisce un apporto idrico costante all'acquifero basale.

Se analizziamo le zone di emergenza notiamo che queste si concentrano in due aree diametralmente opposte rispetto al monolite in funzione della stratigrafia delle marne: la porzione occidentale della Tavola sembra cedere acqua alla parte sommitale e più stratificata della

¹ La notevole estensione della superficie della Tavola favorisce la condensazione dell'umidità atmosferica che, in seguito al raffreddamento notturno, supera la temperatura di rugiada e torna allo stato liquido ricadendo sul terreno.

formazione il cui assetto strutturale (debole inclinazione verso W) permette l'emergenza di acqua non lontano dalle pareti calcaree.

Sul versante orientale si ha invece una importante e costante emergenza idrica più a valle



Figura 15: emergenza idrica in corrispondenza della base della falda di detrito alla base della Tavola.

rispetto all'area precedente in corrispondenza del passaggio tra la parte marnosa sommitale e la porzione più francamente argillosa basale. Questa sorgente ha rappresentato un importante centro di socializzazione nel corso dei millenni come dimostra la sua sistemazione; l'opera di presa è costituita da una breve galleria drenante (costituita da mura a secco) mentre la vasca di raccolta ed utilizzo è delimitata da blocchi calcarei megalitici (fig. 15).

Oltre alla circolazione appena descritta, tipica di un regime idrico "regolare" possiamo delinearne

un'altra nel caso di precipitazioni abbondanti o comunque superiori a quelle ricevute normalmente dal sistema.

Tale flusso idrico, che si attiva solo in regimi di *troppo pieno*, è caratterizzato da un iniziale aumento della velocità di transito dell'acqua di gravità ed da una successiva saturazione del blocco carbonatico che si esplica con un aumento della pressione idrostatica misurabile in corrispondenza della soglia idraulica basale. Dato che le marne di base, viste le loro scarse caratteristiche idrogeologiche, non assorbono il surplus idrico, le acque vengono cedute ai conii detritici posti alla base delle pareti che entrano anch'essi in saturazione. In questo quadro di scorrimento sub-falda detritica, le acque seguono un percorso piuttosto articolato, dettato dalla cinetica con punti di emergenza temporanei posizionati ad una quota maggiore rispetto a quelle perenni; le acque che da questi punti scaturiscono confluiscono infine nel reticolato di ruscellamento superficiale ben sviluppato nel substrato argilloso.

BIBLIOGRAFIA

BUROLLET P.F. (1956) – *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale*. Ann. Min. et Geol., **18**.

CASTANY G. (1953) – *Carte geologique de la Tunisie – Notice explicative*. Publ. Ser. Geol., S.E.F.A.N., Tunis : 144 pp.

CATTONE R. (1989) – *Tunisia 1*. Ed. Pirelli Road-Book, Milano : 175 pp.

FOURNIÉ D. (1978) – *Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie*. Bull. Cen. Res. Exp. Prod. Elf-Aquitaine, **2** (1), Pau : 97-148.

F.A.O. (1965) – *Project de planification rurale intégrée de la Tunisie centrale, Foussana et Oued Sarrath amount*. Annexe 10°, Etude hydrogéologique préliminaire.

FERRINI G. & MORETTI A. (2001) – *La Tavola di Giugurta: un luogo sallustiano ai margini del Sahara*. Quaderni Sallustiani.

LEHOTSKY I. & BUJNOWSKY A. (1995) - *Notice explicative de la Carte geologique de la Tunisie – Kalat Es Senan, feuille n°59*. République Tunisienne, Min. de l'Industrie, Office National des Mines : 63 pp.

M'CHAREK A. (2001) - *Kalaat Senane / Bulla Mensa: une forteresse-refuge de l'Antiquité aux temps modernes*. – Pallas, **56** : 83-92.

IL MONITORAGGIO DEL RADON NELLE SORGENTI CARSICHE AD USO UMANO DEL FELTRINO

Domenico Grazioli ULSS n. 2 – Feltre
Plinia Soccal ARPAV – Belluno

Il Radon è un gas naturale inodore e incolore, derivante dal decadimento radioattivo del Radio, all'interno della catena radioattiva naturale dell'Uranio-238. Si tratta cioè di sostanze radioattive naturalmente presenti nella crosta terrestre. Mentre il Radio è un metallo alcalino-terroso che è legato al suolo e alle rocce all'interno delle quali forma composti minerali, il Radon è un gas inerte e quindi praticamente non reattivo, per cui esso tende a liberarsi dalle rocce disperdendosi in aria e acqua (dove ha buona solubilità). Per questo motivo da anni ormai è stata riconosciuta l'opportunità di monitorare la presenza di tale gas in vari ambienti, sia di lavoro che domestici, e in misura minore nelle acque potabili (esso sembra fornire il 40% della dose derivante da tutte le sorgenti di radiazione naturali).

Il Radon a sua volta decadendo emette radiazioni ionizzanti che possono danneggiare le cellule dei tessuti con cui vengono a contatto, con potenziali effetti cancerogeni; per questo il gas Radon può risultare potenzialmente pericoloso, se presente in grandi quantità nell'aria o nell'acqua, in quanto se viene inalato (quello presente nell'aria) o ingerito (se presente ad esempio nelle acque potabili) può provocare danni all'apparato respiratorio o all'apparato gastro-intestinale.

Per tutti questi motivi, da anni ormai anche la Sezione di Fisica Ambientale dell'ARPAV ha avviato un progetto di campionamento e misura della concentrazione di Radon nelle acque delle sorgenti che approvvigionano gli acquedotti dell'intera Provincia di Belluno, per verificare che effettivamente la presenza di questo gas nelle acque potabili si mantenga al di sotto dei valori consigliati dalle disposizioni in materia (si fa qui riferimento al limite consigliato di 11Bq/l, stabilito dall'EPA- Environmental Protection Agency, ente americano di controllo della radioattività nei cibi, nell'aria e nell'acqua – in quanto in Italia non esiste ancora una normativa che riguardi specificamente la radioattività naturale ambientale).

2 – Modalità di campionamento e misura

L'indagine sul contenuto di Rn-222 nelle acque della Provincia è stata svolta utilizzando l'apparato per spettrometria γ con rivelatore al Germanio Iperpuro in dotazione alla Sezione di Fisica Ambientale, utilizzato per tutte le misure di radioattività ambientale. Il prelievo dei campioni è stato eseguito tramite contenitori appositi (beaker di Marinelli in alluminio) accuratamente sigillati per garantire la minima perdita di gas al prelievo; per lo stesso motivo si è elaborata una procedura accurata e sono stati rilevati dove possibile alcuni parametri di contorno (come la portata della sorgente, la temperatura dell'aria e dell'acqua, la pressione atmosferica al momento del prelievo, la piovosità nel periodo precedente) che potenzialmente potrebbero influenzare la solubilità del gas nell'acqua e quindi la concentrazione misurata.

3 – Misure effettuate in passato

Per quanto riguarda il territorio del Feltrino in passato erano stati eseguiti i seguenti rilievi:

- a) Tra il 1993 ed il 1994, nell'ambito di un campionamento delle sorgenti dei più importanti Comuni e centri turistici della Provincia di Belluno (in Cadore, Zoldano,

Agordino, Alpago e nel Feltrino), sono stati analizzati n°13 campioni prelevati in sorgenti del territorio del Feltrino (vedi tabella 1).

- b) Nel 1997, sono state eseguite analisi su campioni prelevati in una trentina di sorgenti del Feltrino che alimentano vari acquedotti comunali (tabella 2).

Per tali serie di misure riportiamo alcuni grafici e tabelle illustrativi.

In queste indagini sono stati riscontrati valori medi di concentrazione del Radon al di sotto del limite consigliato – EPA e confrontabili con i valori presenti nel resto della Provincia.

In particolare sono riportati due grafici in cui si vede l'andamento delle concentrazioni di Rn-222 per Comune, da cui risulta chiaro che anche in una stessa zona si possono avere valori differenti a causa delle diverse strutture geologiche da cui scaturiscono le sorgenti monitorate.

Tabella n.1:

Comune	Sorgente	Data prelievo	Conc. Rn (Bq/l)
Cesiomaggiore	La Stua - Val Neva	08/01/94	4.82±0.17
Feltre	Pian Maptel	24/11/93	0.82±0.12
Fonzaso	Fontanaz	10/02/94	4.28±0.15
Lamon	Borda	17/11/93	1.45±0.10
Lamon	Tare	29/11/93	8.08±0.29
Lamon	Valdora	09/12/93	9.22±0.20
Lamon	Arlesa	09/12/93	1.17±0.15
Lamon	Val da Langa	14/12/93	0.37±0.09
Mel	AcquedottoRemenighe	08/01/94	7.62±0.25
Pedavena	Porcilla - Prà Mauro	12/02/94	4.74±0.16
S.Giustina	Acque More	15/11/93	9.37±0.27
Seren del Grappa	Lavazzè	10/02/94	2.25±0.10
Sospirolo	Aldegà	02/12/93	7.49±0.25

Concentrazione di Radon nelle acque di alcune sorgenti del Feltrino (campagna 1993-1994)

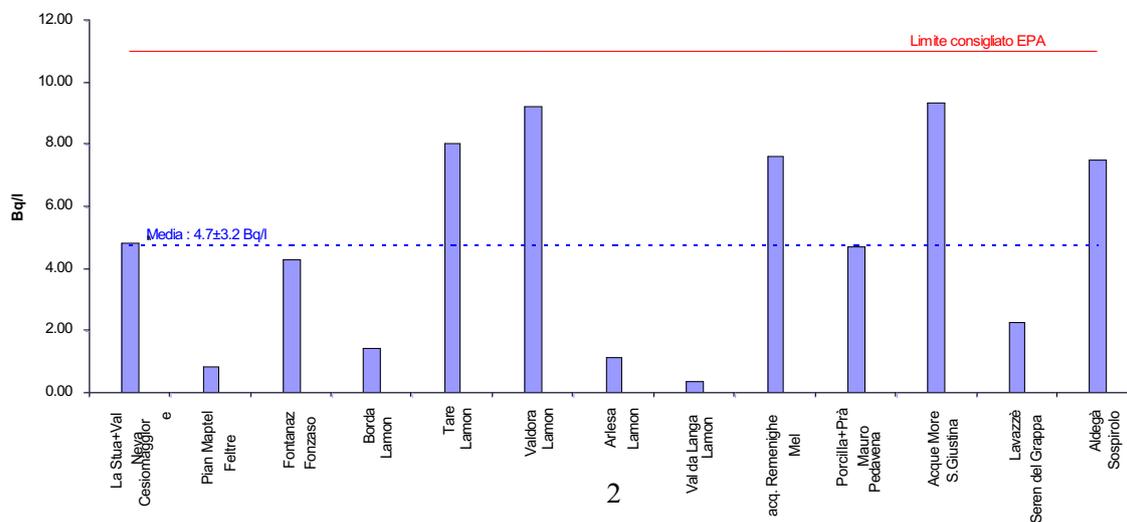
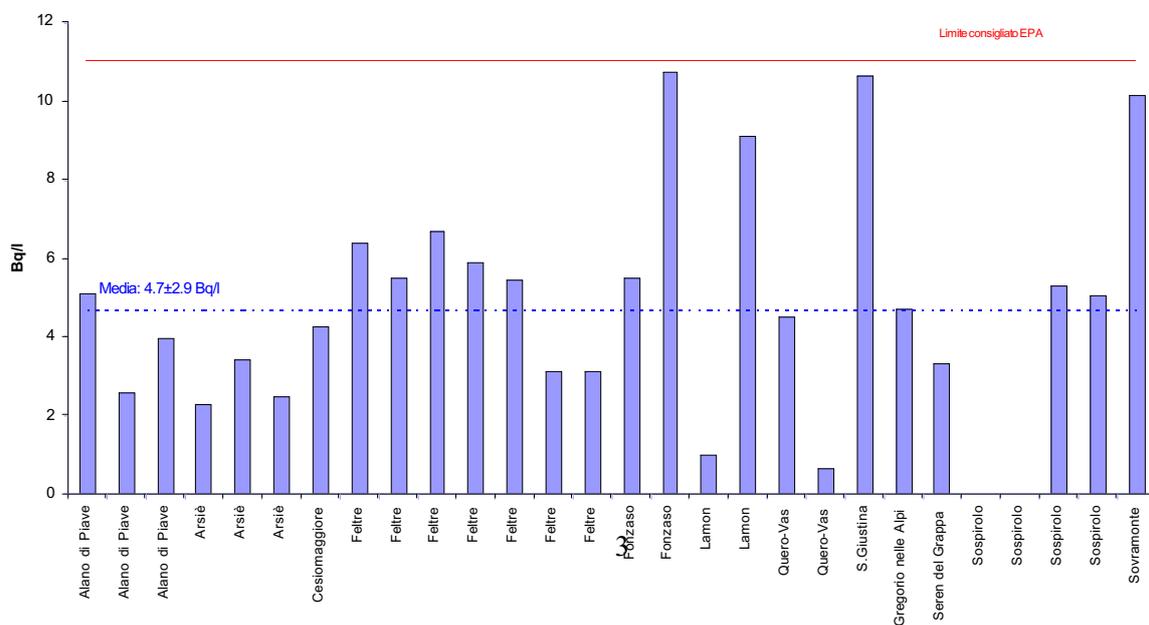


Tabella n.2

Comune	Sorgente	Data prelievo	Rn-222 (Bq/l)
Alano di Piave	Salton	14-01-1997	5.09±0.16
Alano di Piave	La Pila	14-01-1997	2.58±0.10
Alano di Piave	Masier	14-01-1997	3.96±0.13
Arsiè	Sorg. di Mellame	09-01-1997	2.31±0.12
Arsiè	Val dei dendri	09-01-1997	3.43±0.12
Arsiè	Valgranda	18-03-1997	2.50±0.15
Cesiomaggiore	Del Lac	04-02-1997	4.26±0.14
Feltre	Toro	28-01-1997	6.40±0.20
Feltre	Porcilla	28-01-1997	5.49±0.20
Feltre	Bigliarde	28-01-1997	6.71±0.21
Feltre	Fontane Collesei	28-01-1997	5.91±0.19
Feltre	Lasen Alta	10-02-1997	5.45±0.17
Feltre	Lasen Bassa	10-02-1997	3.12±0.12
Feltre	Colmeda	20-02-1997	3.13±0.11
Fonzaso	Pedesalto	23-01-1997	5.50±0.18
Fonzaso	Molini	23-01-1997	10.77±0.35
Lamon	Pian Mastel	11-03-1997	1.01±0.05
Lamon	Pozzo n°3 Col del Mich	11-03-1997	9.12±0.28
Quero-Vas	Tegorzo	13-03-1997	4.52±0.15
Quero-Vas	Fium	13-03-1997	0.64±0.05
S.Giustina	Acque More	20-02-1997	10.65±0.33
S.Gregorio nelle Alpi	Brentaz alta	27-02-1997	4.70±0.16
Seren del Grappa	Valle dell'acque Fontane	24-03-1997	3.31±0.13
Sospirolo	Renzin (il "Fontanon")	17-12-1996	0
Sospirolo	Renzin (il "Fontanon")	17-02-1997	0
Sospirolo	Aldega	20-03-1997	5.14±0.21
Sospirolo	Pezzericola	15-04-1997	5.08±0.16
Sovramonte	Valdelle n°1	11-02-1997	10.16±0.31

Concentrazione di Radon nelle acque potabili del Feltrino (campagna 1997)



4 – Misure effettuate nel 1999

A partire dai dati così analizzati, nel periodo settembre-ottobre 1999 è stata eseguita in collaborazione con l'U.L.S.S. n.2 di Feltre una serie di campionamenti settimanali delle quattro sorgenti che sembravano presentare la concentrazione maggiore di Radon ($> 10\text{Bq/l}$), seppure entro il limite consigliato EPA.

Esse sono:

- sorgente Molini, Comune di Fonzaso
- sorgente Acque More, Comune di Santa Giustina
- sorgente Col del Mich (pozzo n.3.), Comune di Sovramonte
- sorgente Valdelle 1, Comune di Sovramonte.
-

Per tali sorgenti sono stati prelevati campioni sia alla scaturigine dell'opera di presa che in corrispondenza di alcuni rubinetti di utenza, in modo da verificare che il valore massimo misurato di Radon nella parte iniziale dell'acquedotto vada via via diminuendo lungo il percorso fino all'utenza, a causa della diffusione in aria del gas attraverso la superficie dell'acqua.

I risultati sono riportati nella tabella n.3 e nei grafici corrispondenti.

5– Campagna di misure 1999/2000

Dato che la concentrazione di Radon in acqua può essere influenzata da alcuni fattori esterni variabili, come la piovosità o la temperatura dell'acqua e dell'aria, e quindi potrebbe a sua volta variare nell'arco dell'anno, sono state scelte le due sorgenti più rappresentative (maggior bacino di utenza) e il cui prelievo poteva risultare più accurato (possibilità di raggiungere la scaturigine); tali sorgenti sono state monitorate pressoché settimanalmente (compatibilmente con le esigenze del tecnico addetto al prelievo) dal dicembre 1999 al mese di agosto 2000. Inoltre, nei mesi di febbraio e marzo, sono state di nuovo controllate in parallelo le utenze.

I risultati sono riportati nelle tabelle n. 4 e 5 e nei grafici corrispondenti.

Risulta evidente che:

- la concentrazione di Radon nelle acque delle due sorgenti si mantiene pressoché costante in tutto l'arco dell'anno;
- anche se i campioni prelevati alla sorgente presentano valori vicini al limite consigliato EPA, i livelli di concentrazione all'utenza sono in genere sempre di molto inferiori rispetto a quelli rilevati alla scaturigine delle sorgenti.

Tabella n.3a: acquedotto Molini di Arten (prelievo all'opera di presa e al rubinetto pubblico in via Molini)

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
02/09/1999	10.98±0.33	4.80±0.16
09/09/1999	10.77±0.33	2.41±0.10
16/09/1999	10.80±0.33	2.82±0.10
23/09/1999	9.76±0.30	2.54±0.10

Tabella n.3b: acquedotto Acque More (prelievo all'opera di presa e alla fontana pubblica in piazza)

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
06/09/1999	9.10±0.28*	3.92±0.13
13/09/1999	10.66±0.33	3.99±0.13
20/09/1999	10.35±0.32	4.11±0.14
27/09/1999	10.07±0.31	4.25±0.15

* campione prelevato nella prima vasca di decantazione e non alla scaturigine interna

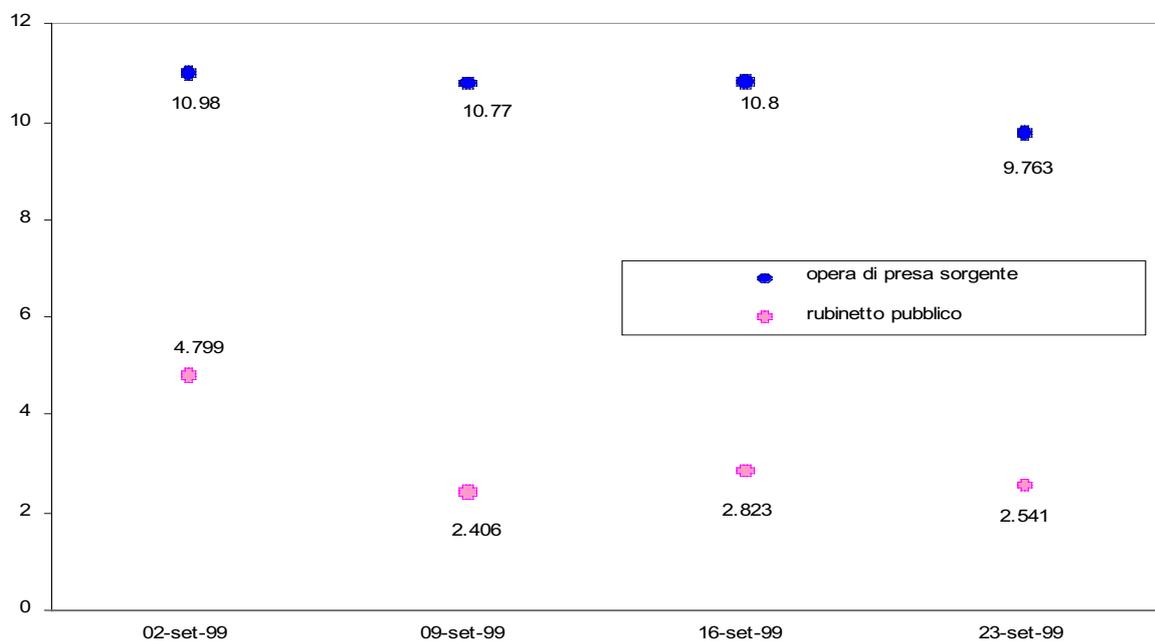
Tabella n.3c: acquedotto Col del Mich (prelievo al rubinetto del pozzo n.3 e al rubinetto di abitazione privata al civico 238)

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
30/09/1999	9.98±0.32	7.52±0.25
07/10/1999	8.15±0.26	7.19±0.23
14/10/1999	8.60±0.27	7.52±0.24
21/10/1999	6.55±0.21	7.66±0.24

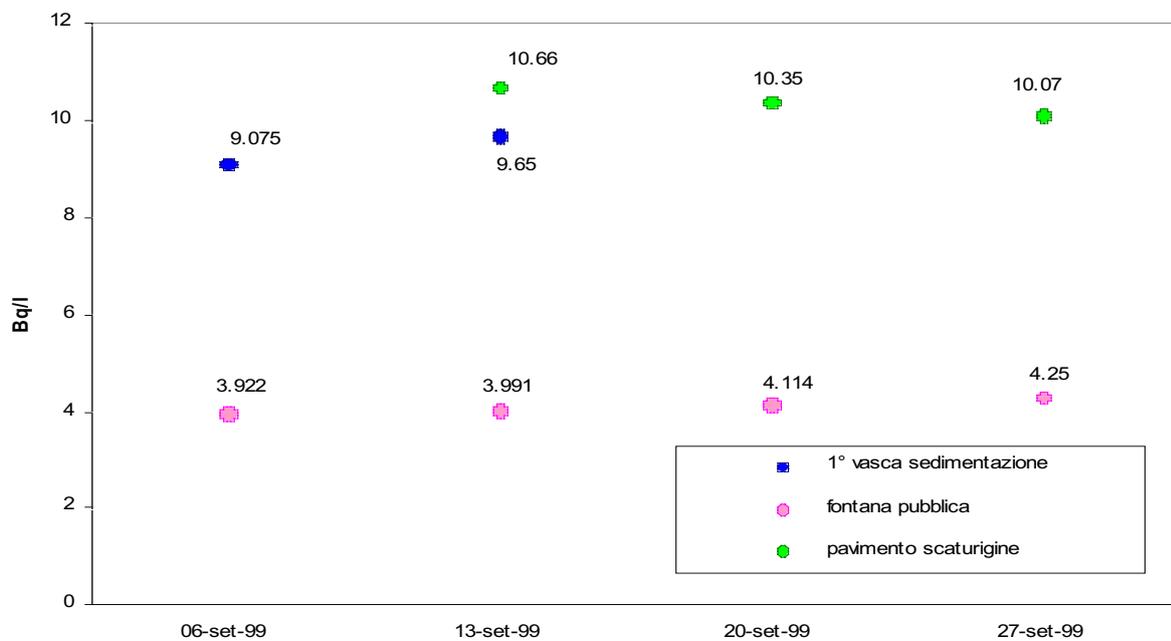
Tabella n.3d: acquedotto Valdelle 1 (prelievo all'opera di presa e alla fontana pubblica "Al Castel")

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
04/10/1999	8.78±0.27	2.74±0.11
11/10/1999	8.87±0.27	2.88±0.10
18/10/1999	8.02±0.25	2.74±0.10
25/10/1999	8.77±0.27	3.05±0.11

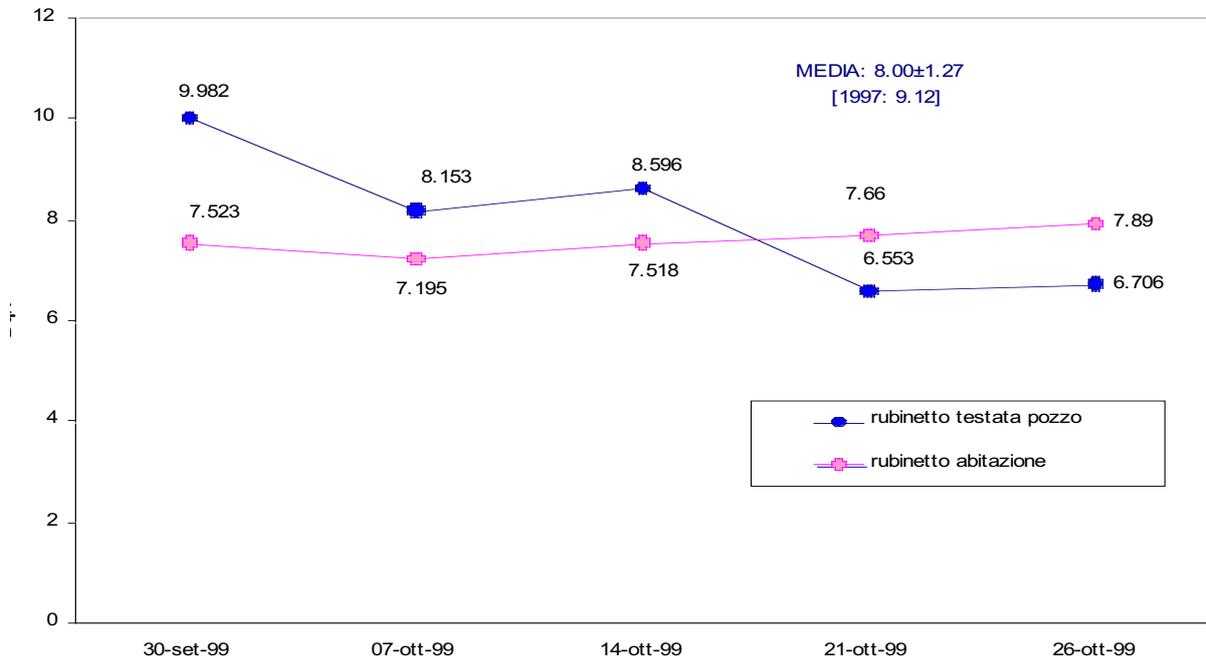
RN222 nelle acque della Sorgente Molini (Fonzaso)



RN222 nelle acque della Sorgente Acque More (S.Giustina)



RN222 nelle acque del pozzo n°3 Col dei Mich (Sovramonte)



RN222 nelle acque della sorgente Valdelle 1 (Sovramonte)

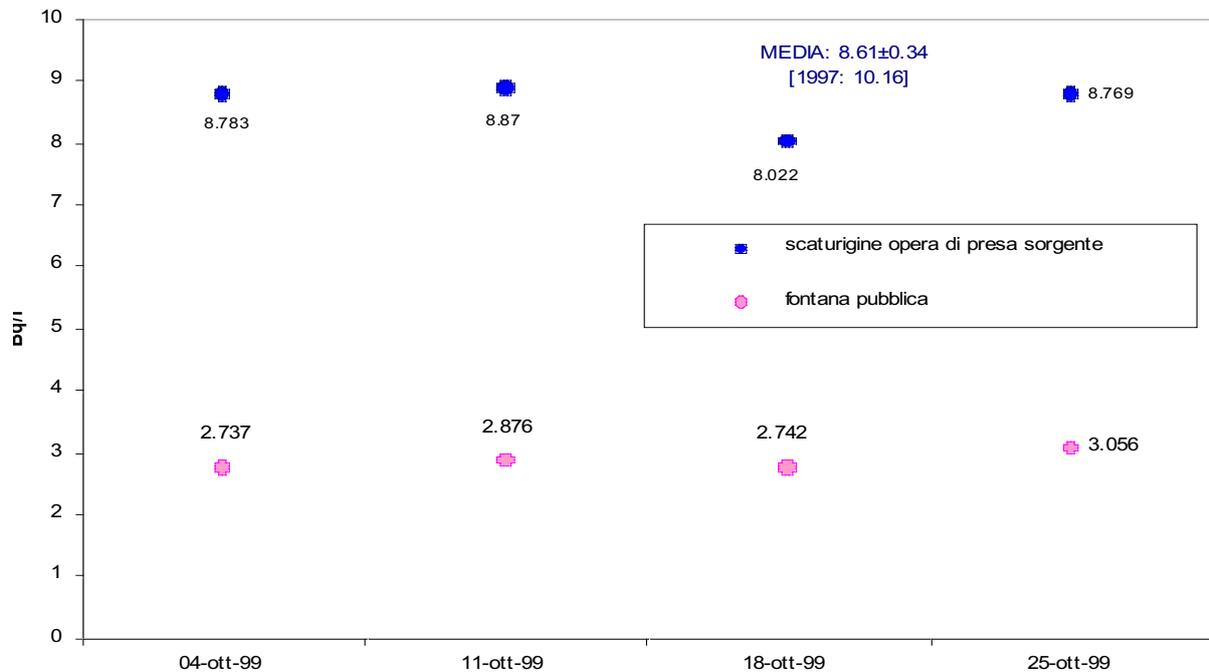


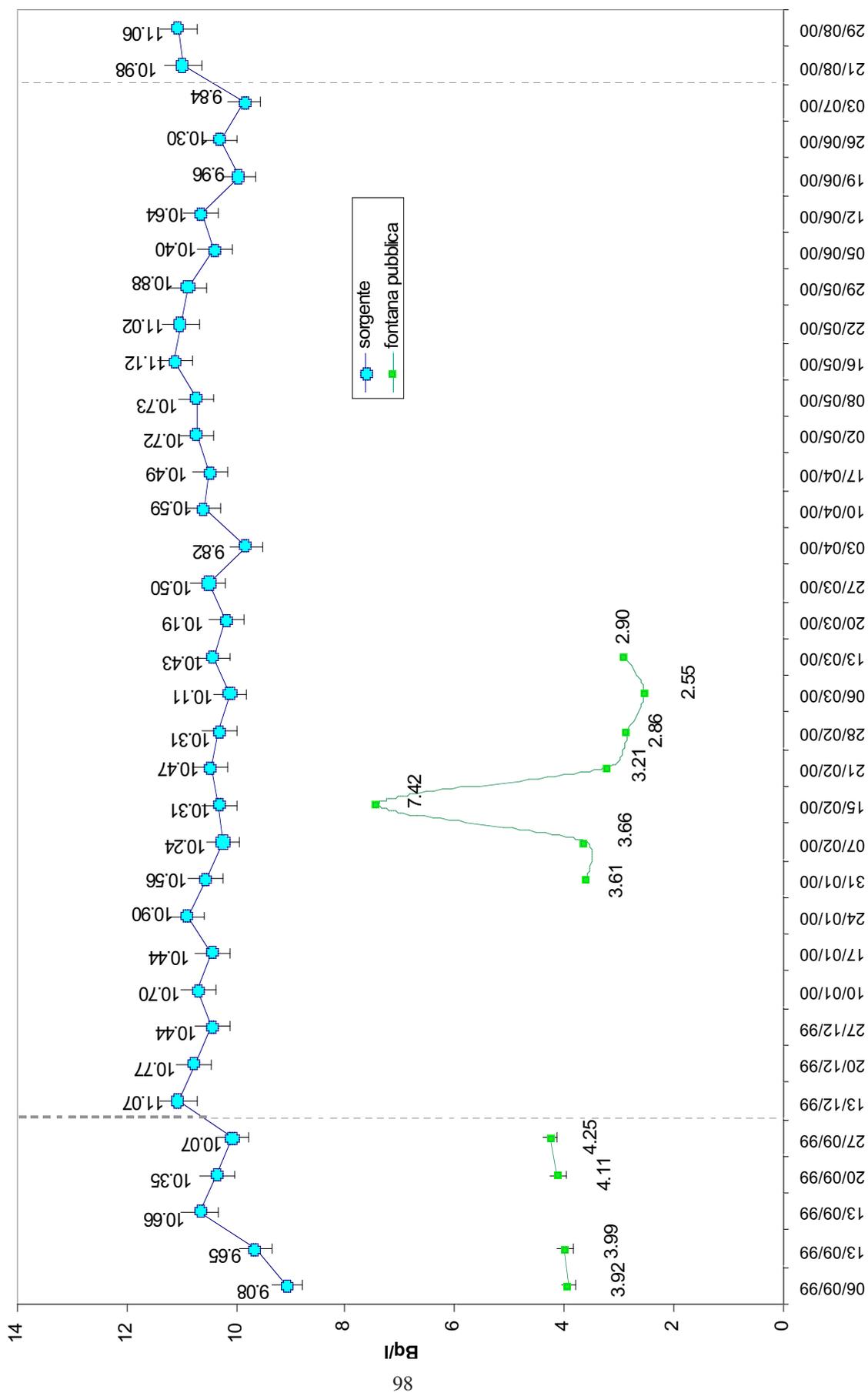
Tabella n.4: acquedotto Molini di Arten (prelievo all'opera di presa e al rubinetto pubblico in via Molini)

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
2/12/99	9.75±0.30	-
9/12/99	10.26±0.31	-
17/12/99	10.00±0.31	-
30/12/99	10.03±0.31	-
13/1/00	10.22±0.31	-
20/1/00	10.13±0.31	-
27/1/00	10.38±0.32	-
3/2/00	10.52±0.32	3.87±0.14
10/2/00	10.08±0.31	4.32±0.15
17/2/00	11.27±0.34	4.13±0.14
24/2/00	10.85±0.33	3.73±0.13
3/3/00	10.56±0.32	4.67±0.16
16/3/00	11.36±0.35	-
23/3/00	10.59±0.32	-
30/3/00	10.21±0.31	-
6/4/00	10.38±0.31	-
13/4/00	10.23±0.31	-
20/4/00	10.62±0.32	-
4/5/00	10.73±0.33	-
11/5/00	10.78±0.33	-
18/5/00	10.82±0.33	-
25/5/00	10.90±0.33	-
1/6/00	10.66±0.32	-
8/6/00	10.51±0.32	-
15/6/00	10.06±0.31	-
22/6/00	10.45±0.32	-
29/6/00	10.76±0.33	-
6/7/00	10.78±0.33	-
24/8/00	10.74±0.33	-
1/9/00	11.23±0.34	-

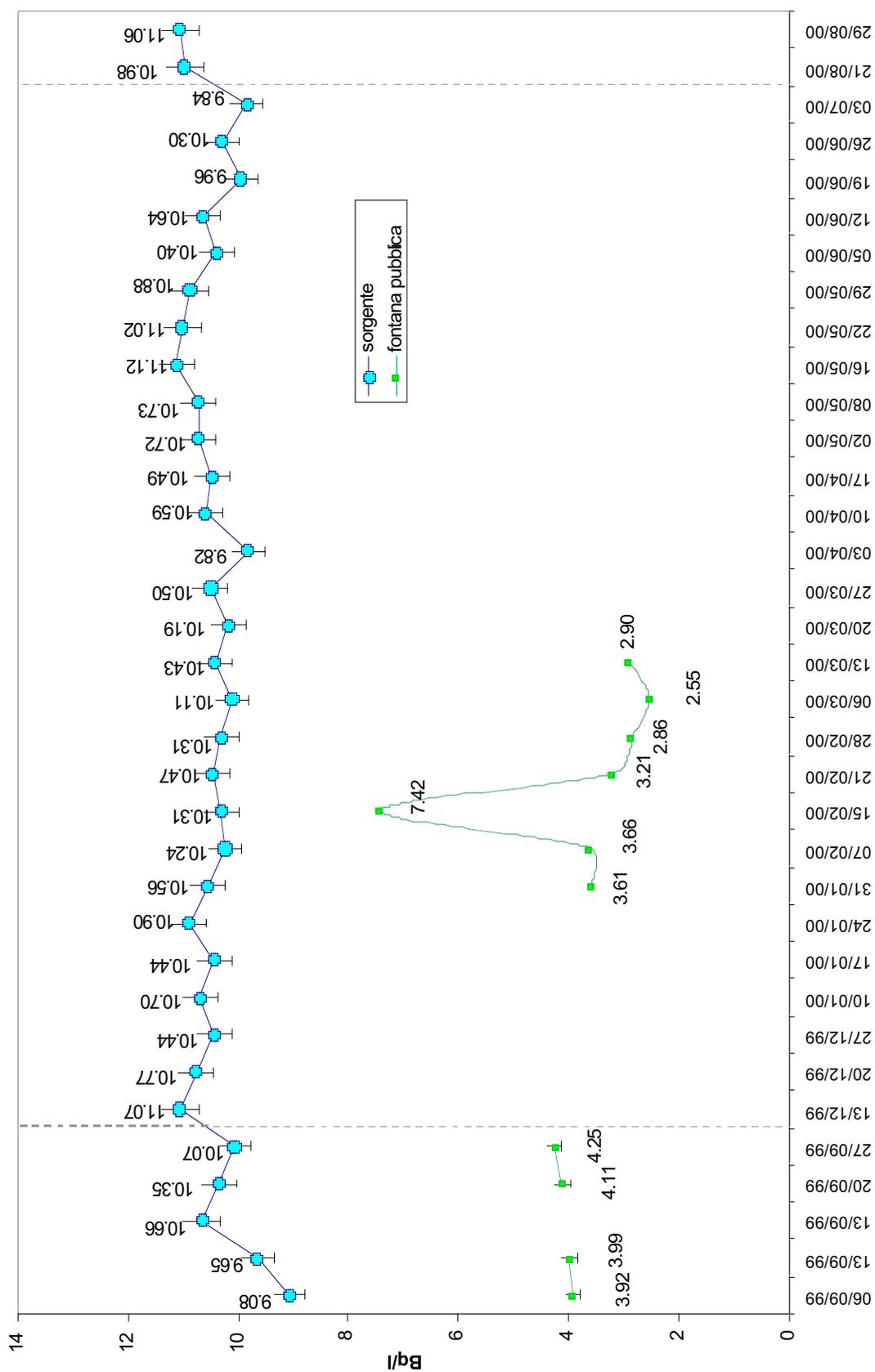
Tabella n.5: acquedotto Acque More (prelievo all'opera di presa e alla fontana pubblica in piazza)

Data di prelievo	Opera di presa Rn (Bq/l)	Rubinetto pubblico Rn (Bq/l)
13/12/99	11.07±0.34	-
20/12/99	10.77±0.33	-
27/12/99	10.44±0.32	-
10/01/00	10.70±0.33	-
17/01/00	10.44±0.32	-
24/01/00	10.90±0.33	-
31/01/00	10.56±0.32	3.61±0.12
07/02/00	10.24±0.31	3.66±0.13
15/02/00	10.31±0.31	7.42±0.24
21/02/00	10.47±0.32	3.21±0.11
28/02/00	10.31±0.32	2.86±0.10
06/03/00	10.11±0.31	2.55±0.10
13/03/00	10.43±0.32	2.90±0.10
20/03/00	10.19±0.31	-
27/03/00	10.50±0.32	-
03/04/00	9.82±0.30	-
10/04/00	10.59±0.32	-
17/04/00	10.49±0.32	-
02/05/00	10.72±0.33	-
08/05/00	10.73±0.33	-
16/05/00	11.12±0.34	-
22/05/00	11.02±0.34	-
29/05/00	10.88±0.33	-
05/06/00	10.40±0.32	-
12/06/00	10.64±0.33	-
19/06/00	9.96±0.30	-
26/06/00	10.30±0.31	-
03/07/00	9.84±0.30	-
21/08/00	10.98±0.33	-
29/08/00	11.06±0.34	-

Comune di Santa Giustina - sorgente Acque More (campagna 1999-2000)



Comune di Santa Giustina - sorgente Acque More (campagna 1999-2000)



LE DINAMICHE DI DIFFUSIONE DEL RADON NELLA GROTTA DI BOSSEA

Rosarita Gili Peano*, Guido Peano*, Bartolomeo Vigna*^o, Ezechiele Villavecchia*

* *Laboratorio Carsologico di Bossea*

^o *Dipartimento DITAG del Politecnico di Torino*

RIASSUNTO

Lo studio del radon oggi in corso nella Grotta di Bossea fa seguito a diverse campagne di ricerca realizzate negli anni 1994-2000 e documentate da precedenti lavori, i cui risultati vengono riassunti in questa sede.

Negli anni 2003-2006 è stata impostata una nuova modalità di studio dei processi naturali che regolano la diffusione e la concentrazione del radon nell'atmosfera e nelle acque della grotta. A tal fine sono state installate nuove stazioni di misura della concentrazione del gas in ambienti diversi, caratterizzati da differenti situazioni geologiche ed idrogeologiche.

I dati ottenuti, correlati con quelli derivati dalle precedenti campagne di studio, hanno permesso l'acquisizione di nuove informazioni in merito ai processi dinamici che determinano le variazioni della concentrazione del gas in acqua ed aria.

Si è così potuto appurare come ai fini degli incrementi della concentrazione atmosferica, svolgono un ruolo egualmente importante due diversi fattori: mobilitazione diretta od indiretta, ad opera delle acque di piena del torrente interno, del gas presente nelle discontinuità dei porfiroidi che delimitano gran parte della zona inferiore della cavità, come già verificato nelle precedenti ricerche; trasferimento delle radon dalle acque sotterranee all'atmosfera, in atto in ogni condizione di portata ma in particolare nel corso delle piene. Informazioni di rilevante interesse sono state inoltre fornite dalla misurazione del radon entro una frattura dei porfiroidi situati nella parete Nord della Sala del Tempio, apparentemente priva di collegamenti con questo ambiente ma comunicante, con grande probabilità, con altre fratture del reticolo delle discontinuità che caratterizzano il basamento metamorfico.

I livelli di radon ivi rilevati, abitualmente assai superiori a quelli riscontrati nella grotta, presentano spesso alti incrementi, correlati nella maggior parte dei casi con gli episodi di piena, che si ritengono riferibili a fenomeni di pistonaggio del gas presente nelle discontinuità della roccia ad opera di eventi infiltrativi che interessano anche l'ammasso fratturato del basamento cristallino. In alcuni casi gli incrementi osservati risultano completamente svincolati dagli eventi di piena e dalle precipitazioni, mentre si potrebbe ipotizzare una loro correlazione con una microsismicità locale o con blande deformazioni della catena montuosa che potrebbero avere interessato l'area di Bossea, con rimobilizzazione del gas intrappolato nelle discontinuità del basamento

ABSTRACT

The study of Radon currently undertaken in the Bossea cave follows a number of research campaigns in the years 1994-2000, the results of which are here summarized. In the years 2003-2006 a new objective emerged, focused on the natural processes regulating the diffusion and the concentration of radon in cave water and atmosphere: therefore, new points of radon concentration measurement were introduced in different zones, characterized by different geologi-

cal and hydrogeological conditions. The results obtained, together with the previous ones, supplied new information on the dynamic processes involved in the variability of radon concentration in air and water. It emerged that two different factors have a preminent role in the increase of the air concentration: direct (or indirect) mobilisation, by means of torrent floods and, as previously observed, of the gas trapped in the fractures of the porphyroides present in the lower sector of the cave, and the transfer of radon from water to air, a continuous phenomenon which is enhanced during floods.

From the radon measurements in a crevice of the north wall of the “sala del Tempio”, apparently isolated from it but in communication with the fractures net of the porphyroides, other information of great interest were obtained. The radon levels measured here, in general significantly higher than the levels in the cave, revealed high increments correlated with the flood episodes: they can be referred to a phenomenon of “pistonaggio” – forced movement - of the gas trapped in the rock, related to the water saturation of the minute fractures present. In some cases the increments were not correlated to flood or precipitation events, so a link with micro-seismic events of the Bossea mountain area can be hypothesized.

PREMESSA

Lo studio del radon nella Grotta di Bossea ha avuto inizio nel 1994, tramite una collaborazione fra la Stazione Scientifica del CAI di Cuneo e la Sezione Radiazioni dell'ARPA Valle d'Aosta, diretta dal Dr. Giovanni Agnesod. La ricerca riguarda le importanti variazioni della concentrazione del radon nell'atmosfera della cavità, nelle acque del collettore e nelle discontinuità del basamento metamorfico, ed i fenomeni fisici che le determinano, correlati con la situazione geologica, idrogeologica e meteorologica del sistema carsico. Numerose campagne di rilevamento hanno fornito informazioni progressivamente crescenti, in parte già presentate in precedenti lavori, facendo emergere nel contempo nuovi interrogativi spesso ancora privi di risposte assodate.

Per quanto attinente alle caratteristiche geologiche, idrogeologiche e meteorologiche dell'ambiente in esame viene fatto riferimento alle descrizioni riportate nei precedenti lavori pubblicati negli anni 1996 e 2005.

LE PRIME MISURAZIONI

La campagna 1994-1995

Nei primi due anni di ricerca lo studio del ^{222}Rn in atmosfera è stato condotto tramite l'impiego di dosimetri passivi, ad accumulo di tracce nucleari su film sottile, dislocati in 12 diversi punti del ramo attivo della cavità, nelle zone inferiore e superiore, esposti nell'aria per periodi di un mese in due differenti stagioni dell'anno (inverno e primavera). Il rilevamento della concentrazione del radon nelle acque è stato effettuato tramite un numero limitato di misurazioni puntuali, con degassazione in loco di un volume noto di acqua, raccolta del gas disciolto in una cella a scintillazione (cella di Lucas) e successivo conteggio con tubo fotomoltiplicatore.

In questa prima fase della ricerca sono state conseguite acquisizioni di rilevante interesse sintetizzabili nei seguenti punti:

1 – La presenza nell'atmosfera della grotta di concentrazioni di radon abbastanza elevate con valori medi complessivi, relativi ai due periodi monitorati, situati intorno ai 1000 Bq/m^3 .

Ciò è stato correlato innanzi tutto con la presenza nella cavità di rocce metamorfiche (porfiroidi), localmente molto fratturate che affiorano nei grandiosi saloni della parte inferiore della cavità, in corrispondenza del contatto tettonico tra le rocce del basamento e le rocce carbonatiche.

2 – La concentrazione atmosferica del radon nei due periodi di osservazione è risultata relativamente omogenea, nell'ambito mensile, nei diversi punti della grotta, ma si sono potute constatare notevoli differenze fra la stagione invernale e quella primaverile: in media 837 Bq/m³ nel periodo invernale e 1195 Bq/m³ nel periodo primaverile.

3 – Nel quadro predetto è stata osservata la presenza di una zona a maggior concentrazione di radon nel tratto compreso tra la Sala Garelli ed il Lago delle Anatre (vedi topografia della grotta) corrispondente a 4 punti di misura sui 12 complessivi, caratterizzata da valori di 925 Bq/m³ nel periodo invernale (rispetto ai 793 Bq/m³ rilevati mediamente nelle altre zone di misura) e di 1319 Bq/m³ nel periodo primaverile (rispetto ai 1133 Bq/m³ rilevati mediamente nelle altre zone di misura)

4 – La concentrazione del radon nelle acque è stata rilevata in due punti del torrente, in corrispondenza di due modeste venute alimentate da percolazioni (Polla delle Anatre e Stillicidio dei Laghi Milano). Anche da queste misure si sono constatati valori primaverili superiori a quelli invernali. E' inoltre emersa un'accentuata differenza fra il contenuto in radon nelle acque del torrente dove i valori non appaiono particolarmente elevati (1,3 – 2,2 Bq/l), e quello nelle acque di percolazione, dove i valori raggiungono livelli assai più consistenti (3,6 – 4,9 Bq/l nello stillicidio dei Laghi Pensili ed 8,6 – 10 Bq/l nella Polla delle Anatre).

Questa marcata diversità appare prevalentemente correlata alla tipologia delle rocce nella quale si verifica la circolazione idrica: il torrente ipogeo si sviluppa prevalentemente nell'ammasso carbonatico, lateralmente confinato dalle rocce del basamento metamorfico mentre il flusso relativo ai Laghi Milano e alla Polla delle Anatre avviene nelle discontinuità dell'ammasso roccioso presso i porfiroidi del basamento, ritenuti in grado di liberare una maggior quantità di radon nei confronti dei carbonati. Non sono tuttavia da sottovalutare i volumi idrici in transito (molto più consistenti nel torrente), l'intimità del contatto fluido-roccia (ovviamente maggiore nelle percolazioni) ed i tempi di transito (proporzionalmente assai più lenti nel reticolo di fratture).

I risultati di questa prima campagna sono stati pubblicati nel 1996 negli Atti del Simposio Internazionale "Grotte Turistiche e Monitoraggio Ambientale".

IL MONITORAGGIO IN CONTINUO

Tra il 1996 ed il 2000 le misurazioni del radon atmosferico nella Grotta di Bossea hanno iniziato ad essere effettuate in continuo, articolandosi in due successive campagne di monitoraggio condotte tramite strumentazione automatizzata dotata di memoria dati, nell'ambito delle quali il rilevamento della concentrazione del radon è stato correlato con la portata del torrente ipogeo. La prima campagna, interessante il periodo 1/8/96-1/6/97, è stata realizzata tramite un sistema a cella di scintillazione a diffusione passiva con contatore Phylon AB-5; la seconda riguardante il periodo 1/3/99 – 31/12/00 è stata realizzata tramite una camera a ionizzazione AlphaGUARD (Genitron Instruments GmbH). In ambedue i casi gli apparecchi di misura sono stati posizionati entro il laboratorio in un punto prossimo al soffitto della grandiosa Sala del Tempio.

La campagna 1996 – 1997

La prima campagna ha consentito di accertare la presenza di forti variazioni nella concen-

trazione atmosferica del radon, caratterizzate da temporanei e importanti incrementi, a volte assai rapidi, strettamente correlati con la portata del torrente e coincidenti con gli eventi di piena. Assai significativo a questo proposito il massimo picco di concentrazione verificatosi nell'ottobre '96, in corrispondenza con lo storico evento alluvionale in cui fu raggiunta la massima portata del torrente ipogeo rilevata nella grotta dall'inizio del suo monitoraggio idrogeologico (oltre 4000 l/s). La disattivazione dell'impianto elettrico della cavità e la mancata alimentazione dello strumento di misura non permisero di rilevare il picco massimo di presenza del radon, certamente ben superiore ai 2500 Bq/m³ raggiunti al momento dell'interruzione di corrente.

La campagna 1999 – 2000

Nella seconda campagna il rilevamento della concentrazione del radon è stato affiancato sia dal monitoraggio dei flussi idrici che da periodiche misure di concentrazione del gas disciolto nelle acque del torrente ipogeo e degli apporti secondari della cavità. Queste misure hanno confermato la grande variabilità della concentrazione atmosferica del radon, della sua stretta dipendenza dalla portata del torrente, le marcate differenze fra le concentrazioni del gas nelle acque di diversa provenienza, nonché le importanti variazioni di concentrazione nello stesso recapito idrico, in differenti condizioni di portata.

E' stato quindi dimostrato il ruolo essenziale degli eventi idrogeologici nella variazione della concentrazione del radon nell'atmosfera e nelle acque e l'importanza delle caratteristiche litologiche delle rocce attraversate dai differenti flussi idrici.

Inoltre analizzando il rapporto intercorrente fra la concentrazione del radon in aria e la portata del torrente si è potuto verificare che la correlazione lineare fra questi parametri, esistente in condizioni di bassa e media portata (fig.1), viene meno nelle fasi di piena: l'incremento di portata precede infatti di almeno 24 ore la crescita della concentrazione del gas nell'atmosfera della grotta, mentre i valori di radon in aria continuano ad aumentare per 12-18 ore dopo l'inizio della decrescita della portata, prima dell'avvio di una fase di regolare diminuzione tuttavia più lenta di quanto il semplice decadimento radioattivo del radon potrebbe comportare.

Altri dati di notevole interesse sono emersi da questa campagna di misura. Si è infatti accertato come, in condizioni di bassa e media portata, le concentrazioni del radon nell'acqua del torrente misurate nel Lago Loser (cioè a breve distanza dal sifone di monte e dall'ingresso delle acque nella grotta) mostrino una stretta correlazione lineare con la portata. La correlazione non ha potuto essere verificata in condizioni di alta portata, ma si ritiene probabile un mantenimento del trend indicato anche in tale situazione.

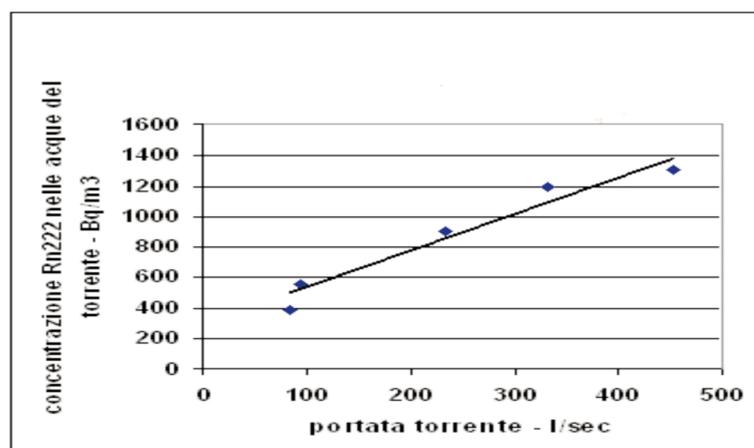


Fig. 1 – Correlazione portata torrente- concentrazione radon nell'acqua

Si è inoltre appurato che in situazioni di modica portata, le concentrazioni del radon nell'aria della grotta appaiono in sostanziale equilibrio con le concentrazioni misurate nell'acqua del torrente ipogeo, in base ad un coefficiente di solubilità del gas in oggetto, che nelle condizioni di temperatura del torrente (7 - 8 °C) è stato valutato mediamente 0,45.

Pur nell'assenza di misure in merito si può ritenere probabile che questa situazione di equilibrio non si mantenga in condizioni di portata molto elevata a causa delle notevoli turbolenze idrauliche ed atmosferiche indotte nel sistema dal forte aumento del flusso idrico.

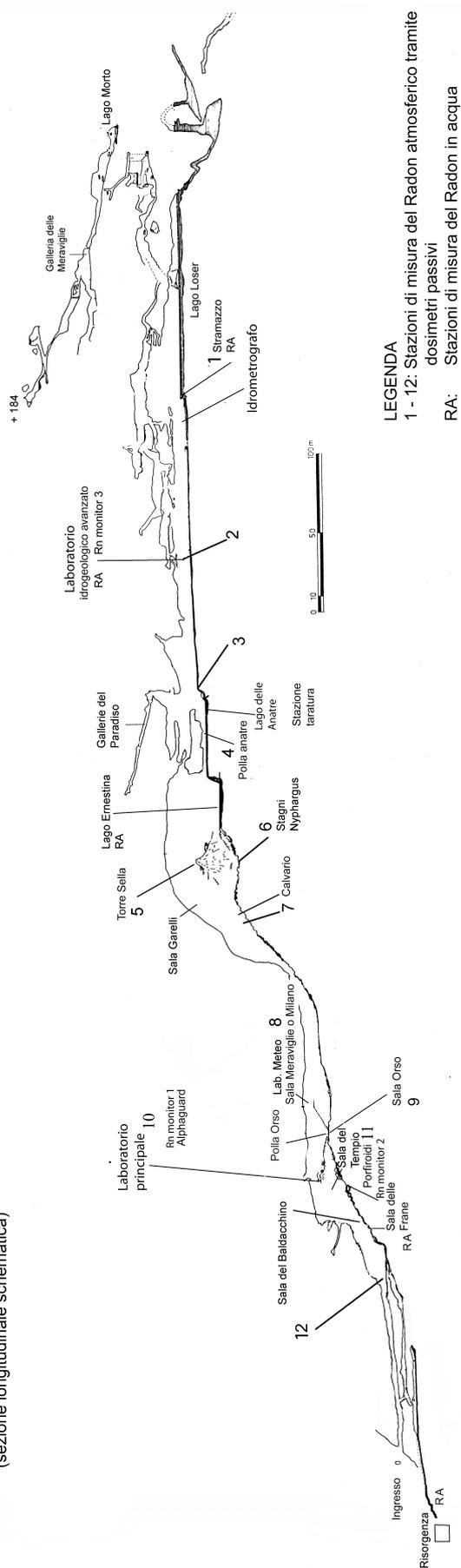
Le conclusioni in merito

Nel lavoro di Agnesod, Peano e Villavecchia, presentato nell'anno 2003, venivano esposti i risultati ottenuti nelle due successive campagne di ricerca, sostenendo la tesi che la stretta correlazione fra gli eventi di piena del torrente e gli alti incrementi della concentrazione atmosferica del radon nella cavità fosse prevalentemente legata alla mobilitazione del gas, presente in più elevata concentrazione negli anfratti più profondi della grotta e soprattutto nelle fratture dei porfiroidi, ad opera delle acque sotterranee invadenti o delle correnti d'aria prodotte in tali occasioni dal forte aumento della portata, con una sua diffusione relativamente omogenea in tutta la grotta.



Il contatto dei porfiroidi del basamento con le rocce carbonatiche

GROTTA DI BOSSEA
(sezione longitudinale schematica)



LEGENDA
1 - 12: Stazioni di misura del Radon atmosferico tramite dosimetri passivi
RA: Stazioni di misura del Radon in acqua

DATA	PUNTI DI MISURA								
	TORRENTE STRAMAZZO LAGO LOSER	TORRENTE LABORATORIO SUPERIORE	TORRENTE LAGO ERNESTINA	TORRENTE SALA FRANE	TORRENTE SORGENTI ESTERNE	POLLA ANATRE	POLLA ORSO	STILLICIDIO DEI LAGHI PENSILI	STILLICIDIO DEI LAGHI MILANO
15/01/95		1,3		0,4		8,6		3,6	
11/05/95		2,3		0,6		10		4,9	
24/10/99		1,3				3,7	7,4		4,9
6/11/99		1,2		0,4		5,6	10,1		6,6
17/04/00	0,9			0,29		4,48	7,4		6,34
22/8/00	0,56			0,37		8,6			3,43
18/08/06	0,6	0,4	0,2		0,1	6,2			

Tab. A: Concentrazioni del radon nelle acque del torrente e degli apporti secondari (Bq/l) (rilevazioni effettuate negli anni 1995 – 2006)

PUNTO DI MISURA	DATA						
	15/01/95	11/08/95	24/10/99	6/11/99	17/04/00	22/08/00	18/08/06
LAGO LOSER					0,9	0,56	0,6
LABORATORIO SUPERIORE	1,3	2,3	1,3	1,2			0,4
LAGO ANATRE							0,4
CORRIDOIO ANATRE	1,1	2					0,4
LAGO DI ERNESTINA	0,6						0,2
SALA FRANE	0,4	0,6		0,4	0,29	0,37	0,1
SORGENTI ESTERNE							0,1

Tab. B: Progressiva riduzione della concentrazione del radon nelle acque del torrente, nelle diverse stazioni di misura (Bq/l) (rilevazioni effettuate negli anni 1995 – 2006)

NUMERO IN ORDINE DI QUOTA DECRESCENTE	STAZIONE DI MISURA	QUOTA INTERNA	CONC. PERIODO INVERNALE 17/12/94 15/01/95	CONC. PERIODO PRIMAVERILE 11/05/95 17/06/95
1	STRAMAZZO LAGO LOSER	+126	783	1104
2	LABORATORIO SUPERIORE	+124	839	1153
3	LAGO DELLE ANATRE	+117	926	1287
4	POLLA DELLE ANATRE	+115	899	1490
5	TORRE SELLA	+116	913	1322
6	SALA GARELLI (stagni nyphargus)	+98	962	1169
7	SALITA CALVARIO (ultima curva)	+93	836	1138
8	SALA MILANO (labor. meteorologico)	+54	810	1181
9	SALA ORSO (anfratti sopra il lago omonimo)	+ 45	720	1183
10	LABORATORIO PRINCIPALE (Sala del Tempio)	+48	824	1134
11	PORFIROIDI (stazione meteorologica)	+33	734	1041
12	SALA FRANE (stazione meteorologica)	+4	803	1131

Tab. C - Stazioni di misura e valori della concentrazione atmosferica del radon (Bq/m^3), rilevata tramite dosimetri passivi ad accumulo di tracce (campagna di ricerca 1994-1995)



Misurazioni isocrone della concentrazione del radon, dei prodotti del suo decadimento radioattivo e del particolato atmosferico nel laboratorio principale

LE RICERCHE NEL NUOVO MILLENIO

La campagna 2004-2006

Negli anni seguenti, al fine di approfondire ulteriormente la conoscenza dei processi dinamici che regolano la concentrazione del radon nella cavità, è stata utilizzata una nuova metodologia di ricerca, con l'installazione di altre stazioni di rilevamento.

Le nuove installazioni di misura

La stazione di misura già operante all'interno del laboratorio principale, in una propaggine della Sala del Tempio, ed equipaggiata con un radon monitor a camera di ionizzazione AlphaGUARD 2000 (Genitron Instruments GmbH), è stata trasferita sempre nel medesimo salone su di uno sperone roccioso collocato in posizione aperta e lontana dalle pareti della cavità, ben esposta alla circolazione d'aria naturale. Tale ubicazione è risultata ottimale anche per escludere possibili interferenze sulle misure, legate a correnti convettive richiamate dalla temperatura più alta del laboratorio rispetto alle altre zone della grotta.

A questa prima stazione di rilevamento ne sono state affiancate altre due destinate alla misura del radon in ambienti diversi, caratterizzati da specifiche situazioni geologiche od idrogeologiche.

La prima stazione è stata installata nel Canyon del Torrente (nella zona superiore della cavità) presso il laboratorio avanzato, in prossimità del Lago Loser e del sifone da cui scaturisce il corso d'acqua, a 5-6 metri di altezza sul livello delle acque e pertanto in zona notevolmente influenzata dalle variazioni del flusso idrico.

La seconda stazione è ubicata in una frattura appartenente al reticolo delle discontinuità che caratterizzano i porfiroidi affioranti sul lato destro della Sala del Tempio. In questi litotipi sono in gran parte impostati i grandi saloni della parte inferiore della cavità. Tale collocazione è stata effettuata al fine di monitorare le variazioni di concentrazione atmosferica del radon all'interno di questo ammasso roccioso. La frattura ramificata in due direzioni diverse, è stata allargata ed approfondita in modo da potervi collocare un radon monitor ed altra strumentazione sussidiaria; ne è stato inoltre opportunamente tamponato l'orifizio di accesso al fine di evitare le interferenze fra l'atmosfera interna e quella della cavità.

Le informazioni ottenute

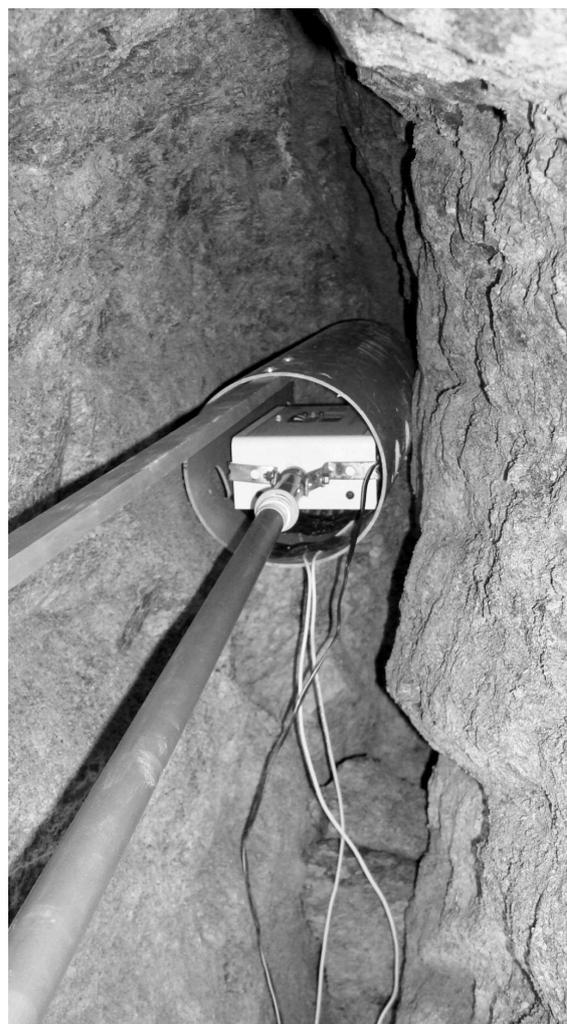
Le misurazioni effettuate nelle diverse stazioni di monitoraggio negli anni 2004-2006 presentano numerose interruzioni dovute a problemi di alimentazione elettrica ed a disfunzioni degli apparecchi conseguenti alle difficili condizioni operative. I dati ottenuti hanno tuttavia consentito di acquisire nuove informazioni in merito alle differenti concentrazioni del radon nei tre punti di rilevamento ed alle loro diverse variazioni temporali.

E' stato finora impossibile eseguire il monitoraggio continuativo delle concentrazioni del gas nelle acque del collettore ipogeo, ai fini di un loro confronto sistematico con le concentrazioni in atmosfera e con le variazioni dei parametri fisico-chimici delle acque: è stato pertanto effettuato solo un limitato numero di rilevamenti puntuali che hanno tuttavia fornito nuovi ed interessanti risultati.

In base ai dati acquisiti ed alla loro correlazione con i valori ottenuti nelle precedenti campagne di studio è stato possibile formulare nuove ipotesi relative alle variazioni della concentrazione del radon atmosferico. Accanto al ruolo sempre assai rilevante della mobilitazione diretta od indiretta del radon presente nelle discontinuità dei porfiroidi legata alle piene del tor-



La stazione
di rilevamento radon
di Sala del Tempio



La misurazione del radon
nella frattura entro i porfiroidi

rente, sembrano rivestire pari importanza altri fenomeni fisici di seguito descritti e legati alla cessione di radon all'atmosfera da parte delle acque sotterranee o direttamente dai porfiroidi, in seguito ad eventi infiltrativi o a sismi di modesta magnitudo.

Come risulta dalle misurazioni effettuate, le acque del torrente, durante il loro percorso entro la grotta fra il sifone di monte e quello di valle, trasferiscono all'atmosfera gran parte del proprio contenuto in radon.

In prossimità dell'uscita dal sifone a monte, la concentrazione idrica del radon non risulta essere particolarmente elevata (fra 0,4 e 2,3 Bq/l, nelle condizioni di portata bassa-media). Questi valori sono da ritenersi certamente superiori nei periodi di piena, ma finora non è stato possibile, a causa delle notevoli difficoltà operative, effettuare gli opportuni rilevamenti. Va comunque considerato che una quantità di radon relativamente modesta nell'unità di tempo viene ceduta dalle acque all'atmosfera, ma ben diversi sono i valori totali giornalieri legati ai volumi idrici che transitano nella grotta. Con una ipotetica portata di 800 l/s, che può essere considerata rappresentativa del valore medio del flusso idrico in un importante episodio di piena, transiterebbero infatti ogni ora nella cavità quasi 2900 m³ di acqua, e quindi quasi 70.000 m³ in una giornata. Durante tali episodi la quantità di radon che viene trasferita all'atmosfera dalle acque assume pertanto un'entità rilevante, innalzando, in breve tempo, la concentrazione atmosferica del gas in tutta la grotta.

Il trasferimento in atmosfera, regolato dal coefficiente di solubilità del radon in base alla temperatura delle acque, è favorito dal loro modesto riscaldamento durante il percorso fra i sifoni di monte e di valle (+0,43°C) e soprattutto dal loro forte movimento per la presenza di numerose rapide e cascate in un dislivello complessivo di circa 130 metri. I rilevamenti del radon disciolto nelle acque effettuati nell'ambito delle varie campagne di studio fin qui effettuate, non sono stati numerosi e frequenti quanto sarebbe stato opportuno, ma dal loro complesso emerge una conferma di questa cessione del radon da parte del torrente all'atmosfera della cavità (tabelle A e B). In particolare dalla tabella B si può constatare come il contenuto in radon delle acque, nel tragitto fra il Lago Loser ed il sifone a valle, si riduca abitualmente a valori compresi fra 1/3 ed 1/6 di quelli iniziali, evidenziando come una notevole quantità di gas venga trasferita all'atmosfera della grotta.

La duplice origine dei rilevanti livelli di radon presenti nella grotta, emissione dai porfiroidi e trasporto idrico, appare confermata non solo dalla forte riduzione della concentrazione del gas nelle acque durante il loro percorso nella grotta, ma anche da altri dati che verranno di seguito presi in esame. La quasi concomitanza dei due processi che portano all'incremento della concentrazione atmosferica, nel corso delle piene, rende però difficile individuare l'entità relativa di ciascun fenomeno.

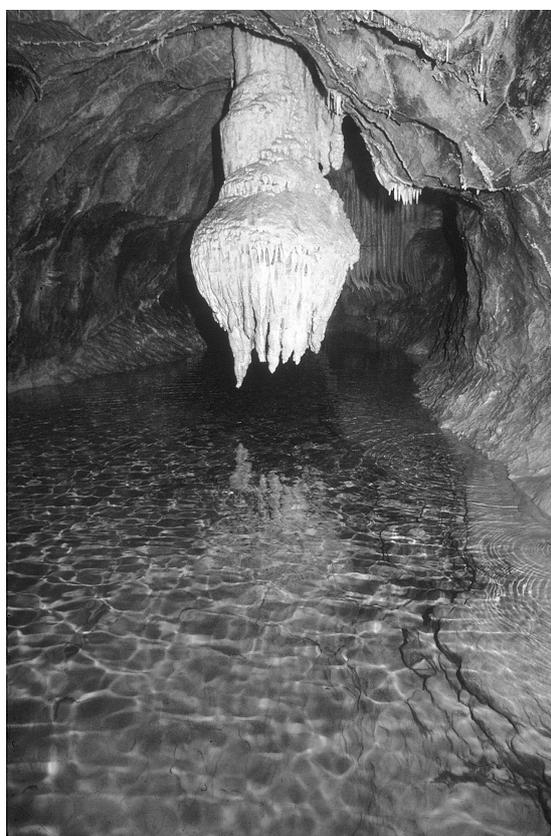
Il trasferimento del radon dalle acque all'atmosfera

Un'ulteriore conferma del trasferimento del radon dall'acqua del torrente all'atmosfera proviene dalla presenza nella grotta di una zona a più alta concentrazione di radon, riscontrabile in situazioni stagionali e di regime idrico notevolmente diverse (cfr: "La campagna 1994-1995", punto 3).

Nella zona in oggetto, estesa dalla cascata del Lago delle Anatre fino al fondo della Sala Garelli, le acque del torrente, dopo l'uscita dal sifone ed un primo percorso quasi orizzontale, subiscono una rilevante perdita di quota, articolata in una successione di salti e cascate. In questo tratto della cavità, grazie alla forte movimentazione e turbolenza delle acque, si ritiene venga trasferita all'aria gran parte del radon in eccesso contenuto nelle acque, determinando in questa zona la presenza di valori più elevati della concentrazione atmosferica del gas, rilevati sia in condizioni di magra che in condizioni di media portata (tab. C).



La cascata del lago di Ernestina favorisce, con molte altre zone di elevata turbolenza delle acque, la cessione del radon all'atmosfera della grotta



Il lago Loser in prossimità del sifone principale

Ciò trova conferma anche nella progressiva riduzione della concentrazione del radon nelle acque del torrente con il decremento della quota dei punti di prelievo, rilevata in più cicli di misurazioni ed in particolare nelle date 15/05/95 e 18/08/06 (tab. B). Nella prima occasione, in situazione di progressiva riduzione della portata conseguente ad un picco di piena di circa 1300 l/s, si è potuta constatare una diminuzione del contenuto in radon da 1,3 Bq/m³ rilevati presso il laboratorio superiore a circa 0,6 Bq/l misurati nel Lago di Ernestina; nella seconda, in situazione di magra stabile, si è verificata una riduzione da circa 0,6 Bq/l rilevati presso lo stramazzo del Lago Loser a circa 0,2 Bq/l misurati nel Lago di Ernestina.

Non si possiedono dati sulla concentrazione del radon nelle acque del torrente in condizioni di grande piena, nella zona a monte della cascata del Lago delle Anatre, ciò che avrebbe potuto rivestire grande interesse, testimoniando probabilmente la presenza di una quantità di gas molto superiore a quella riscontrata nei periodi di bassa e media portata.

Sono peraltro disponibili alcuni valori puntuali misurati presso lo stramazzo del Lago Loser o presso il laboratorio superiore, in situazione di media portata (200-500 l/s) che indicano una concentrazione del radon decisamente maggiore rispetto a quelle riscontrate nei periodi di magra estiva (tab. B). In particolare, in data 11/05/95, in corrispondenza di una portata di 289 l/s si è rilevata una concentrazione idrica di 2,3 Bq/l.

In considerazione della correlazione lineare fra la concentrazione in acqua del radon e la portata del torrente, in situazione di bassa-media portata, già constatata nella campagna 1999-2000 (fig. 1), si può ritenere probabile che in condizioni di alta portata (1000-1300 l/s) i livelli di concentrazione del ²²²Rn nella predetta zona del torrente raggiungano valori assai più elevati, che potrebbero arrivare anche ad 8-10 Bq/l.

Sebbene la maggior parte del radon venga ceduta dalle acque del torrente all'atmosfera nella zona compresa fra la Sala Garelli e la scaturigine delle acque dal sifone del Lago Loser, in tutta la parte della grotta sottostante la Sala Garelli continua a verificarsi un trasferimento di radon dall'acqua all'aria, anche se in misura assai inferiore rispetto alla zona sovrastante.

Ciò trova conferma nell'ulteriore riduzione della concentrazione del radon in acqua in questa parte della grotta, testimoniata dai citati cicli di misurazioni (tab. B) e sembra suffragato anche dalla sequenza dei valori di concentrazione del radon atmosferico rilevati fra la Salita del Calvario e la Sala delle frane (tab. C). Si è infatti potuto osservare che nei luoghi di misurazione più prossimi al torrente e con esso in diretta continuità, quali la Sala Milano, la Sala dell'Orso o la Sala delle Frane, sono riscontrabili valori più elevati, rispetto ai minori livelli rilevati nelle zone più lontane dal torrente e da esso separate fisicamente da porzioni rocciose, quali la salita del Calvario, il laboratorio principale o la Sala del Tempio.

ANALISI DELLE MISURE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI

L'analisi ed il confronto dei diagrammi di concentrazione del radon rilevato nei diversi punti di misura con l'andamento temporale della portata del torrente, relativi agli anni 2004 - 2006, hanno fornito informazioni di grande interesse che verranno presentate in seguito.

Le misure nella Sala del Tempio

I diagrammi della concentrazione nella zona inferiore della cavità (stazione di misura della Sala del Tempio) hanno confermato in linea di massima le acquisizioni degli anni precedenti. Tuttavia, sempre nell'ambito di una stretta correlazione fra l'andamento della portata e la concentrazione atmosferica del radon, nelle condizioni di piena si sono osservati degli sfasamenti temporali assai più marcati fra l'aumento di portata e la crescente concentrazione del



La stazione
di rilevamento del
radon atmosferico
nel Canyon del Torrente

Rilevamento del radon
atmosferico
nel Buco soffiante



gas, che, in genere, raggiunge il picco massimo con un ritardo compreso fra 2 e 5 giorni rispetto al valore di colmo del flusso idrico e quindi già in fase di decrescita della portata (fig. 2-3-4).

Sono stati inoltre constatati in alcuni periodi, durante la fase della riduzione della portata e della concentrazione del gas dopo il raggiungimento dei rispettivi picchi, nuovi ed inaspettati aumenti del tenore del radon atmosferico, non correlabili con il flusso idrico, talora piuttosto rilevanti, più spesso di entità più modesta ma sempre di breve durata (da 2 a 6 giorni). A titolo d'esempio sono le variazioni rilevate il 12/05/2004 (220 Bq/m³) e del 27/10/2006 (58 Bq/m³); si vedano in proposito i diagrammi di fig. 2 e fig. 9

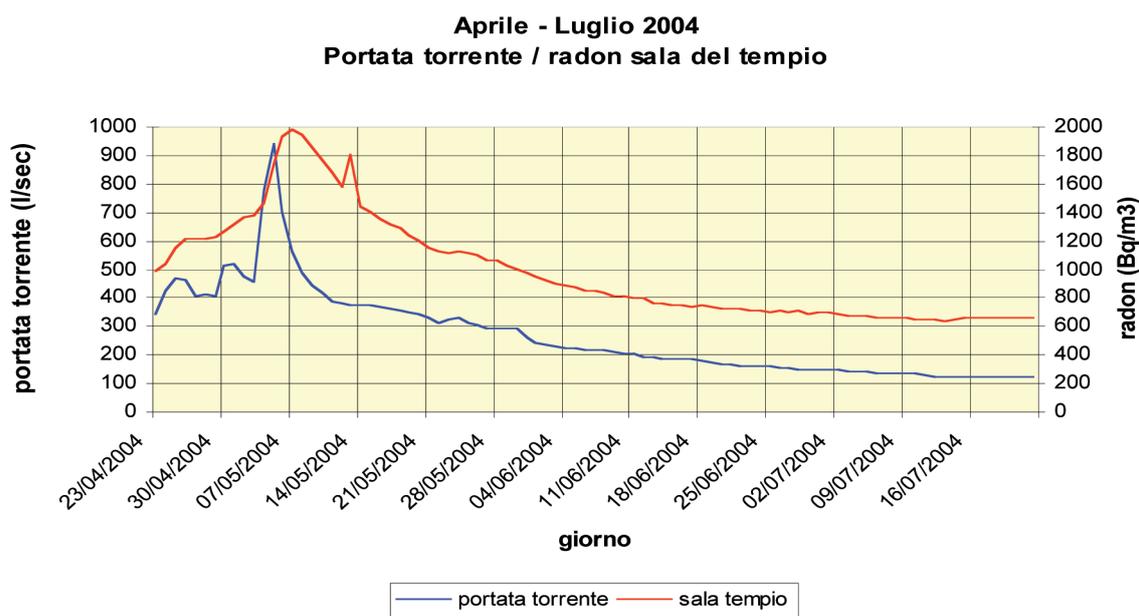


Fig. 2 – Correlazioni portata torrente – concentrazione radon nella sala del tempio, nel periodo 23 aprile – 22 luglio 2004.

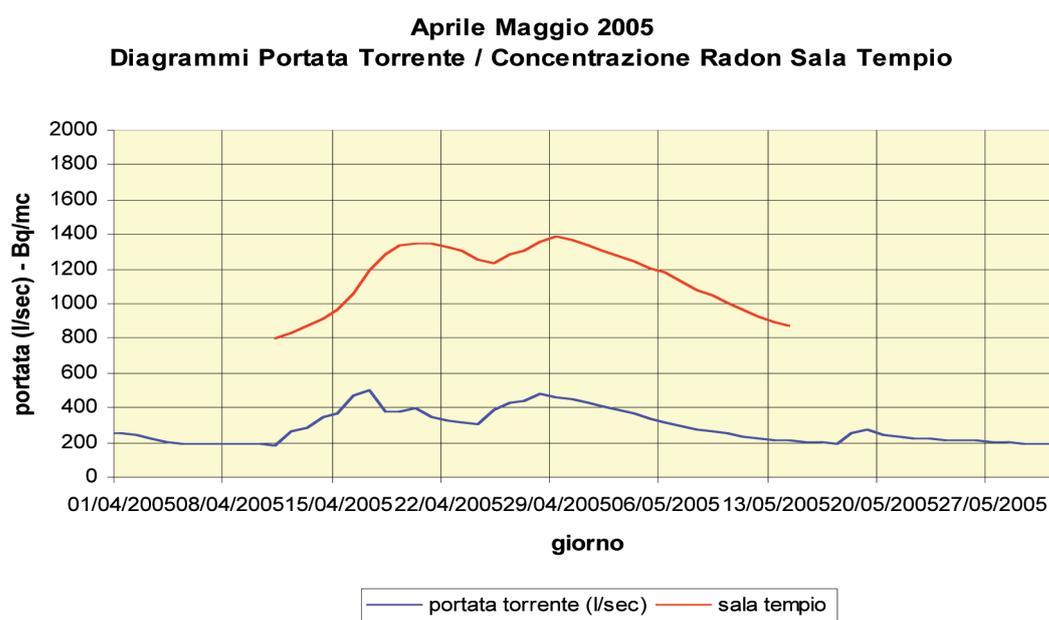


Fig. 3 – Correlazione portata torrente – concentrazione radon nella Sala del Tempio, nell'anno 2005

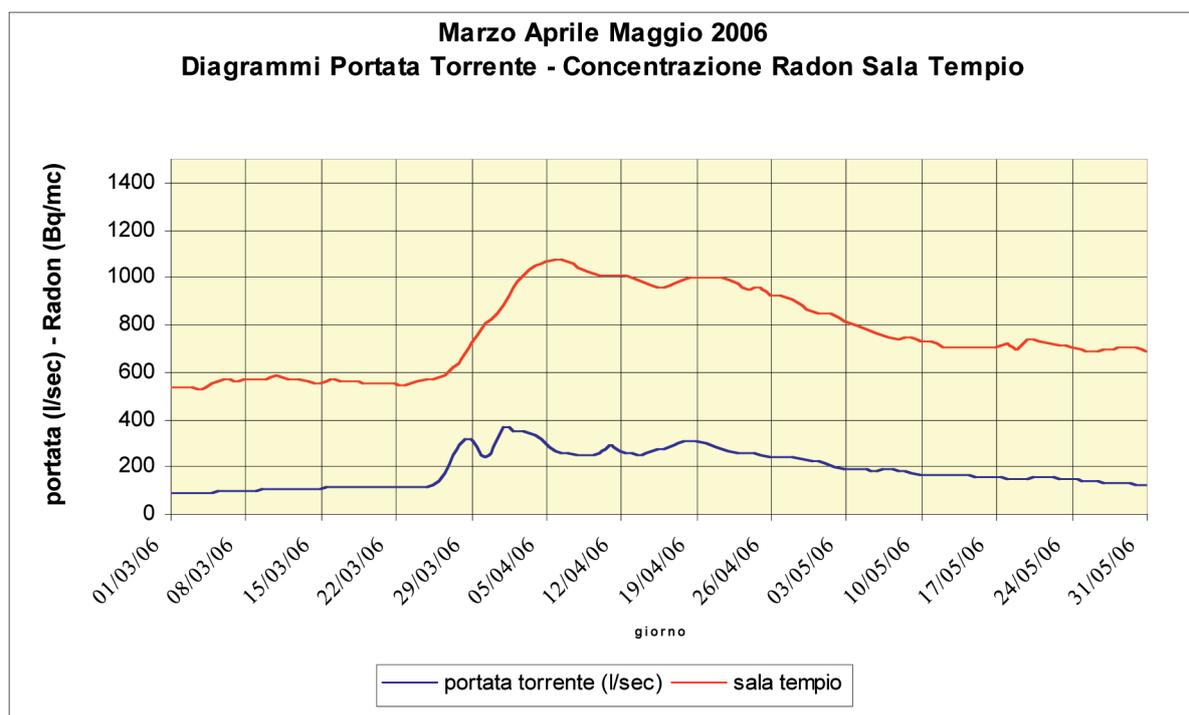


Fig. 4 – Correlazione portata torrente-concentrazione radon nella Sala del Tempio, nell'anno 2006

Questi eventi sembrano entrambi riferibili ad una cessione di radon all'atmosfera da parte delle acque del torrente.

Infatti nel maggio 2004 (fig. 2) sembra probabile che l'ulteriore e prolungato aumento della concentrazione del radon nell'aria, dopo il picco di portata, non sia legato al tempo necessario per la diffusione del gas nei grandi ambienti della grotta bensì piuttosto ad un crescente apporto nell'atmosfera del gas progressivamente ceduto dalle acque che transitano nella cavità. L'accumulo del gas può raggiungere il suo valore massimo anche ad alcuni giorni di distanza dal picco della piena, evidenziando come, anche nella fase di decremento della portata, la concentrazione del radon nelle acque rimanga ancora elevata per un certo periodo di tempo.

I picchi secondari di concentrazione atmosferica del gas durante la diminuzione della portata, potrebbero essere legati all'apporto momentaneo di acque a più alto contenuto di radon provenienti dalle rocce metamorfiche che confinano l'acquifero carbonatico.

Le misure nel Canyon del Torrente

Informazioni di rilevante interesse sono state fornite anche dai valori di concentrazione del radon atmosferico nel Canyon del Torrente (zona superiore della cavità) in corrispondenza del Laboratorio Superiore.

Il rilevamento in questa zona della cavità ha avuto luogo con regolarità e notevole continuità solo nel biennio 2005-2006 (fig. 5-6). Il confronto con il rilevamento effettuato nella Sala del Tempio (zona inferiore della cavità) è purtroppo incompleto causa il temporaneo malfunzionamento della strumentazione. Emergono comunque due constatazioni di notevole interesse, che vengono di seguito esposte:

- a) differenti livelli di concentrazione del radon nei periodi di piena fra la zona superiore e

la zona inferiore della cavità. Tenendo conto di un errore di misura (+10% circa) riscontrato nel Radon Monitor Sun Nuclear in seguito ad un confronto di taratura con l'AlphaGUARD 2000 assunto al ruolo di apparecchio di riferimento nei confronti degli altri strumenti, i livelli di concentrazione del radon sono tra loro molto simili nei periodi di bassa portata mentre nei periodi di piena i valori misurati nel Canyon del Torrente risultano sensibilmente superiori a quelli della Sala del Tempio, fino ad un massimo di circa 500 Bq/m³ in data 20/04/05 (fig. 5): i relativi diagrammi non sono stati corretti in base alla taratura e occorre pertanto tenerne conto nella valutazione dei dati misurati.

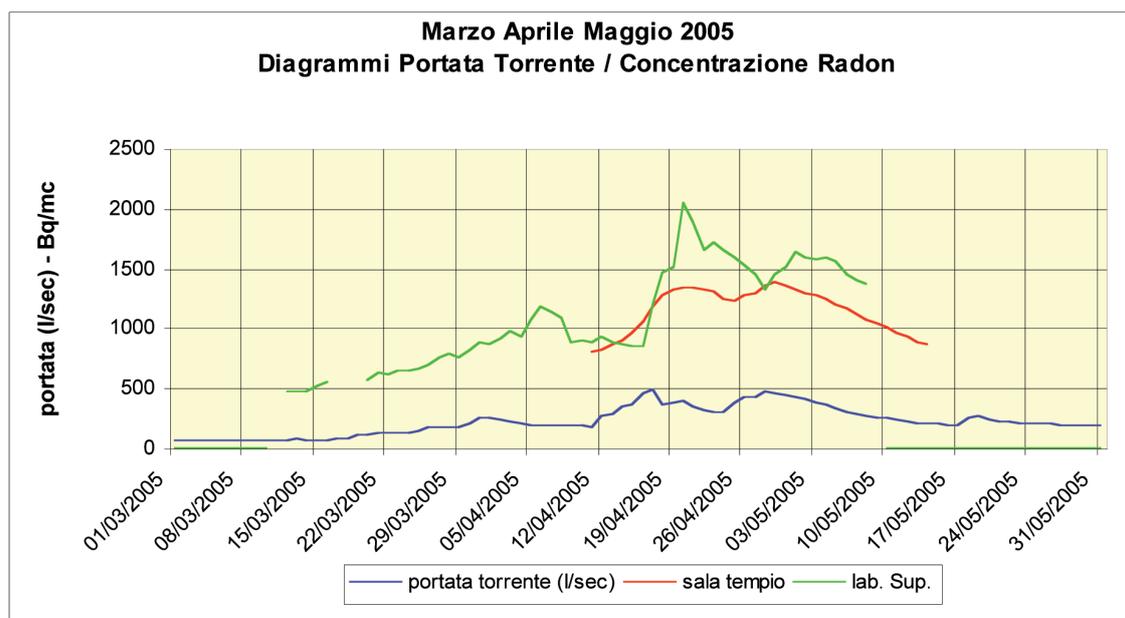


Fig. 5 – Diagrammi di concentrazione del radon nel Canyon del Torrente e nella Sala del Tempio (anno 2005)

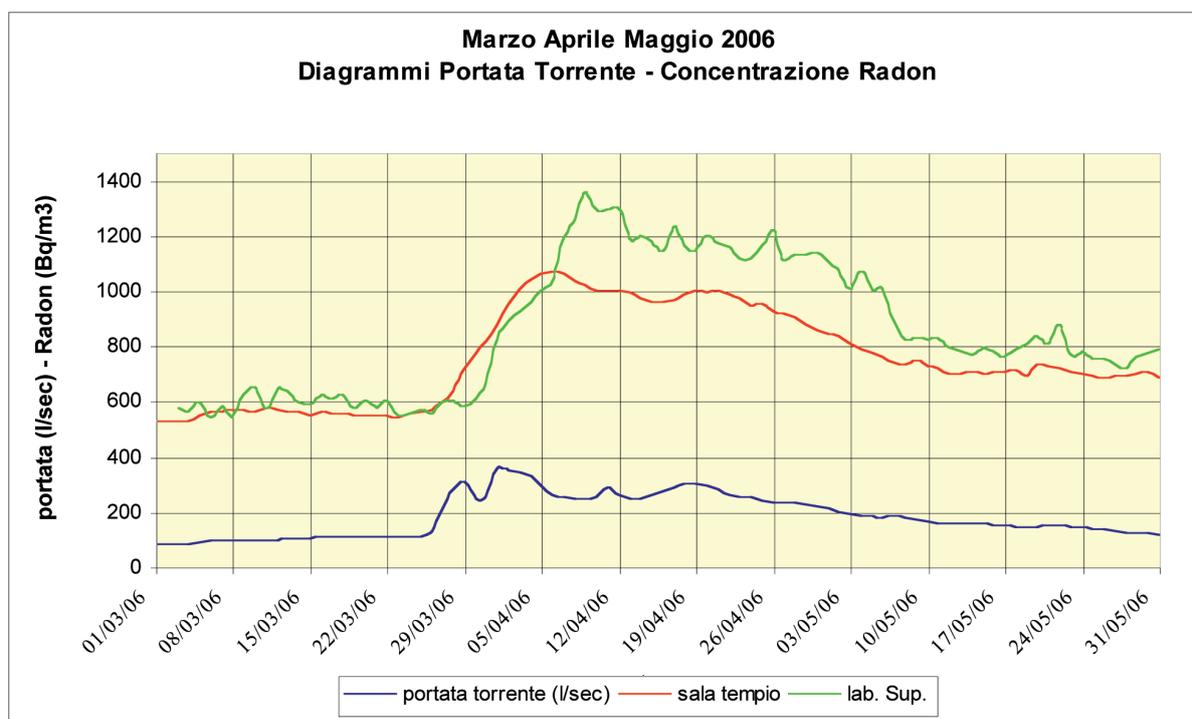


Fig. 6 – Diagrammi di concentrazione del radon nel Canyon del Torrente e nella Sala del Tempio (anno 2006)

Tale differenza potrebbe essere legata alle acque in uscita dal sifone, caratterizzate da un contenuto in radon particolarmente elevato che, entrando in contatto con l'atmosfera, cedono, grazie ai mutati equilibri fisici, una notevole quantità di gas, decisamente superiore a quella liberata successivamente nella zona inferiore della grotta. Per una conferma di questa ipotesi sarebbero necessarie più misurazioni, in condizioni di piena, del radon contenuto nelle acque prima del loro affioramento dal sifone e del radon atmosferico nella zona immediatamente sovrastante il punto di scaturigine. Tali rilevamenti non hanno finora potuto essere effettuati, causa la difficile situazione ambientale.

b) marcato sfasamento temporale dei picchi di concentrazione atmosferica del radon fra il Canyon del Torrente e la Sala del Tempio, nel corso delle piene. Tale sfasamento presenta ritardi fino a 3 giorni nel raggiungimento dei picchi di concentrazione nel Canyon del Torrente rispetto a quelli della Sala del Tempio. Sono stati inoltre constatati ritardi da 3 ad 8 giorni nel raggiungimento dei valori massimi del radon atmosferico nel canyon rispetto ai correlati picchi di portata. Questi ritardi, pur considerando un certo intervallo di tempo necessario alla diffusione in atmosfera del radon ceduto dal torrente, potrebbero essere legati all'apporto di acque a più alta concentrazione di questo gas che raggiungono il Lago Loser alcuni giorni dopo il culmine della piena.

Le misure nei porfiroidi

Importanti risultati sono pervenuti dal monitoraggio del radon atmosferico effettuato in una frattura individuata nei porfiroidi affioranti sul lato Nord della Sala del Tempio, e situata alcuni metri al di sopra del percorso turistico. Questa discontinuità in base ai sondaggi meccanici effettuati sembra estendersi per diversi metri ed è probabilmente collegata con altre fratture presenti nell'ammasso roccioso.

Dopo i lavori di ampliamento effettuati per la collocazione della strumentazione, l'orifizio d'ingresso è stato tamponato in modo da isolare la frattura nei confronti dell'ambiente esterno. Le misurazioni sono state effettuate tramite un radon monitor a misurazione continuativa Modello 1027, della Sun Nuclear Corporation, periodicamente confrontato con il radon Monitor AlphaGuard 2000 assunto come strumento campione. Anche il misuratore impiegato in questo sito (denominato Sun Nuclear 2) ha presentato mediamente un errore per eccesso intorno al 10% nei confronti dell'apparecchio campione. Ai fini della protezione dalla possibile caduta di frammenti lapidei e dall'umidità molto elevata, l'apparecchio è stato alloggiato in una sezione di tubo in poliuretano aperta alla due estremità e abbondantemente traforata ove è stata collocata, sotto il misuratore, una resistenza da 20 W per il riscaldamento locale atto all'opportuna riduzione dell'umidità relativa entro il radon monitor. La presenza di questa modesta fonte di calore potrebbe inoltre aver avuto l'effetto di attivare una modica circolazione d'aria nella rete delle fratture, richiamando così aria più ricca di radon dalle zone più profonde dell'ammasso roccioso.

Le misurazioni riguardanti il periodo 2005-2006 hanno potuto essere effettuate con discreta continuità anche se si sono verificate alcune temporanee interruzioni nella registrazione dei dati. Dai diagrammi disponibili, anche qui non corretti in base alle tarature, sono derivate le seguenti informazioni:

- 1) i livelli medi e massimi di concentrazione del radon sono risultati assai più elevati rispetto a quelli rilevati nell'atmosfera della grotta;
- 2) gli incrementi di concentrazione del radon, anche molto elevati, sono in parte da mettere in correlazione con gli aumenti di portata del torrente;

3) i tempi di ritardo fra i picchi di portata del torrente ed i massimi livelli di concentrazione del radon possono raggiungere anche i 6 giorni con valori molto più elevati rispetto a quelli riscontrati in corrispondenza nella Sala del Tempio;

4) alcuni rilevanti incrementi della concentrazione del radon risultano essere del tutto indipendenti dalla portata del torrente e potrebbero essere legati ad altri fenomeni di seguito ipotizzati.

Vengono esaminati ora in dettaglio i dati rilevati in tale discontinuità.

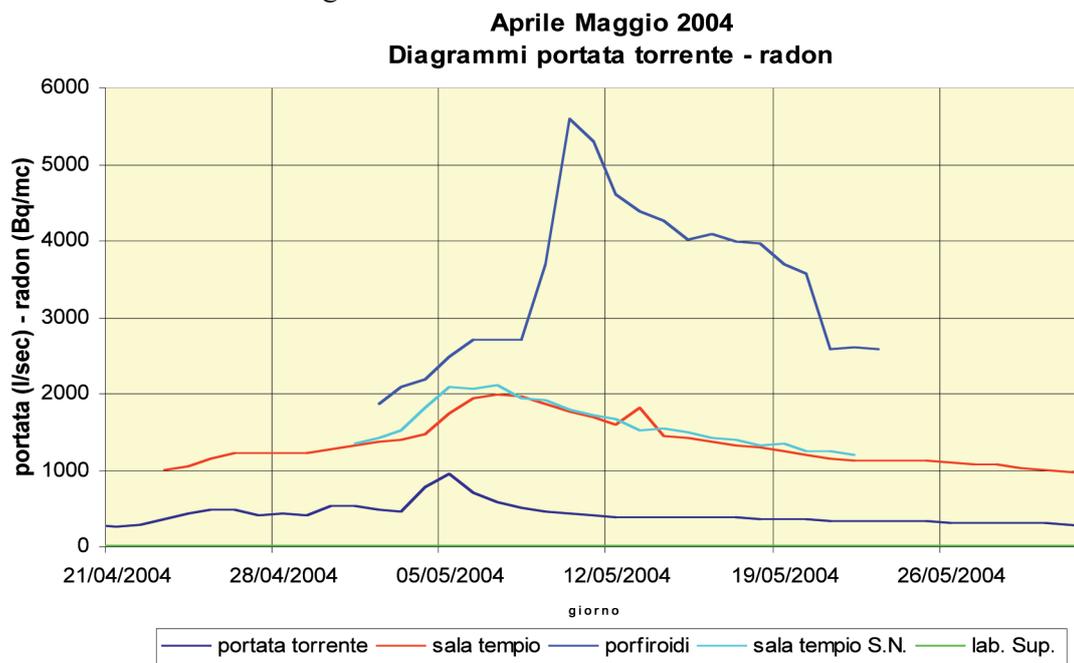


Fig. 7 – Diagrammi di concentrazione del radon nei tre siti di misura (aprile maggio 2004)

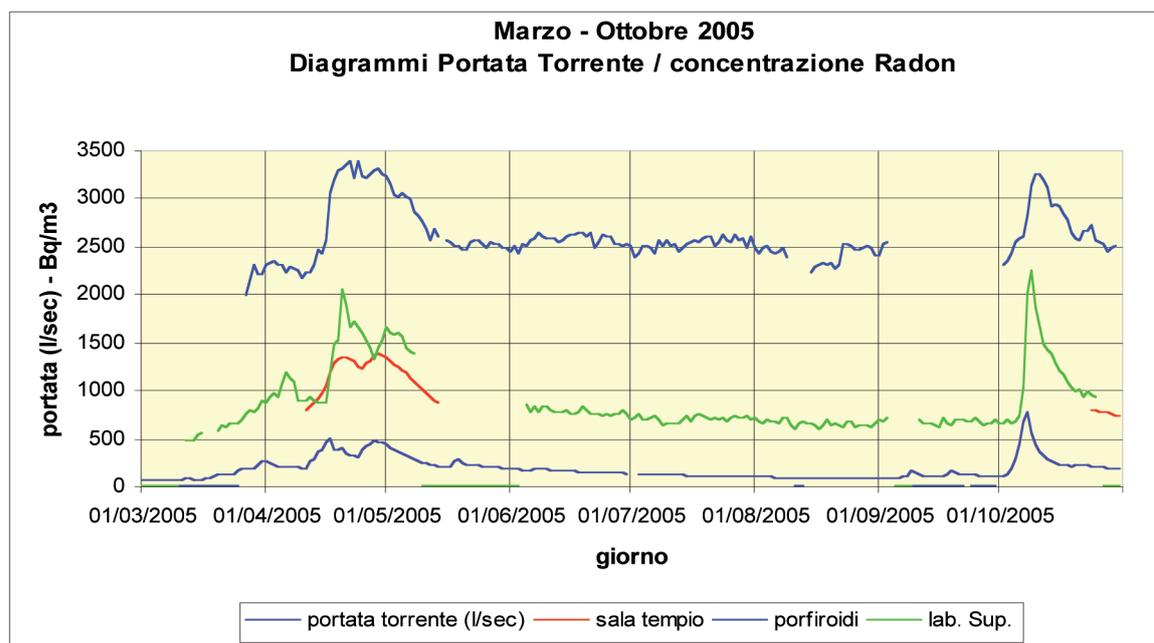


Fig. 8 – Diagrammi di concentrazione del radon nei tre siti di misura (marzo- ottobre 2005)

Valori medi di concentrazione

Le concentrazioni medie risultano assai superiori rispetto a quelle rilevate negli altri due punti di misura: in particolare nell'anno 2005, nel periodo 1° aprile - 30 ottobre la concentrazione media rilevata nella frattura è stata di 2607 Bq/m³ (valore corretto 2347) mentre la concentrazione media nel Canyon del Torrente ha raggiunto 890 Bq/m³ (valore corretto 801); nell'anno 2006 la concentrazione media entro i porfiroidi nel periodo 1° gennaio - 30 novembre è risultata di 2051 Bq/m³ (valore corretto 1846) contro un valore medio nella Sala del Tempio di 649 Bq/m³.

Valori massimi di concentrazione

Le massime concentrazioni annue risultano raggiungere valori molto maggiori di quelli rilevati negli stessi periodi presso le altre due stazioni di misura. Nell'anno 2004 il confronto fra i picchi di concentrazione registrati nella prima decade di maggio nei porfiroidi e nella Sala del Tempio, nel corso del massimo evento annuale di piena, mostrano, in data 07/05/07, valori rispettivamente di 5574 Bq/m³ (valore corretto 5017) e 1970 Bq/m³ (fig. 7).

Nell'anno 2005 i confronti più significativi riguardano i valori massimi di concentrazione rilevati nel bimestre aprile-maggio e nel mese di ottobre, durante due episodi di piena (fig. 8). Nel primo evento la concentrazione nei porfiroidi ha raggiunto un picco di 3391 Bq/m³ (valore corretto 3051) contro 2039 Bq/m³ (valore corretto 1835) e di 1340 Bq/m³, misurati rispettivamente nel Canyon del Torrente e nella Sala del Tempio.

Nel secondo evento, in data 11/1/05, la concentrazione del radon ha raggiunto nei porfiroidi un valore di 3243 Bq/m³ (valore corretto 2919) superiore di oltre 900 Bq/m³ rispetto a quello rilevato nel canyon (2232 Bq/m³ , valore corretto 2009). Mancano per questo periodo i dati relativi alla Sala del Tempio.

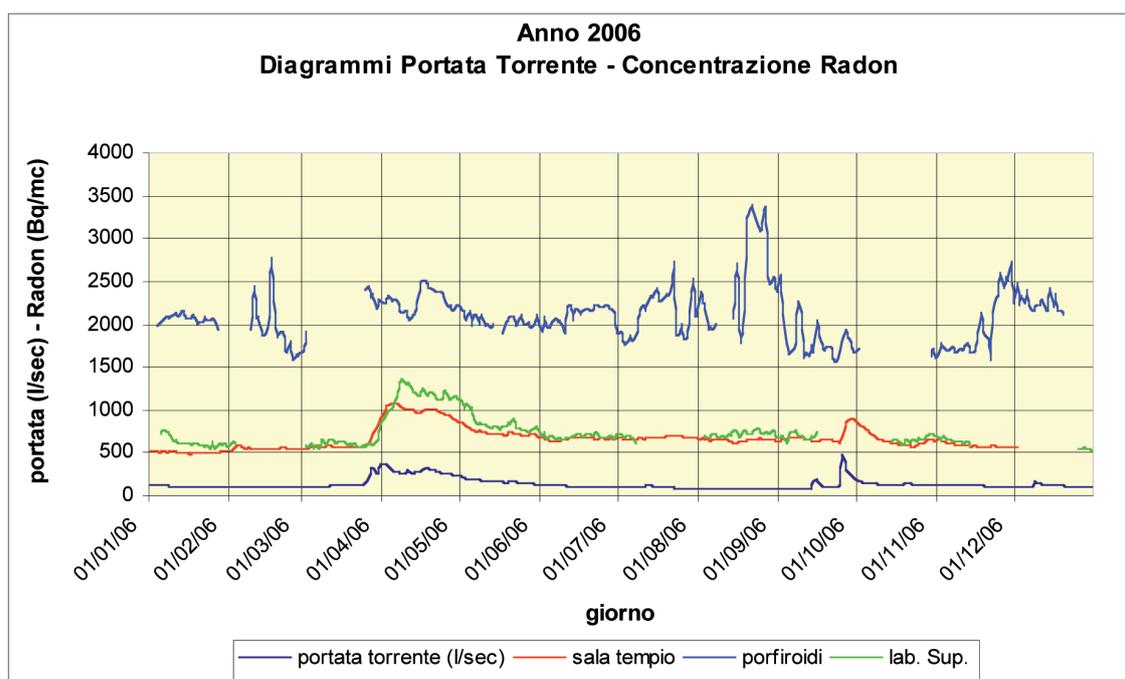


Fig. 9 – Diagrammi di concentrazione del radon nei tre siti di misura (anno 2006)

Correlazioni tra il flusso idrico e le concentrazioni del radon

Le strette relazioni esistenti tra l'andamento della portata del torrente ipogeo ed i valori del radon misurati nella discontinuità dei porfiroidi, sono state evidenziate nelle campagne di rilevamento eseguite nel 2004 e 2005, mentre nel 2006, caratterizzato da un regime idrico molto modesto, l'andamento temporale dei due valori risulta essere piuttosto indipendente: non sono stati infatti osservati incrementi di rilevante entità della concentrazione del radon, legati ai modesti episodi di aumento della portata. Tali dati pongono una serie di interrogativi relativi ai meccanismi che condizionano e regolano l'andamento temporale del radon, finora non risolti se non a livello di ipotesi.

Occorre evidenziare innanzitutto che la frattura nei porfiroidi, dove sono stati ubicati gli strumenti di registrazione, è stata isolata dall'atmosfera della cavità per quanto concerne la finestra di accesso, ma non possono escludersi collegamenti secondari nelle discontinuità dell'ammasso roccioso che potrebbero causare anormale variazioni dei livelli di radon.

Gli incrementi ed i decrementi del radon registrati nel 2004 e 2005 mostrano un andamento molto simile a quello del collettore carsico, anche se registrati con un ritardo di alcuni giorni rispetto ai valori della portata. Tali relazioni potrebbero essere legate ad una serie di fenomeni di seguito elencati.

Le variazioni nel tempo del flusso idrico sono condizionate dai fenomeni di infiltrazione superficiale (piogge e fusione nivale) che interessano sia l'acquifero carbonatico sia l'ammasso fratturato del basamento metamorfico (porfiroidi e quarziti). Le acque di neoinfiltrazione danno origine ad una serie di fenomeni di pistonaggio (onde di pressione) evidenziati nelle venute secondarie presenti nella cavità e descritte in diversi lavori (Civita et. Al, 1999, Peano & Vigna 2002). Tali meccanismi possono sicuramente rimobilizzare anche il radon presente nelle discontinuità con i conseguenti incrementi registrati nelle diverse campagne di monitoraggio. I ritardi registrati tra i picchi del radon e quelli della portata del torrente ipogeo, potrebbero essere legati alla differente risposta idrodinamica dell'ammasso metamorfico rispetto a quello carbonatico.

Gli incrementi della concentrazione del radon non rapportabili con la portata del torrente

Nell'anno 2006 l'andamento temporale del radon nella discontinuità dei porfiroidi, evidenzia notevoli variazioni che, al contrario degli anni precedenti, non è possibile correlare con gli incrementi del flusso idrico. Durante tale periodo di osservazione la portata si è mantenuta su valori piuttosto ridotti, con un picco massimo, intorno ai 500 l/s, registrato nell'ultima decade di settembre mentre il radon mostra importanti variazioni registrate, in genere, durante le magre. Di seguito vengono esaminati i quattro incrementi più significativi verificatisi nell'anno in esame. I livelli di concentrazione presentati sono relativi ai valori misurati dal radon monitor, senza alcuna correzione di taratura tramite confronto con lo strumento campione; tali valori devono essere ridotti all'incirca del 10% ai fini di una corretta valutazione delle reali grandezze.

Gli incrementi di radon raggiungono valori compresi tra 2700 e 3400 Bq/m³, partendo da concentrazioni minime comprese tra 1566 e 1763 Bq/m³.

Come appare dal diagramma di fig. 9, il primo degli incrementi significativi, verificatosi durante la seconda metà di febbraio, raggiunge un massimo di concentrazione di 2768 Bq/m³, con una rapidissima crescita di 918 Bq/m³, e si esaurisce nell'arco di 5 giorni. Questo impulso si è verificato in un periodo di portata del torrente costante ed attestata sui valori minimi.

Il secondo incremento si osserva durante la seconda metà del mese di luglio, partendo da

livelli di concentrazione di 1756 Bq/m^3 e raggiungendo un valore di 2707 Bq/m^3 , in una fase di blando decremento della portata.

Il terzo incremento, verificatosi nella seconda metà del mese di agosto, raggiunge nel diagramma citato il livello di concentrazione massimo dell'anno (3379 Bq/m^3) con un incremento di 1615 Bq/m^3 in 4 giorni. La durata complessiva di questo episodio è stata di circa 18 giorni, con successivo ritorno ad un valore di base di 1635 Bq/m^3 , di poco inferiore a quello di partenza. L'evento si è verificato in corrispondenza di una portata stabile ed attestata sui valori minimi annuali.

Il quarto incremento è stato registrato verso la fine di novembre, partendo da un valore di base di 1566 Bq/m^3 e raggiungendo un massimo di 2720 Bq/m^3 , in corrispondenza di un blando decremento di portata.

Tali andamenti, evidenziati soltanto nel 2006, potrebbero essere stati condizionati dalla rimobilizzazione del gas intrappolato nelle discontinuità dell'ammasso roccioso, causata da una serie di sismi di modesta magnitudo che potrebbero avere interessato l'area di Bossea. Sulla base dei dati raccolti dalle diverse stazioni sismiche della rete nazionale, l'intero settore delle Alpi Occidentali è, da sempre, interessato da sismi di modesta magnitudo con epicentri particolarmente concentrati nell'area compresa tra la Valle Stura e la Val Susa. Le variazioni del radon misurate nell'ammasso roccioso di Bossea potrebbero essere quindi legate ad una microsismicità locale o a blande deformazioni della catena montuosa.

PROSPETTIVE DELLA RICERCA

Quanto precedentemente esposto costituisce il risultato degli studi finora condotti presso il Laboratorio Sotterraneo di Bossea, riguardanti la presenza e le variazioni temporali del radon nell'atmosfera nelle acque sotterranee e nell'ammasso roccioso.

Rimangono da chiarire diversi aspetti relativi all'apporto di radon all'atmosfera della grotta da parte delle acque del collettore e degli apporti secondari; al contenuto in radon entro il sifone del Lago Loser; alla concentrazione del radon atmosferico nella zona immediatamente sovrastante l'uscita del flusso idrico dal sifone; alle modalità degli scambi di radon fra acque ed aria; alle dinamiche della diffusione del radon dai porfiroidi affioranti nella parte inferiore della grotta; ai processi di apporto del radon all'atmosfera della grotta, nelle diverse situazioni idrodinamiche e meteorologiche legate al regime del torrente; ai fenomeni infiltrativi; alle variazioni della pressione atmosferica ed all'attività sismica nell'area di Bossea.

A tal fine, oltre i rilevamenti di routine, le ricerche verranno indirizzate sulle seguenti problematiche:

- controllo periodico del contenuto in radon nelle acque del collettore principale del sistema e nelle acque di percolazione. Verranno quindi esaminati diversi settori del torrente ipogeo iniziando dal sifone fino alle sorgenti e numerosi apporti secondari quali le Polle delle Anatre e dell'Orso;
- ulteriori monitoraggi dell'ammasso roccioso relativo al basamento metamorfico per verificare l'entità dello scambio gassoso tra i porfiroidi e l'atmosfera della grotta, anche attraverso l'aspirazione dell'aria dalle diverse discontinuità;
- verifica di possibili correlazioni di alcuni incrementi di concentrazione del radon con eventuali microsismi verificatisi nel contempo nell'area di Bossea.

Ai fini suddetti sono allo studio o già in fase di realizzazione attrezzature e metodologie di misura da utilizzare in siti spesso caratterizzati da difficili situazioni ambientali o da notevoli difficoltà di accesso.

RINGRAZIAMENTI

Rivolgiamo un sentito ringraziamento alla Provincia di Cuneo ed al Parco Naturale Alta Valle Pesio e Tanaro (oggi Ente dei Parchi Cuneesi) per l'essenziale sostegno da essi prestato agli studi sul radon condotti nel Laboratorio Carsologico della Gotta di Bossea, in particolare tramite la concessione di un'importante aliquota dell'indispensabile strumentazione di misura e di riferimento utilizzata nelle ricerche effettuate nel nuovo millennio.

Inoltre ringraziamo vivamente gli amici del Dipartimento di Dosimetria e Applicazioni delle Radiazioni Ionizzanti della Facoltà di Scienze Nucleari dell'Università Tecnica Ceca di Praga e dell'Istituto Nazionale per la Protezione dalle Radiazioni della Repubblica Ceca, ed in particolare la Prof.ssa Lenka Thinova, per la collaborazione prestata alla nostra ricerca in occasione dell'incontro e della comune campagna di misure realizzata nella Grotta di Bossea dal 16 al 18 agosto 2006. I rilevamenti della concentrazione del radon e dei prodotti del suo decadimento radioattivo effettuati nell'atmosfera e nelle acque in tale occasione e le misure relative all'attività di alcuni radioisotopi presenti nelle rocce della cavità da essi realizzate successivamente tramite spettrometria gamma sui campioni ivi prelevati, hanno integrato le nostre conoscenze con un complesso di dati solo in parte utilizzati nel presente lavoro e costituenti per la parte restante un prezioso patrimonio di informazioni finalizzato alle ricerche degli anni futuri.

Un grazie infine all'amico Arrigo Cigna per le informazioni e i suggerimenti da lui ricevuti nel corso della ricerca.



Misurazioni del radon atmosferico in collaborazione con l'Università di Praga, tramite differenti apparecchi operanti in parallelo

BIBLIOGRAFIA

AGNESOD G. e PEANO G.- 1996 - “Misure di concentrazione del radon 222 nell’atmosfera e nelle acque della Grotta di Bossea: prime acquisizioni”, Atti del Simposio internazionale “Grotte turistiche e monitoraggio ambientale”, Franosa Soprana, editi a cura della Stazione Scientifica di Bossea, (183 – 192).

AGNESOD G., PEANO G., VILLAVECCHIA V.- 2005 - Concentrazione atmosferica di radon 222 nella Grotta di Bossea e relazioni con il regime dei flussi idrici interni” Atti del Convegno Nazionale “L’ambiente carsico e l’uomo”, Grotte di Bossea (CN) (39-52).

BOCHICCHIO F., CAMPOS VENUTI G., NUCCETELLI C., PIERMATTEI S., RISICA S., TOMMASINI L. e TORRI G. - “Results of the representative italian national survey on radon indoors”, Health Physics vol. 71, n. 5, novembre 1996, 741 – 748.

CIVITA M., GREGORETTI F., MORISI A., OLIVERO G., PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E. & VITTONI F., 1991 - “Atti della Stazione Scientifica della Grotta di Bossea” Gruppo Spel. Alpi Marittime CAI Cuneo – Dip. Georisorse e Territorio del Politecnico di Torino, Savigliano (1 – 136).

CIVITA M., PEANO G., VIGNA B., 1999 – “ Primi risultati dello studio dell’insaturo carbonatico nel sistema di Bossea” – Atti del 3° Convegno Nazionale sulla Protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio, (Parma) – Quaderni di geologia applicata (1127 – 1137).

PEANO G. - “ Il monitoraggio ambientale nella Grotta di Bossea: problemi tecnici e soluzioni adottate”, Le Grotte d’Italia, 3, 2002, 741 – 748.

PEANO G., VIGNA B., 1996 - “ Le cavità naturali come via privilegiata per lo studio delle acque sotterranee: i rilevamenti effettuati nella Stazione Scientifica della Grotta di Bossea” – atti Simposio Internazionale Grotte Turistiche e Monitoraggio Ambientale, 1995 (editi a cura della Stazione Scientifica di Bossea) (333 – 356).

TOMMASINO L. - “ Radon determination”, Encyclopedia of analytical science, Academic Press, 4359 – 4368.

TROTTI F., GIAROLA N., LANCIANI M., MOZZO P., PREDICATORI F., ROSA M. e TACCONI A. - “Misure di concentrazione di radon 222 in alcune grotte del Veneto”, atti del 1° Convegno Nazionale di Fisica dell’Ambiente, Brescia, 15-17 dicembre 1993, 359 – 366.

LA CAVERNA POCALA DI AURISINA (Trieste) SCAVI 2003 - 2004. PRIMI RISULTATI E PROSPETTIVE DI STUDIO.

Ruggero Calligaris Antonella Tremul

Riassunto: la ripresa degli scavi paleontologici nella caverna Pocala di Aurisina (dal 1999) sta portando ai primi risultati degli studi faunistici, con i ritrovamenti delle campagne di scavo 2003 e 2004.

I dati ottenuti permettono di inserire la cavità nell'ambito di quelle studiate con metodologia moderna in Europa (paleomagnetismo sui sedimenti, DNA su *Ursus sp.*).

Viene effettuato un paragone paleoambientale di studio considerando l'area geograficamente a nord (Austria) e con i dati già noti per i siti ad ovest (Veneto, Emilia Romagna) per il Pliocene e Pleistocene.

“La datazione dell'origine delle grotte sul Carso Classico è controversa e dobbiamo considerarla molto più antica di quanto pensavamo “ (F. Cucchi - Rapporti tra speleogenesi ed aspetto geologico strutturale. Grotte di Bossea 21/05/2005, vedi).

Lo studio dei loro riempimenti è stato affrontato anche con due carotaggi proprio nella caverna Pocala ed altri quattro in un solco presso Borgo Grotta Gigante, solo parzialmente studiati finora.

La vecchia distinzione tra sedimento sabbioso giallo sottostante ed argilloso rosso veniva considerato un tempo anche come distinzione tra il “giallo” paleontologicamente sterile ed il “rosso” ad orsi delle caverne.

La ripresa dei lavori in caverna Pocala è stata proposta proprio per applicare tutto quanto reso possibile dalle nuove tecnologie, naturalmente coinvolgendo gli specialisti in un lavoro d'equipe che non escluda però la buona volontà e disponibilità locale e non estrometta i proprietari dei terreni e coinvolga la popolazione locale (didattica, visite, mostre sul luogo, giornate di studio).

La scelta del punto del nuovo cantiere per lo scavo alla ricerca del livello ad orsi, denominato trincea VIII° è stata fatta (Calligaris) in base ai rilievi degli scavi precedenti, in particolare di quelli del 1926 e 1929 eseguiti con la direzione del prof. Raffaello Battaglia per conto dell'Università di Padova.

Dopo alterne fortune (due crolli del fronte di scavo) con l'intervento del prof. Gernot Rabeder dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Vienna e con il contributo finanziario dell'Accademia delle Scienze dell'Austria, si è raggiunto nuovamente il livello ad orsi (15/10/2003).

Con la campagna di scavo 2004 si è portata l'area di scavo fino alla profondità di – 258 cm dal livello zero del suolo originario della caverna, lavorando su una superficie di 3 X 3 metri.

Sono stati così possibili i primi esami e paragoni morfometrici ed in seguito radiodattazioni su materiale fresco d'estrazione ed in giacitura stratigrafica nota.

Il Plio – Pleistocene dell'Austria (da 5.340.000 a 10.000 anni fa) è stato studiato approfonda-

ditamente riconoscendo diverse suddivisioni, sempre più numerose e precise quanto più ci si avvicina all'attuale.

Pur essendo una zona vicina se non proprio limitrofa è interessante riassumere i risultati e fare alcuni paragoni.

La prima cosa da notare è che in Austria – e non solo - l'intero periodo considerato (ed anche più anticamente) l'area è stata sempre emersa. I fossili a disposizione sono quindi gasteropodi terrestri, micromammiferi e macromammiferi.

Nelle ultime centinaia di migliaia di anni va ad inserirsi nella fauna significativa in particolare l'*Ursus*.

I sedimenti vanno dal loess alle sabbie e ciottoli fluviali, i principali fossili guida o comunque d'importanza, per la rapida variabilità evolutiva, sono le Arvicole, i *Microtus*.

E' curioso notare che i sedimenti del Pliocene inferiore (5,34 – 3,59 milioni di anni fa) in Austria sono sedimenti diluviali e conglomerati senza fauna. Ciò ricorda le sabbie gialle del Carso e dell'Istria in particolare meridionale e quelle del Veneto (esempio a San Rocco, Villabazana).

Per la nostra area va ricordato il pozzetto di Monrupino, non registrato come grotta ma segnalato come distrutto con coordinate lat. 45° 42' 53" long. E 1° 20' 58" i reperti di Villa del Nevoso, entrambi nella coll. Pasa del museo civico di Storia Naturale di Verona, i pochi reperti della grotta Alce - Tilde (Gabrovizza, museo civico di Storia Naturale di Trieste), l'importante successione stratigrafica della breccia di Visogliano (scoperta nel 1970 e studiata dalle università di Pisa, Venezia e Ferrara), riferita al Pleistocene medio, la breccia di Slivia (scoperta nel 1968, a prevalente macrofauna, in particolare cavallo), il deposito a iene di Bristie (che risulta solo parzialmente scavato), il ritrovamento di elefante alle foci del Timavo.(G. Alberti, 1967 - 69), le successioni della Grotta 2 del monte San Leonardo, della Grotta Azzurra

Lo studio del genere *Ursus*.

Presso l'Università di Vienna si sono succeduti tre studiosi che hanno condotto per un tempo complessivo di 80 anni lo studio degli orsi delle caverne.

Othenio Abel ha scavato in particolare la Drachenloch in Svizzera a 2475 m/s.l.m., applicandosi all'esame morfologico funzionale dello scheletro ed a spiegare l'estinzione di quell'orso.

Kurt Ehrenberg ha scavato in varie grotte, dedicandosi al rapporto orso – uomo del Paleolitico.

Con Gernot Rabeder sono state prese in esame molte cavità dell'Austria, Svizzera, Italia, Slovenia, Croazia e sono stati fatti confronti e studi in Francia, Spagna, ecc.

E' stato possibile migliorare il metodo di scavo, studiare l'evoluzione del genere, rilevare stratigrafie di dettaglio, a datazioni con il radiocarbonio e con la serie dell'uranio. L'ultima possibilità di recente applicata è l'esame delle serie del DNA degli orsi fossili. Nelle grotte, infatti, la temperatura e l'umidità sono costanti e ciò permette di conservare il collagene dell'osso, consentendo esami ricostruttivi fino a 100.000 anni fa.

K. Ehrenberg, nel 1929 (casualmente l'ultimo anno di scavi scientifici in caverna Pocala) notava e descriveva una "forma piccola alto alpina" negli orsi fossili, che considerava dovuta alla maggior quota, che doveva portare ad estati più corte ed inverni più lunghi, con conseguen-

te minor disponibilità di cibo.

Una nuova forma piccola con caratteristiche arcaiche è stata individuata durante gli scavi (Rabeder 1988 – 2001) nella grotta delle Conturines, sopra a San Cassiano.

Ma i dati più importanti sono risultati quelli ricavati da due grotte vicine e senza ostacoli fisici tra loro, che hanno dato una stratigrafia indisturbata di oltre due metri, la Gamssulzerhoehle (scavi 1995) e la Ramesch-Knochenhoehle (scavi 1979 – 84), entrambe nel Todesgebirge, Alta Austria, la prima a quota 1300 m/s.l.m., la seconda a 1960 m/s.l.m.

Il metodo paleontologico di studio.

I resti ossei sono stati studiati come dimensioni (metrico) e forme (morfologico). In particolare si sono esaminati i denti (G. Rabeder), i metapodi (G. Withalm), le tibie (M. Froemel).

Si sono considerati rappresentativi studi su un minimo di 30 pezzi per tipo di reperto.

Grazie alla collaborazione tra l'Istituto di Paleontologia dell'Università di Vienna e l'Istituto per l'Antropologia Evolutiva della Società Max Plank di Lipsia si sono potute ricostruire le sequenze DNA degli orsi. Ciò non permette di ricostruire genealogie ma i contatti genetici tra diverse popolazioni.

Ad esempio è interessante ricordare che l'orso bruno e l'orso polare hanno DNA che ricadono nello stesso campo di variabilità, ma vivono in ambienti diversi e con modi di vita diversi.

Le due grotte citate (Ramesch- e Gams-) presentano orsi morfometricamente diversi ed anche le sequenze DNA sono risultate diverse, sono quindi certamente riferibili a due specie diverse.

L'orso della Gams- è stato ritrovato a Vindja, in Croazia, a 250 chilometri di distanza, quello caratteristico della Ramesch-, Todesgebirge (Alta Austria) nella grotta di Mixnitz, in Stiria, e riprende la "piccola forma alto alpina".

Il piccolo orso riferibile al gruppo Ramesch- viveva a quote superiori a 1400 metri, quello più grande del gruppo della Gams- a quote inferiori ai 1400 metri. Sarebbe stata quindi la quota una differenziazione tra le due specie.

L'orso delle Conturines rimane a se stante, come detto con forma piccola e caratteristiche arcaiche, deriverebbe quindi direttamente dall'*Ursus deningeri* nel Pleistocene medio superiore e fa specie a se.

Restano pure fuori dalla differenziazione Ramesch- Gams- altre sequenze di DNA, che però sono presenti al di fuori dell'ambiente alpino (Francia, Spagna).

G. Rabeder et alii (2004) ha così proposto una nuova suddivisione nell'albero genealogico del genere *Ursus*, comprendendo quattro gruppi per almeno tre specie distinte.

Ursus ingressus, con località tipo la Gamssulzerhoehle.

Ursus spelaeus ? eremus con località tipo la Ramesch- Knochenhoehle.

Ursus spelaeus ? ladinicus delle Conturines

Ursus spelaeus spelaeus, non alpino (es. La Balme a Collomb in Francia).

Ed un più antico *Ursus deningeroides* (Mottl, 1964) descritto come nuova sottospecie di *spelaeus* nel Pleistocene medio della Repolusthoehle (Graz) e a Radelj nella valle della Drava, in Slovenia.

Dopo gli scavi 2003 – 2004 in Caverna Pocala (Trieste) per il riconoscimento evolutivo dell'orso sono stati considerati gli indici morfodinamici e le dimensioni dei molari distali. In base agli indici dei premolari si hanno valori che si avvicinano alla forma alto alpina (*U. s. ? ere-*

mus e *U. s. ? ladinicus*), dove l'*U. ingressus* presenta valori più alti.

L'analisi del DNA effettuata da M. Hofreiter avvicina invece l'orso della Pocala all'*U. s. ? eremus* (Ramesch-). Le dimensioni di M2 e M3 fanno pensare ad una parentela con *U. ingressus*.

I molari della Pocala in base all'indice di enthyoconide che è una relazione tra le cuspidi del dente, si distaccano marcatamente da *U. ladinicus* e si avvicinano agli orsi di Gams- e Ramesch- .

L'ingrandimento relativo dei molari distali pare riferibile quindi alla grandezza corporea, che andrebbe così ad escludere un riferimento diretto tra dimensioni del corpo e grandezze tassonomiche.

Gli orsi della Pocala erano quindi rappresentanti molto grossi della linea dell'*Ursus eremus*, con dimensioni mai trovate finora. (R. Calligaris, M. Hofreiter, G. Rabeder, T. Salcher, in corso di preparazione).

Bibliografia.

“ Il Carso, nei suoi molteplici aspetti, vanta una bibliografia vastissima, ma la parte più notevole di essa è distribuita, per non dire polverizzata, in innumerevoli riviste specializzate poco note al grande pubblico e spesso irreperibili ”. (Dante Cannarella, 1998. *Il Carso della Provincia di Trieste. Natura, Preistoria, Storia*)

Per questo cogliamo l'occasione per un tentativo di raccolta di lavori tematici.

Ringraziamo l'amico Sergio Duda del CAI Società Alpina delle Giulie di Trieste.

Alberti G., 1967 – 69. Ritrovamento di resti fossili di elefante (*Elephas s. l.*) sul Carso triestino. Atti Museo civico Storia Naturale di Trieste, vol. 26, pp. 77 – 80. Ill.

Andreolotti S., 1965. Rinvenimento di un deposito alluvionale ciottoloso - argilloso in una cavità relitto del Carso di Basovizza (Trieste). Atti e Memorie Commissione Grotte “E. Boegan”, IV° - pp. 1 – 6.

Andreolotti S., 1966 – I depositi di riempimento nelle cavità del Carso triestino. Osservazioni sulla loro genesi e successione. Atti e Memorie Commissione Grotte “ E. Boegan” V, pp. 49-71, 7 fig.

Andreolotti S., 1970 – Osservazione e descrizione di alcuni depositi di riempimento alluvionali in cavità e paleocavità del Carso triestino e istriano. Atti e Memorie Commissione Grotte “ E. Boegan” IX (1969), pp. 77 – 86 ill.

Andreolotti S., Gherdol R., 1974: l'industria musteriana della grotta Cotariova (Carso triestino). Atti e Memorie Commissione Grotte “ E. Boegan”, XIII, pp. 113 – 131.

AAVV 1957. Atti del I congresso di preistoria carsica 27-28 novembre 1955. Ministero della Pubblica Istruzione. Soprintendenza a Monumenti gallerie e antichità di trieste . tip. Antoniana Padova

AAVV 1997 L'homme et l'ours – Man and Bear Colloque international Auberives en Royans (Isere) 4-6 Novembre 1997

Bartolomei G., 1964. Mammiferi in brecce pleistoceniche dei colli Berici (Vicenza). Memorie Museo Civico Storia Naturale Verona, vol. XII pp. 221 – 290.

Bartolomei G., 1969. Primi contributi alla conoscenza dei *Dolomys* pleistocenici nel Veneto e

- del Carso. Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona, XVII, pp. 79 - 139, 23 figg.
- Bartolomei G., Peretto C., Sala B. 1976. Depositi a loess con *Ochotona* e Rinoceronte nel Carso di Trieste. Accademia Nazionale dei Lincei, ser. VIII, 61 (3 - 4), pp. 280 - 283.
- Bartolomei G., Tozzi C., 1977: il giacimento di Visogliano del Pleistocene medio con industrie del Paleolitico inferiore. Atti Società Preistoria e Protostoria del Friuli Venezia Giulia, 3 pp. 7 - 17.
- Bartolomei G., Tozzi C., 1979 Nuovi dati stratigrafici sui depositi del Pleistocene medio a Ochotona del Riparo di Visogliano nel Carso di Trieste. Accademia Nazionale dei Lincei, ser. VIII, 64 (5), pp. 490 - 497.
- Bartolomei G., 1982 - 83. Paleoecologia e paleobiologia nel Carso di Trieste durante il Quaternario sulla base dei micromammiferi. Atti del Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 34, 1, pp. 1 - 8. Ill.
- Battaglia R., 1921 le caverne ossifere pleistoceniche della Venezia Giulia. Alpi Giulie, 23 (1 - 3) pp. 35 - 42.
- Battaglia R., 1922 La caverna Pocala. Reale Accademia Nazionale dei Lincei, 318 ser. V, 13 (16) pp. 617 - 686.
- Battaglia R., 1926 Paleontologia e paleontologia delle grotte del Carso. In: Bertarelli L. V., Boegan E., 2000 Grotte. Touring Club Italiano, Milano pp. 75 - 100.
- Battaglia R., 1930. Notizie sulla stratigrafia del deposito quaternario della caverna Pocala di Aurisina. (Campagna di scavo degli anni 1926 e 1929). Le grotte d'Italia, 4 (1), pp. 17 - 44.
- Battaglia R., 1933. L'età dei più antichi depositi di riempimento delle caverne. Atti del Congresso di Speleologia Nazionale, giugno 1933, pp. 1 - 23.
- Battaglia R., 1953. Le ossa lavorate della caverna Pocala nella Venezia Giulia e il problema del "Musteriano Alpino". "BPI", N.S. 8 (6), pp. 5 - 16.
- Battaglia R., 1956/57 . I più antichi abitatori del Veneto. Memorie accademia patavina scienze lettere ed arti (classe di scienze matematiche, e naturali)
- Battaglia R., 1960 Preistoria del Veneto e della Venezia Giulia. A cura di M. O. Acanfora. Bullettino di Paleontologia Italiana vol. f.s. 67 - 68, (1958-1959) pp. 1 - 430.
- Benussi B., Melato M., 1968. Considerazioni su alcuni ritrovamenti in breccie pleistoceniche sul Carso. Atti e Memorie Commissione Grotte " E. Boegan" VIII
- Bernardini et alii, 2004 Grotta Pocala (scavi 2003): Relazione preliminare. Atti museo civico Storia Naturale di Trieste, vol. 51, pp. 271-279.
- Bon M., Piccoli G., Sala B., 1992 La fauna pleistocenica della breccia di Slivia (Carso triestino) nella collezione del Museo civico di Storia Naturale di Trieste. Atti Museo civico Storia Naturale Trieste, vol. 44, pp. 33 - 51: ill.
- Bosak P., et alii 1999 - Paleomagnetic studies in the Cernotici Quarry (Crni Kal, Slovenia) Acta Carsologica, 28/2 pp. 15-39 ill.
- Bosak P., Pruner P., Hercman H., Calligaris R., Tremul A., 2005 Paleomagnetic analysis of sediments in Pocala cave and Borgo Grotta Gigante (Trieste region, Italy). Ipogea N. 4, pp. 37 - 51.
- Boschian G., Ota D., 2002 . 70.000 anni fa sul Monte Carso. Ossi, animali e uomini dalla Caverna degli Orsi. Riserva naturale della Val Rosandra. Arti Grafiche Friulane.
- Calligaris R., 2003 Il Paleolitico del Carso triestino. Un nuovo approccio. Glasnik Slovenske Maticе, 27, pp. 117 - 119 Ljubljana.

- Calligaris R., Tremul A. 2005 Riempimenti di cavità e assorbimenti. Nuove prospettive per la ricostruzione degli ultimi milioni di anni del Carso triestino. La grotta Gigante. Atti del Convegno Nazionale “L’ambiente carsico e l’uomo” Grotte di Bossea, Frabosa Soprana, Cuneo, 5 – 8 settembre 2003, pp.
- Calligaris R., Hofreiter M., Rabeder G., Salcher T., 2005 Neue palaeontologische Grabungen in der Grotta Pocala bei Triest. Tieflandform von *Ursus eremus*. XI th International Cave Bear Symposium, Pommelsbrunn (D) Poster session.
- Cancian G., Princivalle F., 1999 Caratteristiche delle argille di grotta del Carso triestino. Atti e Memorie Commissione Grotte “ E. Boegan” XXXVI pp. 75-90 tab.
- Cancian G. 2000 The yellow silt sands in the cave full deposits of the Trieste Karst: granulometry, mineralogy and geochemistry. *Ipogea* 3 pp 39-55 10 fig., 13 tab.
- Cancian G., Princivalle F., 2000 - Le “argille e sabbie gialle” della Grotta Regina (Carso goriziano). Atti Museo Civico di Storia Naturale XLVIII, pp.59-68 ill tab.
- Cannarella D., 1979. Catalogo delle cavità e dei ripari d’interesse paleontologico e paleontologico sul Carso triestino. Atti Società Preistoria e Protostoria della Regione Friuli Venezia Giulia, vol. 3, pp. 49-124
- Cannarella D., 1998. Il Carso della provincia di Trieste. Natura, preistoria, storia. Edizioni Italo Svevo, Trieste.. pp. 1 – 444.
- Cannarella D., 2004. Riflessioni sulla preistoria del Carso triestino. Quaderni di speleologia e dell’ambiente carsico N. 3, Gruppo Speleologico San Giusto, pp. 1 – 107.
- Coen G., Malaroda R., Pasa A., 1949 - 1950. Un pozzetto carsico nei pressi di Monrupino (Carso triestino). *Bollettino Società Adriatica di Scienze Naturali*, Trieste. Vol. XLV pp. 57 - 60
- D’Ambrosi C., Legnani F., 1964 Sulle manifestazioni silicee presso Trieste e nell’Istria. *Tecnica Italiana* 29,12, pp 869-878, 3 fig.
- D’Ambrosi C., 1967 – 69. Sui cicli speleogenetici della Venezia Giulia e sull’evoluzione delle cavità carsiche. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 26, pp. 1 – 13. 5c. di tav.-B
- Doeppes D., Rabeder G., 1997 Pliozaene und Pleistozäene Faunen Oesterreichs. *Mitteilungen der Kommission fuer Quartaerforschung der Oesterreichischen Akademie der Wissenschaft. Verlag der Oesterreichischer Akademie der Wissenschaften*. Pp 1 - 411.
- Forti F., 1974 Considerazioni sui depositi di riempimento delle cavità carsiche del Carso triestino. Atti e Memorie della Commissione Grotte “E. Boegan “, XIII, pp. 27 – 40.
- Forti F., 1981. Genesi dei depositi di riempimento nelle cavità carsiche del Carso triestino. Atti della Società Preistoria e Protostoria della Regione Friuli Venezia Giulia, IV (1978 – 81), pp. 127 – 132.
- Forti F., 1995. Considerazioni sulla situazione paleoclimatica quaternaria del Carso triestino. Atti Museo civico di Storia Naturale di trieste, vol. 46, pp. 113 – 124.
- Forti F., 1996 Carso triestino. Guida alla scoperta dei fenomeni carsici. Seconda edizione. Pp.1 - 220. Figg.
- Forti F., Forti Fu., 2004. Il “diluviale pleistocenico” sul Carso. Considerazioni genetiche ed evolutive sui depositi di riempimento delle grotte. Atti Museo civico Storia Naturale di Trieste, vol. 51, pp. 5 – 18.
- Gallizia Vuerich L., Princivalle F., 1994 - Studio mineralogico e palinologico su alcuni sedimenti della grotta dell’edera (Carso triestino): un tentativo di ricostruzione paleoclimatica.

- Il Quaternario VII (1), pp.569-576 2 fig., 3 tab.
- Gherlizza F. e M., 2001. Orsi e Carso: ultimo domicilio conosciuto. 7th International Cave Bear Symposium, - October 2001. Opicina (Trieste).
- Lazzaro G., 2003 La popolazione di *Ursus spelaeus* della grotta Pocala. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 49, suppl., pp. 59 – 78, 12 ill.
- Lazzaro G., Tremul A. 2003 la Caverna Pocala di Aurisina. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 49, suppl., pp. 79-91, ill.
- Leonardi P., 1934 – 35. *Elephas (Palaeoxolon) antiquus* Falc. di Cittanova d'Istria. Atti museo civico di Storia naturale di Trieste, vol. 12, pp. 153 – 166, 4 c. di tav.
- Leonardi P., 1935 – 41. Nuovi resti di mammiferi pleistocenici della caverna di Pocala (Carso triestino). Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 13, pp. 1 – 26, 8 c. di tav.
- Leonardi P., 1962. Una stazione musteriana con resti di Leone speleo nella grotta del Broion sui colli Berici (Vicenza). Atti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie. Classe Sc. Fisiche, matematiche e naturali Serie VIII° vol. VI° sez. II° fascicolo 4 pp. 97 - 120, figg.
- Marchesetti C., 1895. *L'Ursus ligusticus* Iss. Nelle Alpi Giulie. Atti del Museo civico di Storia naturale di Trieste, vol. 9, pp. 265 – 271, 1 c. di tav..d
- Pasa A., 1954. Carsismo e idrografia carsica del gruppo del monte Baldo e nei Lessini veronesi. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Bologna pp. 1 - 150.
- Pasa A., Pasa M. V. 1960. Ricerche paleobotaniche e paleozoologiche applicate ai depositi di riempimento nelle grotte. Metodi e risultati. Atti Symposium Internazionale Speleologia "Riempimenti naturali di grotte" . Rassegna Speleologica italiana e Società Speleologica Italiana. Memorie, V° tomo I°. pp 153 - 160 Como.
- Petronio A. 2004. I depositi di riempimento della caverna Pocala (Carso triestino): osservazioni preliminari. Atti Museo Civico Storia Naturale Trieste vol. 51 pp. 19- 48.
- Pusch C. m., Bachmann L., 2004. Spiking of contemporary Human template DNA with ancient DNA extracts induces mutations under PCR and generates nonauthentic mitochondrial sequences. Molecular Biology and Evolution vol. 21 N. 5 pp. 957 – 964.
- Rabeder G., 1992. Gli orsi spelei delle Conturines. Pp. 1 – 124. Athesia Bolzano.
- Rabeder G., Nagel D., Pacher M., 2000 Der Hoehlenbaer. Pp. 1 – 112. Jan Thorbecke Verlag.
- Rabeder G., Hofreiter M., Nagel D., Wiethalm G., 2004. – New taxa of alpine cave bears (*Ursidae*, *carnivora*). Chariers scientifiques / Hors serie n° 2. Actes du 9e Symposium international sur l'ours des cavernes, Entemont – le Vieux (Savoie - France)
- Rabeder G., Hofreiter M., 2004. – Der neue Stammbau der alpinen Hoehlenbaehren. Die Hoehle, 55° Jahrgang, Heft 1 – 4 /2004 pp. 58 - 77.
- Radinja D., Vremška dolina in Divaski Kras. Slov. Akad. Znanostni in Umetnostni, Cl. 4, Hist., Nat., Acta Geographica 10, pp. 159 – 269, Ljubljana.
- Raunich L., 1943 Nuovi resti di mammiferi pleistocenici della grotta dell'Alce (Carso Triestino). Atti Società Italiana Scienze Naturali, vol. LXXXII, pp. 189 – 204.
- Riedel A., 1975 - 76. Resti faunistici preistorici della caverna Cotariova (Trieste). Scavi B. Lonza. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 29, 2, pp. 69 – 104.
- Riedel A., 1980 – 82. Il cavallo della grotta Tilde. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 32, 1, pp. 19 – 110. Ill.
- Riedel A., 1960 – 61. Contributo alla conoscenza della fauna olocenica della grotta delle Gallerie (val Rosandra- Carso triestino. Atti museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 22, pp. 167 – 173. Ill.

- Riedel A., 1982 – 83. Il grande felino della grotta Tilde. Atti del museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 34, 1, pp. 9 – 47.
- Ruggieri G., 1950 – 52. Gli ostracodi delle sabbie grige quaternarie (Milazziano) di Imola. Parte I – II°. Giornale di Geologia, 21 pp. 1 – 57.
- Sacco F., 1939. L'alta Italia durante l'era Quaternaria. L'Universo, fasc. febbraio 1939, pp. 187 – 204, 2 carte e fasc. marzo 1939 pp. 77 – 86, 2 carte.
- Seguiti T., 1939 . Il saldame istriano. L'industria Mineraria d'Italia e d'Oltremare, n. 10 pp.1-12
- Tozzi C., 1983 Il riparo di Visogliano e il Paleolitico dl Carso triestino. Preistoria e protostoria del Caput Adriae, Trieste 19 - 20 novembre 1983, pp 31 - 36
- Tozzi C., 1978 – 81. Il Paleolitico inferiore del Carso triestino. Atti Società Preistoria e Protostoria della Regione Friuli Venezia Giulia, 4, pp. 167 – 170.
- Tremul A., et alii 2001 A preliminary report on sediments from Pocala cave: Sedimentological and heavy mineral analysis. Cadernos Lab. Xeol. De Laxe, vol. 26, pp. 497-502.
- Tremul A., Calligaris R., 2001. A preliminary comparison beetwaen boring from Pocala cave and an unroofles cave at Borgo Grotta Gigante, Trieste Karst. Cadernos Lab. Xeol. De Laxe, vol. 26, pp. 503 – 507.
- Tremul A., 2003. I sedimenti della grotta Pocala di Aurisina (Carso triestino): analisi mineralogiche. Atti Museo civico di Storia Naturale di Trieste, vol. 49, pp. 127-140
- Trimmel H., 1963- Sul problema dei cicli di formazione, riempimento e sviluppo delle grotte. Rassegna Speleologica Italiana, XV Fasc 4, 3-11, 5 tab.

ULTERIORI CONSIDERAZIONI SU ALCUNI ASPETTI BIOLOGICI ED ECOLOGICI DELL'AMBIENTE SOTTERRANEO

Pier Mauro Giachino¹ - Dante Vailati²

¹Regione Piemonte - Settore Fitosanitario Regionale, Torino

²Museo Civico di Scienze Naturali, Brescia

Riassunto

Gli autori esaminano alcuni aspetti biologici e ecologici dell'ambiente sotterraneo, e in particolare i rapporti fra fauna e reticolo di fessure della roccia madre, l'ambiente igropetrico, l'ambiente dei macereti e l'influenza del substrato roccioso sulla formazione e sul popolamento dell'Ambiente Sotterraneo Superficiale (MSS).

Abstract

Some other considerations on biological and ecological aspects of subterranean environment. *The authors examine some biological and ecological aspects of subterranean environment. Relations from fauna and lattice-slit on rock and from rock basement, Superficial Subterranean Environment (or MSS) and its fauna are discussed; data on hygroscopic subterranean environment and heap environment are given.*

Introduzione

Precisazioni del concetto di ambiente ipogeo (o sotterraneo) – e delle sue diverse espressioni –, una definizione dei limiti di tale ambiente e una rappresentazione schematica dei rapporti con gli ambienti epigeo e endogeo sono stati trattati in modo schematico, ma sufficientemente approfondito, in un contributo di Giachino & Vailati (2005) apparso recentemente proprio negli Atti di un Convegno su “L’Ambiente carsico e l’uomo” curato dalla Stazione Scientifica di Bossea (CN). In particolare gli autori, nell’ambito del contributo citato, hanno puntualizzato il concetto di fauna sotterranea quale componente estesa alle diverse tipologie di ambienti ipogei (reticolo di fessure della roccia madre, grotte, MSS, cavità artificiali) e di Ambiente Sotterraneo Superficiale (MSS) quale concetto biologico, di ambiente fisico nel quale si realizzano determinate condizioni ambientali (spazi vuoti, assenza di luce e di fotoperiodo, escursioni termiche ridotte al minimo, umidità prossima al grado di saturazione) tali da renderlo adatto alla vita di fauna specializzata.

Fauna sotterranea e reticolo di fessure della roccia madre

Considerazioni sulla colonizzazione del reticolo di fessure della roccia madre sono state esplicitate in passato da diversi Autori (Juberthie *et al.*, 1980, 1981; Juberthie, 1983; Juberthie & Bouillon, 1983; Vailati, 1988; Giachino & Vailati, 2005). In particolare Vailati (1988) e

Giachino & Vailati (2005) pongono l'accento sul reticolo di fessure quale "vero" ambiente sotterraneo – di elezione – per la fauna specializzata. La grotta, come più volte ribadito anche da Casale (1972, 2000), è uno status particolare del reticolo di fessure della roccia madre, caratterizzato da "fessure" sufficientemente ampie da consentirne l'accesso agli speleologi.

Malgrado che questi concetti siano ormai ben acquisiti dai biospeleologi, qualche "resistenza" si riscontra ancora quando si trattano specie sotterranee ad un elevato, o elevatissimo, grado di specializzazione. Esiste ancora una tendenza a considerare l'elemento ad elevata specializzazione – spesso caratterizzato da maggiori dimensioni, forma del corpo afenopsiana con spiccata fisogastrìa, appendici molto allungate – come un abitatore esclusivo della grotta, quasi impossibilitato a condurre parte della sua esistenza nel reticolo di fessure.

Dati diversi ci inducono a considerare inesatta questa concezione. In primo luogo, se esiste un reticolo di fessure della roccia madre e se nell'area considerata ci sono grotte, dobbiamo ammettere che tale reticolo deve obbligatoriamente essere composto da fessure di ampiezza la più disparata: dalla semplice fessura di dimensione millimetrica fino, attraverso una sequenza continua di pervietà di dimensioni sempre maggiori, alla grotta vera e propria. Sembra scontata, in questo caso, l'inconsistenza di affermazioni che tendono a considerare non accessibile il reticolo da parte di specie di "grandi" dimensioni; ogni specie può trovare, in un reticolo così concepito, la fessura delle dimensioni adatte a consentirne il transito e le attività vitali, trofiche e riproduttive.

L'esistenza di una periodicità nella presenza di fauna sotterranea in grotta è cosa nota a tutti e sperimentata da una moltitudine di ricercatori, spesso costretti al rientro a mani vuote da escursioni in grotte nella quali la presenza di fauna sotterranea è ben appurata. In alcuni casi l'assenza temporanea di questa o quella specie può certamente essere ricondotta a fattori collegati ai cicli di sviluppo, spesso ignoti, dei taxa considerati. Ma da soli i ritmi di riproduzione o di diapausa (ammesso che questi ultimi esistano in ambiente sotterraneo) non sembrano sufficienti a spiegare la temporanea scomparsa di una specie da una determinata cavità.

A questo proposito riteniamo utile una ulteriore riflessione circa il concetto di stabilità climatica dell'ambiente sotterraneo. Se ad una prima e grossolana analisi, riferita in particolare alle minime escursioni termiche e di umidità relativa riscontrabili in grotta, l'ambiente sotterraneo è da sempre stato ritenuto un ambiente "stabile", pur riconoscendone una notevole azione ritardante con effetti "volano", occorre valutare quali possano essere gli effetti delle variazioni stagionali delle precipitazioni, soprattutto per quanto attiene all'apporto di sostanza trofiche. Ci sembra arduo ritenere che le alterne variazioni stagionali delle precipitazioni non abbiano alcuna influenza, con l'alternanza di periodi di magra e di piena, sulla stabilità dell'ambiente sotterraneo; cosa fra l'altro ben nota a tutti gli speleologi.

Di conseguenza deve essere considerata la possibilità di migrazione temporanea dalla grotta verso il reticolo di fessure, inaccessibile alla ricerca diretta. Tale ipotesi, implicita nel concetto di reticolo di fessure quale porzione di ambiente ipogeo a maggiore stabilità climatica rispetto alla grotta (Vailati, 1988; Giachino & Vailati, 2005), era già implicita nel contributo, certamente pionieristico ma correttamente impostato, di Casale (1972) dove veniva discusso il concetto di rarità della fauna di grotta quale componente aleatoria di questo ambiente; di fauna presente in grotta solo in determinati periodi e condizioni climatiche. Anche la presunta mancanza di catture di elementi altamente specializzati in ambienti sotterranei di tipo diverso dalla grotta, quale ad esempio l'Ambiente Sotterraneo Superficiale, spesso utilizzata a sostegno dell'ipotesi di una esclusività degli elementi ultraspecializzati nei confronti delle grandi cavità, è da considerare non corretta alla luce di vari contributi (Juberthie *et al.*, 1980, 1981; Juberthie,

1983; Juberthie & Bouillon, 1983; Gers, 1992) nei quali è dimostrata la presenza diffusa di numerose specie di *Aphaenops* (Coleoptera, Carabidae) in Ambiente Sotterraneo Superficiale nei Pirenei.

Possibili fenomeni di migrazione temporanea, dalla grotta verso l'ambiente delle fessure, sono stati recentemente considerati da Sket (2004) per spiegare la periodica scomparsa di *Hadesia vasiceki* Müller, 1911, Coleottero Leptodirino altamente specializzato per la vita in ambiente igropetrico in grotta. Si tratta di una specie di grandi dimensioni (per un Coleottero sotterraneo) che vive sulle colate stalagmitiche della grotta Vjetrenica (Popovo polje, Bosnia-Herzegovina) in zone dove queste sono coperte da un velo d'acqua corrente, e si nutre filtrando l'acqua grazie ad un apparato boccale modificato e altamente specializzato (Jeannel, 1924; Moldovan *et al.*, 2004). L'ambiente igropetrico è, nella grotta Vjetrenica, un ambiente non costante, ma temporaneo, in assenza del quale anche *Hadesia*, apparentemente, scompare dalla cavità (Absolon, 1916; Remy, 1940; Sket, 2004), andando probabilmente ad occupare il reticolo di cavità minori o di fessure ove può ancora trovare condizioni climatiche e trofiche adatte.

Una situazione per certi versi analoga è quella rappresentata dalle specie del genere *Lessinodytes* Vigna Taglianti, 1982 (Coleoptera, Carabidae), ultraspecializzate, estremamente rare (note su pochissimi individui) e presenti in grotta solo in rarissimi e sporadici casi. Indagini dirette degli scriventi e di diversi altri specialisti fanno supporre che l'ambiente elettivo di queste specie sia proprio il reticolo di fessure e che loro presenza in grotta, più che sporadica, sia in realtà accidentale.

Ambiente igropetrico

Il caso appena trattato di *Hadesia vasiceki*, ci suggerisce di approfondire l'argomento relativo all'ambiente igropetrico. Questo è, per esempio, l'ambiente delle rocce sottoposte a costante nebulizzazione da parte di cascate o periodicamente bagnate da un sottile velo d'acqua corrente. Caratterizzato da un tasso di umidità relativa vicino al 100%, presenta spesso fauna specializzata; comune e ben noto in ambiente epigeo, è presente anche in ambiente ipogeo, essendo stato osservato nelle grotte, sottoforma di pellicola d'acqua scorrente su pareti verticali o variamente inclinate o determinato dalle zone di spruzzo a lato di cadute d'acqua (cascate o intensi stillicidi). Per quanto attiene alla fauna ipogea è stato oggetto, come detto, di un recente contributo di sintesi da parte di Sket (2004), che ha evidenziato la peculiarità dei caratteri di specializzazione della fauna sotterranea ad esso infeudata, che si manifestano spesso con fenomeni di convergenza morfologica fra specie appartenenti addirittura a classi sistematiche diverse. Fenomeni che riguardano soprattutto l'apparato boccale modificato a scopo filtrante e la presenza, almeno negli Insetti, di pubescenza idrofuga atta a favorire il trattenimento di bolle d'aria e quindi la respirazione in situazione di immersione (plastron respiration).

E' noto che in un sistema carsico, il drenaggio idrico sotterraneo può manifestarsi con velocità di flusso molto variabile, che è in diretto rapporto con le dimensioni dei dreni stessi del reticolo che attraversa, a loro volta dipendenti dalla natura litologica, dagli aspetti morfostrutturali e dallo stato di deformazione geomeccanica della roccia interessata, determinanti una più alta o più bassa trasmissività idrogeologica (Bögli, 1980; Vigna & Pavia, 1989; Piccini, 1999); in ogni caso, mentre nelle condotte più ampie (grotte) lo scorrimento a pelo libero è sempre più rapido – ma anche la risposta all'apporto delle precipitazioni è più rapida, così come il deflus-

so a precipitazione esaurita porta più rapidamente al regime di magra – , nel reticolo di fessure le acque fluiscono molto più lentamente e ciò determina al suo interno una loro presenza più durevole. Ne consegue che, anche se per ora l'ambiente igropetrico sotterraneo è stato osservato direttamente solo in grotta (per ovvie ragioni di più facile "ispezionabilità"), le caratteristiche fisiche e idrodinamiche del reticolo di fessure della zona non satura – comunque più facilmente e più costantemente occupabile da parte di un'alimentazione idrica dispersiva e pervasiva – fanno supporre la presenza di questo tipo di ambiente non solo anche nel reticolo stesso, ma in misura probabilmente anche maggiore che non in grotta. Ciò potrebbe costituire un'ulteriore spiegazione dei fenomeni di migrazione temporanea che determinano la presenza o l'assenza di elementi ultraspecializzati in grotta, cui abbiamo accennato più sopra.

Ambiente dei macereti e stazioni microtermiche di bassa quota

Giachino & Vailati (2005) nell'ambito delle precisazioni del concetto di Ambiente Ipogeo accennano schematicamente alla possibile presenza di "accumuli di detrito fresco, non ricoperto dal suolo e quindi con spazi liberi perturbati dal clima esterno, inadatti alla vita di organismi sotterranei". Questa affermazione va ulteriormente approfondita, anche alla luce di recenti acquisizioni su ambienti formati da accumuli di detrito fresco in situazioni geografiche e climatiche particolari (Huber & Molenda, 2004). Nel lavoro citato i due autori descrivono *N. (Nebriola) praegensis*, specie appartenente ad un sottogenere con specie alticole e noto finora della sola Catena Alpina, di un macereto di bassa quota (600 m s.l.m.) nel sud della Foresta Nera (Germania). Si tratta in questo caso, con ogni probabilità, di un relitto glaciale esito attuale dalla differenziazione in loco di una popolazione di origine alpina che ha seguito il ritiro dei ghiacci dopo l'Ultimo Massimo Glaciale del Pleistocene, e che ha trovato in questo macereto – a bassa quota – condizioni climatiche simili a quelle presenti sulle Alpi a quote superiori ai 2000 m. La specie in questione non è un elemento specializzato per la vita in ambiente sotterraneo – infatti non presenta depigmentazione, è munita di occhi normalmente sviluppati, le appendici sono di normale lunghezza – ma sembra fornire indicazioni stimolanti sui fenomeni che possono aver concorso a "spingere" elementi microtermofili verso un'ulteriore specializzazione per la vita in ambiente sotterraneo. Il contributo di Huber & Molenda (2004) rappresenta inoltre un'ulteriore conferma dei fenomeni di spostamento che hanno interessato faune microtermofile e/o specializzate durante le diverse fasi glaciali del Quaternario, e della funzione di aree di rifugio svolte dalle zone periglaciali di bassa quota, analogamente a quanto ipotizzato da Vailati (1988, 1991) per i Coleotteri Colevidi delle Prealpi Lombarde e da Giachino & Vailati (2006) per gli stessi di alcune zone delle Alpi Orientali.

In aggiunta a ciò, ci sembra interessante riferire di alcuni rinvenimenti di elementi faunistici, questa volta sotterranei, particolarmente interessanti in quanto legati a situazioni microclimatiche relitte in falde detritiche di bassa quota. Si tratta di *Neobathyscia roboretana* J. Müller, 1931 e di *Boldoria trumplina* Vailati, 1988.

Neobathyscia roboretana è da segnalare alla stazione del Cengio Rosso (Rovereto, Trento), intorno ai 350 m s.l.m. (leg. D. Vailati). L'ambiente è dato da MSS presente nei tratti ricoperti da suolo in un ingente accumulo graviclastico derivante da sovrastanti pareti di Dolomia Principale con esposizione a NW. Questa località era stata segnalata per l'interesse botanico, in quanto sede di un certo numero di piante orofile e microtermofile insediate, in questo caso, a bassa quota (Prosser & Festi, 1990). *Neobathyscia roboretana* era nota di stazioni poste sugli

altopiani di Folgaria e Lavarone, oltre che in grotte nei pressi di Rovereto.

Boldoria trumplina è stata raccolta in MSS a Vobarno (Brescia), nella media Valle Sabbia, in località Dosso Covolo, a soli 350-400 m s.l.m. (leg. D. Vailati). Si tratta anche in questo caso di una falda detritica di accumulo graviclastico al piede di pareti di Dolomia Principale e ricoperta da suolo, orientata circa a NNW e segnalata per l'interessante presenza a bassa quota di elementi floristici orofili o mediamente insediati a quote ben maggiori (Crescini, 1991). Si tratta della stazione più bassa di *Boldoria trumplina*, nota in precedenza di alcune stazioni a quote comprese fra i 500 e i 1000 m (Vailati, 1988).

Ambiente Sotterraneo Superficiale e natura litologica

Tornando a trattare dell'Ambiente Sotterraneo Superficiale (MSS), ad ulteriore conferma che, in casi accertati, la natura litologica del substrato sembra non avere in alcun modo influenzato la distribuzione di elementi faunistici sotterranei, possiamo riportare i risultati ottenuti in vari campionamenti eseguiti da uno di noi (D. V.) nell'area delle valli Giudicarie Inferiore, tra il Bresciano e il Trentino meridionale. I campionamenti hanno interessato il popolamento di *Boldoria vestae vestae* Ghidini, 1936 e di *Boldoria glacialis filicornis* Vailati, 1979 (Coleotteri Colevidi). Queste due specie, in origine conosciute esclusivamente sui rilievi della Val Vestino nell'entroterra bresciano del lago di Garda, si sono rivelate presenti, con il progredire delle ricerche, nell'area della Valle Sabbia-lago d'Idro-Giudicarie e su entrambi i versanti vallivi, tanto da suggerire l'esito di una risalita tendente a seguire il ritiro dei ghiacciai dell'ultimo periodo di deglaciazione tardo würmiano, modalità già ipotizzata dagli autori in più occasioni e anche per altre specie a distribuzione prealpina (Vailati, 1988, 1991; Giachino & Vailati, 2006). La distribuzione delle stazioni attualmente note di queste due entità, pubblicate in una checklist in Giachino & Vailati (2006), ma non commentate, rivelano di trovarsi indifferentemente in aree interessate sia da rocce carbonatiche (calcarei dolomitici e dolomie dell'Anisico e Retico), sia da formazioni di "Porfidi quarziferi" inferiori del Permico inferiore e "Porfidi quarziferi" indistinti del Permico medio-superiore nonché della "Formazione di Collio" del Permico inferiore (fig. 1). Nella stazione a porfidi quarziferi di Ermos Basso, nella valle del Rio Riccomassimo a Bagolino (BS) è presente anche *Rhaetiella pinkeri* (Jeannel, 1911) elemento più legato all'ambiente endogeo.

Pier Mauro Giachino - Settore Fitosanitario Regionale, Environment Park Palazzina A2,
via Livorno 60, 10144 Torino (Italia).
PierMauro.Giachino@regione.piemonte.it

Dante Vailati - Museo Civico di Scienze Naturali,
via Ozanam 4, 25128 Brescia (Italia).
zoologia@comune.brescia.it

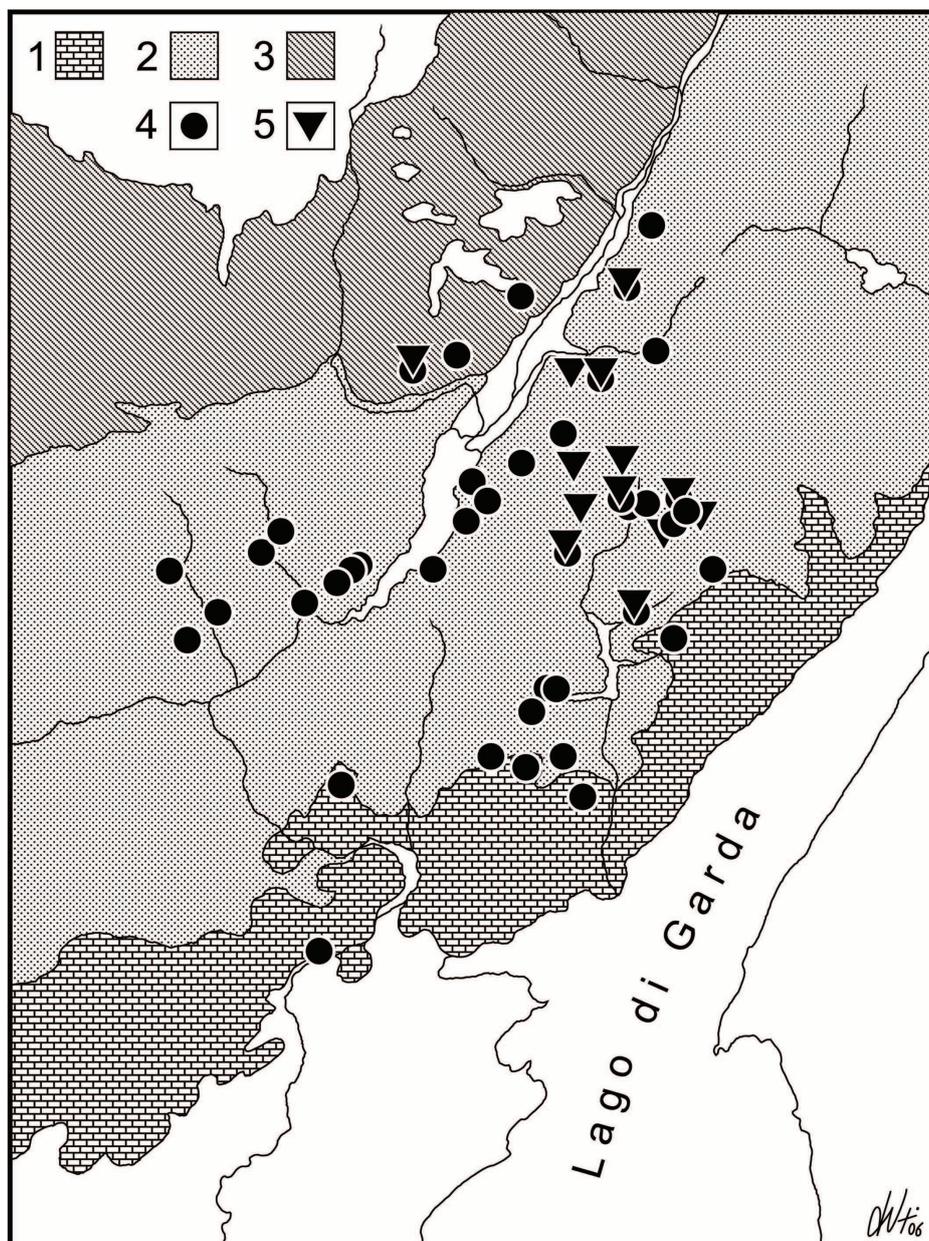


Fig. 1 – Carta schematica semplificata dei principali complessi di formazioni litologiche del territorio dei laghi d’Idro e di Garda con la distribuzione delle stazioni note di *Boldoria vestae vestae* e di *Boldoria glacialis filicornis*. 1: area interessata da rocce sedimentarie carbonatiche giurassiche e cretatiche. 2: area interessata da rocce sedimentarie carbonatiche triassiche. 3: area interessata da affioramenti di rocce cristalline del Permico (porfidi quarziferi e “formazione di Collio”). 4: stazioni di *Boldoria vestae vestae*. 5: stazioni di *Boldoria glacialis filicornis*.

BIBLIOGRAFIA

- Bögli A., 1980 - Karst hydrology and physical speleology. Springer Verlag ed.: 300 pp.
- Casale A., 1972 - Sul significato preciso dei concetti di rarità e di rarefazione nello studio delle entomofaune cavernicole. Atti IX Congr. naz. ital. Entomol., Siena: 273-277.
- Casale A., 2000 - Impatto antropico e biomonitoraggio in ecosistemi sotterranei. Atti e Mem. dell'Ente Fauna Siciliana, 6 (1999): 61-76.
- Crescini A., 1991 - Segnalazione di piante orofile nella media Val Sabbia (Brescia, Lombardia): Nat. brescia., 26: 121-125.
- Gers C., 1992 - Ecologie et biologie des Arthropodes terrestres du milieu souterrain superficiel. Fonctionnement et écologie évolutive. Tesi di dottorato, Univ. De Toulouse. Laboratoire souterr. du CNRS, Moulis, 374 + XVI pp.
- Giachino P. M. & Vailati D., 2005 - Problemi di protezione dell'ambiente ipogeo e note sull'impatto delle attività di ricerca in ambiente sotterraneo. In: L'Ambiente Carsico e l'Uomo. Atti Conv. naz., Bossea (5-8 settembre 2003): 303-314.
- Giachino P. M. & Vailati D., 2006 - I Cholevidae delle Alpi e Prealpi italiane: inventario, analisi faunistica e origine del popolamento nel settore compreso fra i corsi dei fiumi Ticino e Tagliamento (Coleoptera). Biogeographia (in stampa).
- Huber C. & Molenda R., 2004 - *Nebria (Nebriola) praegensis* sp. nov., ein Periglazialrelikt im Süd-Schwarzwald/Deutschland, mit Beschreibung der Larven (Insecta, Coleoptera, Carabidae). Contribution to Natural History, Bern, 4: 1-28.
- Jeannel R., 1924 - Biospeologica. L. Monographie des Bathysciinae. Arch. zool. expér. gén. 63: 436 pp.
- Juberthie C., 1983 - Le milieu souterrain: étendue et composition. Mém. biospéol., 10: 17-65.
- Juberthie C. & Bouillon M., 1983 - Présence des *Aphaenops* (Coléoptères, Trechinae) dans le milieu souterrain superficiel des Pyrénées françaises. Mém. biospéol., 10: 91-98.
- Juberthie C., Bouillon M. & Delay B., 1981 - Sur l'existence du milieu souterrain superficiel en zone calcaire. Mém. biospéol., 8: 77-93.
- Juberthie C., Delay B. & Bouillon M., 1980 - Extension du milieu souterrain en zone non-calcaire: description d'un nouveau milieu et son peuplement par les Coléoptères troglobies. Mém. biospéol., 7: 19-52.
- Moldovan T. O., Jalžić B. & Erichsen E., 2004 - Adaptation of the mouthparts in some subterranean Cholevinae (Coleoptera, Leiodidae). Nat. croat., 13 (1): 1-18.
- Piccini L., 1999 - Geomorfologia e speleogenesi carsica. Quad. didattici Soc. speleol. ital., 1: 22 pp.
- Prosser F. & Festi F., 1990 - Una stazione di piante microterme al Cengio Rosso (300-600 m s.l.m.), Trentino meridionale. Ann. Mus. civ. Rovereto, 5: 101-110.
- Sket B., 2004 - The cave hygropetric. A little known habitat and its inhabitants. Arch. Hydrobiol., 160 (3): 413-425.
- Vailati D., 1988 - Studi sui Bathysciinae delle Prealpi centro-occidentali. Revisione sistematica, ecologia, biogeografia della "serie filetica di *Boldoria*" (Coleoptera Catopidae). Monogr. Nat. Brescia., 11: 331 pp.
- Vailati D., 1991 - Nuovi dati sulla distribuzione di *Pseudoboldoria robati* (Reitter, 1889) e considerazioni sulla corologia pleistocenica dei Bathysciinae in Lombardia (Coleoptera Cholevidae). Nat. brescia., 26: 223-234.

Vigna B. & Pavia R., 1989 - L'inquinamento degli acquiferi carsici. In: Problemi di inquinamento e salvaguardia delle aree carsiche. 7° corso di 3° livello SSI e CAI, 1988: 61-76.

IL MONITORAGGIO MICROBIOLOGICO DELLE SORGENTI CARSICHE AD USO UMANO DEL FELTRINO

Domenico Grazioli ULSS n. 2 – FELTRE
Rosanna Burigo ARPAV - BELLUNO

Il Feltrino comprende una vasta area montuosa della Valbelluna, nel Veneto, in provincia di Belluno.

Nei 18 comuni di questa zona, compresa fra le Vette Feltrine ed il massiccio del Grappa, vivono circa 80.000 persone servite da 130 acquedotti pubblici e da una cinquantina di fonti di approvvigionamento private.

Tutte queste risorse idriche ad uso umano sono sotto il controllo della U.L.S.S. n. 2 e dell'ARPAV di Belluno.

I rilievi del Feltrino sono

caratterizzati da evidenti fenomeni di carsificazione (v. fig. 1 e 2) con le note conseguenze sul regime idrogeologico profondo e quindi, in ultima analisi, sulla qualità delle acque ad uso umano captate a tale scopo.

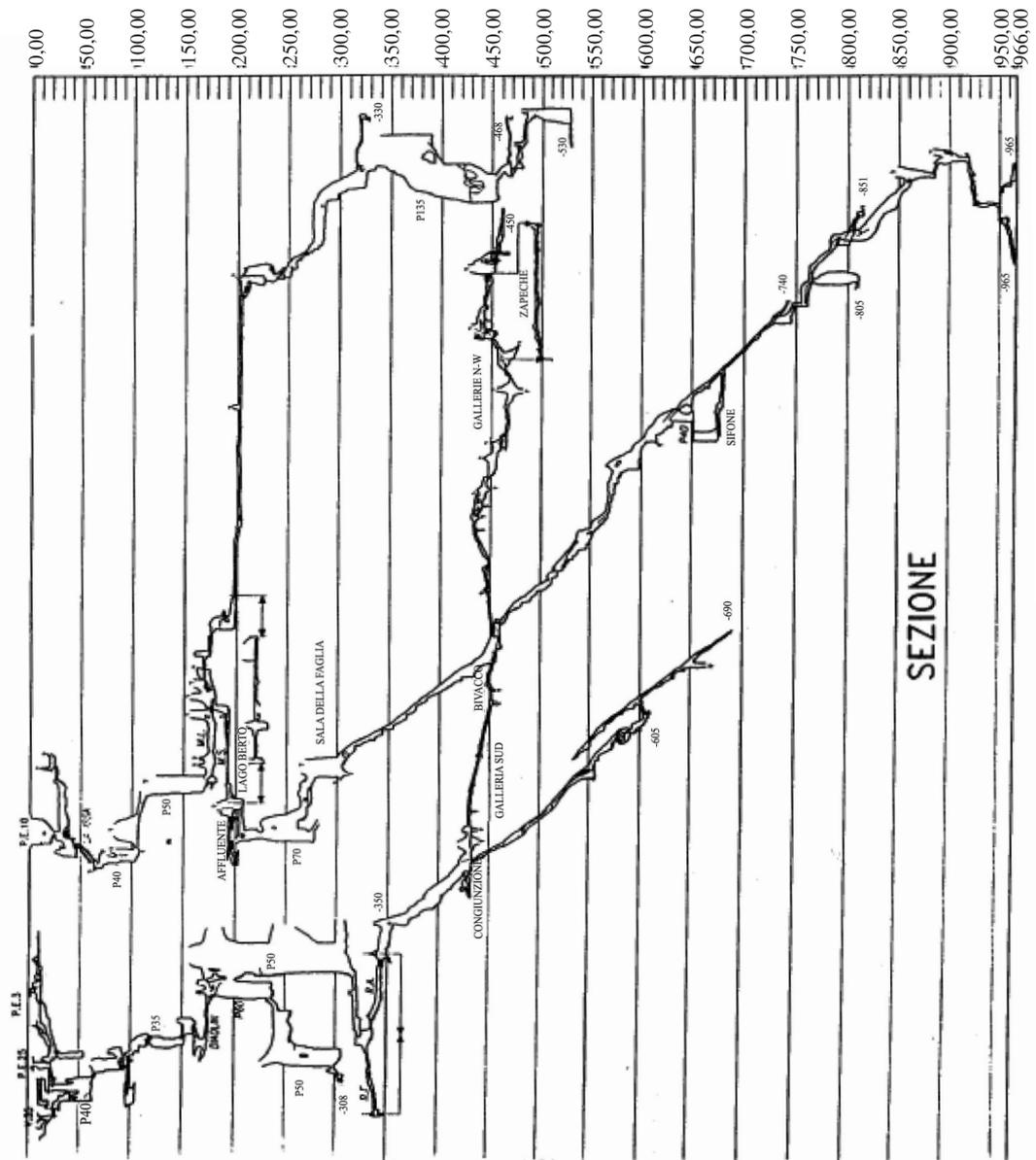
Si è perciò resa necessaria la predisposizione di un complesso sistema di controllo e monitoraggio di queste risorse idriche, specialmente dal punto di vista microbiologico, essendo tali parametri frequentemente riscontrati non conformi rispetto alla vigente normativa di qualità delle acque ad uso umano (D. Leg.vo 31/01 e s. m. e i.) mentre l'inquinamento chimico risulta sporadico e dovuto a cause per lo più accidentali.



Tale sistema di controllo comprendeva:

1. Verifica, controllo e analisi C4 delle sorgenti captate ad uso acquedottistico.
2. Verifica, controllo ed analisi C3 dei serbatoi di accumulo.
3. Verifica, controllo ed analisi C2 con la cadenza prevista dal DPR 236/88 ai punti di utilizzo routinario.
4. Verifica, controllo ed analisi C4 di tutte le sorgenti all'interno del Parco Nazionale delle Dolomiti Bellunesi.
5. Verifica, controllo ed analisi C2 e C3 di tutte le fontane pubbliche del Feltrino.
6. Verifica, controllo, ed analisi di tutte le risorse idriche private ad uso umano.
7. Ricerca di batteri enteropatogeni, salmonelle, nei campioni prelevati nel corso delle sue-

fig. 2 Complesso carsico dei Piani eterni



sposte indagini.

8. Monitoraggio in continuo ed analisi quotidiane di due sorgenti carsiche (Lasen Alta e Bassa) per circa due anni (01/03/1996 – 18/04/1998).

Per quanto riguarda i punti 1 e 2 tutte le 130 circa sorgenti captate ad uso acquedottistico sono state oggetto di verifica e controllo della rispondenza alla normativa, della portata, della localizzazione e della situazione geologica e con almeno tre prelievi con analisi chimico fisico e microbiologiche C4.

I risultati di questo lavoro sono riportati in tab. 1 con i parametri valutati con peso differenziato, al fine di elaborare un indice sintetico, denominato indice di Qualità – Quantità che esprime l'utilizzabilità delle sorgenti tramite un voto finale su una scala da 1 a 10.

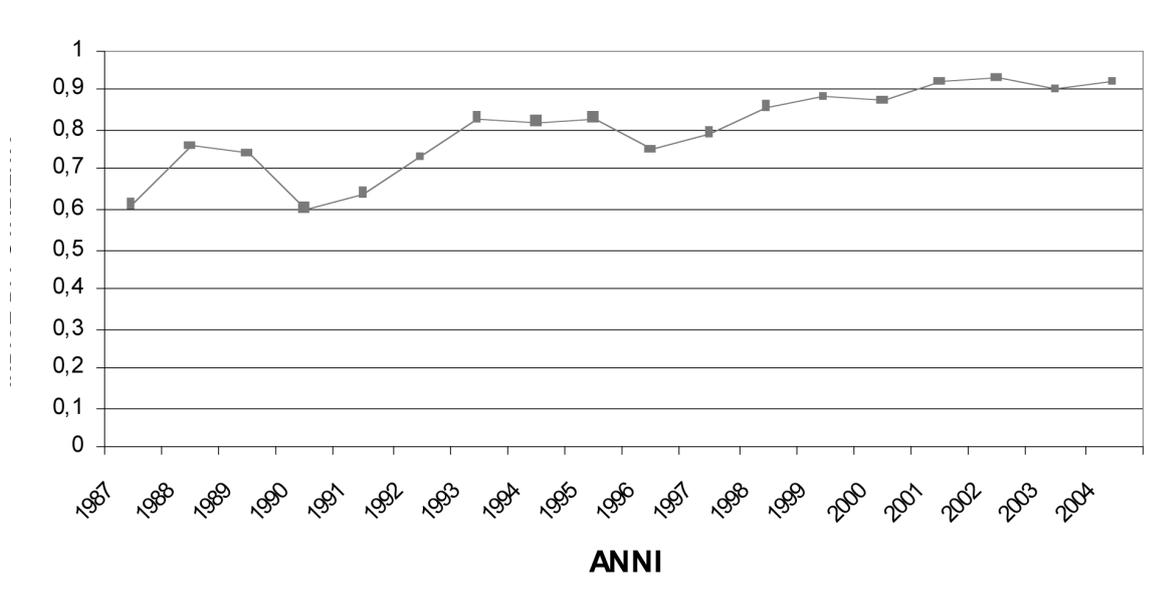
Le tab. 2 e 3 invece, riportano l'indice di potabilità ($I.P = F/T = N^{\circ}$ totale campioni analizzati con esito favorevole/ n° totale campioni analizzati) dal 1987 al 2004 sui campioni d'acqua al consumo. Come si vede si assiste ad un lento ma costante aumento della qualità dell'acqua ad uso umano negli ultimi anni.

L'attenzione all'aspetto microbiologico della qualità delle acque ad uso umano è dovuta alla vasta potenzialità di questo elemento come veicolo di patogeni per l'uomo (vedi fig. 3) confermata dagli isolamenti di salmonelle nella nostra zona (vedi tab. 4).

Le attività di cui ai punti 4, 5 e 6 sono state eseguite una tantum ed i risultati sono stati oggetto di relazioni ai soggetti interessati e di pubblicazioni.

Per quanto riguarda il punto 8, nel 1996 in collaborazione con l'ARPAV, la Regione veneto, il centro Valanghe di Arabba, L'istituto Superiore di Sanità, si è programmato il monitoraggio in continuo di due sorgenti carsiche delle Vette Feltrine, denominate Lasen Alta e Lasen Bassa previo studio idrogeologico (v. fig. 4) per i seguenti parametri: temperatura aria, precipitazioni, portata sorgente.

Tab. 3 Indice di potabilità ULSS n° 2 anni 1987-2004



Tab. 1 Classificazione delle 122 sorgenti carsiche ULSS n° 2 per IQQ

SORGENTE	N° Progressivo	COMUNE	Portata l/sec	Coeff. di portata Q	Quota m s.l.m.	Classe altimetrica	Simb. di quota	Nitrati mg/l	Coeff. di protezione Pr	Voto parziale	Ind.di potabilità Po	Voto finale
VOLPAT 2	1	ALANO DI PIAVE	6	7	370	II	-	2,7	8	7,5	0,5	4
PILA	2	ALANO DI PIAVE	8	7	460	II	-	4,6	8	7,5	0,67	5
MASER	3	ALANO DI PIAVE	6	7	460	II	-	3,4	8	7,5	0,67	5
VOLPAT 3	4	ALANO DI PIAVE	6	7	370	II	-	1,4	8	7,5	0,5	4
VOLPAT 1	5	ALANO DI PIAVE	6	7	370	II	-	2,7	8	7,5	0,5	4
VOLPERE ALTA	6	ALANO DI PIAVE	4	6	375	II	-	5,9	6	6	0,8	5
PONTE DELLA STUA	7	ALANO DI PIAVE	2,7	6	370	II	-	3,8	8	7	0,67	5
SALTON	8	ALANO DI PIAVE	2	6	475	II	-	3,3	8	7	0,67	5
VAL GRANDA	9	ARSIE'	15	8	400	II	-	3,3	8	8	0,4	3
POZZO AL LAG	10	ARSIE'	10	7	310	II	-	7	6	7	1	7
VAL DEI DENDRI	11	ARSIE'	5	6	520	I	+	17	6	6	0,75	4,5
VAL DEI MASNI (6 EMERGENZE)	12	ARSIE'	4,5	6	690	I	+	2,4	8	7	1	7
SAN CASSIANO	13	ARSIE'	4	6	385	II	-	3,8	8	7	1	7
VAL DE POLO	14	ARSIE'	2	6	610	I	+	4,5	8	7	0,6	4

Tab. 2 Campionati effettuati presso l'ULSS n° 2 (feltre) nelle periodo 1987/2004
Indice di potabilità

ind.pot. microbiologico	ANNO	NUMERO CAMPIONI	FAVOREVOLI	SFAVOREVOLI	INDICE DI POTABILITA'	ind.pot. chimico
	1987	363	223	140	0,61	
	1988	426	326	100	0,76	
	1989	461	343	118	0,74	
	1990	583	355	228	0,60	0,97
	1991	654	423	231	0,64	0,97
	1992	638	466	172	0,73	0,98
	1993	506	423	83	0,83	0,99
	1994	654	540	114	0,82	0,99
	1995	694	577	117	0,83	0,99
	1996	508	381	127	0,75	0,99
	1997	616	490	126	0,79	0,97
	1998	551	473	78	0,86	0,99
0,88	1999	664	582	82	0,88	0,99
0,87	2000	640	556	84	0,87	0,99
0,92	2001	657	602	55	0,92	0,99
0,93	2002	634	587	47	0,93	1,00
0,90	2003	621	562	59	0,90	1,00
0,92	2004	574	528	46	0,92	1,00

Tab. 4 Isolamento enteropatogeni acque potabili ULSS n° 2 al 25.08.2004

N.	DATA	ACQUEDOTTI E FONTANE NON ACQUEDOTTISTICHE	COMUNE	COLI TOTALI	COLI FECALI	E. COLI	ANAEROBI	STREPTO COCCI FECALI	C.B. 37°	C.B. 22°	SALMONELLE
1	12/11/1992	DONADA-MUIACH	S.GREGORIO NELLE ALPI	5	5	0	0	0	9	17	GRUPPO K III b
2	16/05/1996	FONTANA ZOTTIER BORGHETTO	MEL	35	30	30	30	6	140	350	GRUPPO K III b
3	17/06/1996	FONTANA SCUOLE FALLER	SOVRAMONTE	14	1	0	0	0	46	70	GRUPPO F VENEZIANA
4	13/08/1996	FONTANA PRAPAVEI	SEDICO	>120	>120	>120	8	>120	120	250	GRUPPO K III b
5	27/06/1997	OPERA PRESA LASEN BASSA	FELTRE	12	10	6	0	3	30	95	GRUPPO K III b
6	28/06/1997	OPERA PRESA LASEN BASSA	FELTRE	10	1	1	0	2	4	40	GRUPPO K III b
7	01/07/1997	OPERA PRESA LASEN BASSA	FELTRE	2	0	0	0	0	5	15	GRUPPO K III b
8	12/11/1997	SANZAN	FELTRE	60	33	33	0	100	50	700	GRUPPO K III b
9	29/07/1998	MARAGNO	PEDAVENA	>120	>120	>120	26	>120	210	990	GRUPPO K III b
10	07/10/1998	INCINO	ARSIE'	120	120	90	30	50	100	>900	GRUPPO F VENEZIANA
11	14/10/1998	CARPENE	PEDAVENA	14	9	6	0	4	10	93	GRUPPO F VENEZIANA
12	14/10/1998	OREGNE CAMPAZ	SOSPIROLO	0	0	0	0	0	1	10	GRUPPO K III b
13	23/06/1998	OLTRA	LAMON	0	0	0	0	0	1	11	GRUPPO C2 MUNCHEN
14	11/08/2000	PRIVATO MALGA CELADO	ARSIE'	>120	90	60	29	>120	250	170	GRUPPO C1 THOMPSON
15	11/09/2001	PRIVATO CANIDI-NUOVO SERB.	MEL	>120	>120	>120	0	40	>100	>100	GRUPPO S III b
16	11/09/2001	PRIVATO CANIDI-OSTERIA BOZ	MEL	>120	>120	>120	0	30	>100	>100	GRUPPO S III b
17	17/07/2002	VIGNE FURIANOI - MASCHI	LAMON	90	25	18	0	35	>100	>100	GRUPPO K III b
18	17/07/2002	COSTA -CHIOE'	LAMON	>120	90	90	0	90	>100	>100	GRUPPO K III b
19	14/08/2002	LASEN	FELTRE	0	0	0	0	0	5	12	GRUPPO SPP (Specie Plurima)
20	21/08/2002	DELLE SORGENTI	ALANO DI PIAVE	42	13	10	3	6	11	17	GRUPPO K III b
21	04/09/2002	INCINO	ARSIE'	0	0	0	0	0	17	25	GRUPPO F VENEZIANA
22	04/09/2002	ROCCA	ARSIE'	0	0	0	0	0	1	2	GRUPPO F VENEZIANA
23	16/07/2003	EX SAVA PRIVATO ENEL	SOVRAMONTE	6	0	0	0	0	1	20	GRUPPO F VENEZIANA
24	16/06/2004	VAL CAUCA	SEREN DEL GRAPPA	0	0	0	0	0	1	7	GRUPPO 40 IV
25	23/06/2004	CORLO	ARSIE'	0	0	0	0	0	8	>120	GRUPPO S. VENEZIANA
26	04/08/2004	FALLER	SOVRAMONTE	30	/	0	/	/	/	71	GRUPPO F VENEZIANA
27	04/08/2004	AUNE	SOVRAMONTE	55	/	0	/	/	/	245	GRUPPO F VENEZIANA

Malattie collegate al consumo d'acqua e riserve più importanti/sorgenti primarie

MALATTIE	RISERVE PIU IMPORTANTI/ SORGENTI PRIMARIE
<i>Malattie batteriche</i>	
Dissenteria batterica (Shigella spp.)	fece umane
Colera (Vibrio cholerae)	fece umane
Gastroenterite (Campylobacter jejuni)	fece umane e animali
Gastroenterite (Escherichia coli)	fece umane
Leptospirosi (Leptospira spp.)	urine di topo
Salmonellosi (Salmonella spp.)	fece umane e animali
Febbre tifoide (Salmonella typhi)	fece umane
Infezioni cutanee (Pseudomonas spp. e Staphylococcus spp.)	secrezioni umane
Yersinosi (Yersinia spp.)	fece umane e animali
Legionellosi (Legionella pneumophila)	acque arricchite termicamente
<i>Malattie virali</i>	
Poliomielite (Poliovirus)	fece umane
Meningite asettica (Coxsackivirus ed Echovirus)	fece umane
Gastroenterite (Rotavirus ed agente di Norwalk)	fece umane
Epatite infettiva (Virus epatite A)	fece umane
<i>Malattie protozoarie</i>	
Meningoencefalite amebica (Acanthamoeba castellanii)	suolo ed acqua
Balantidiasi (Balantidium coli)	fece umane
Dissenteria amebica (Entamoeba histolytica)	fece umane
Gastroenterite (Giardia lamblia)	fece umane e animali
Meningoencefalite amebica primaria (Naegleria fowleri)	suolo ed acqua
<i>Malattie da metazoi</i>	
Ascariidiosi (Ascaris lumbricoides)	fece umane (ed animale)
Trichiuriasi (Trichiuris trichiura)	fece umane
Anchilostomiasi (Ancylostoma duodenale e Necator americanus)	fece umane
Parassitosi intestinale (Strongyloides stercoralis)	fece umane e animali

Fig. 5 **I POTESI**

$$\ln P = Q_{pr} \times T^{\circ}$$

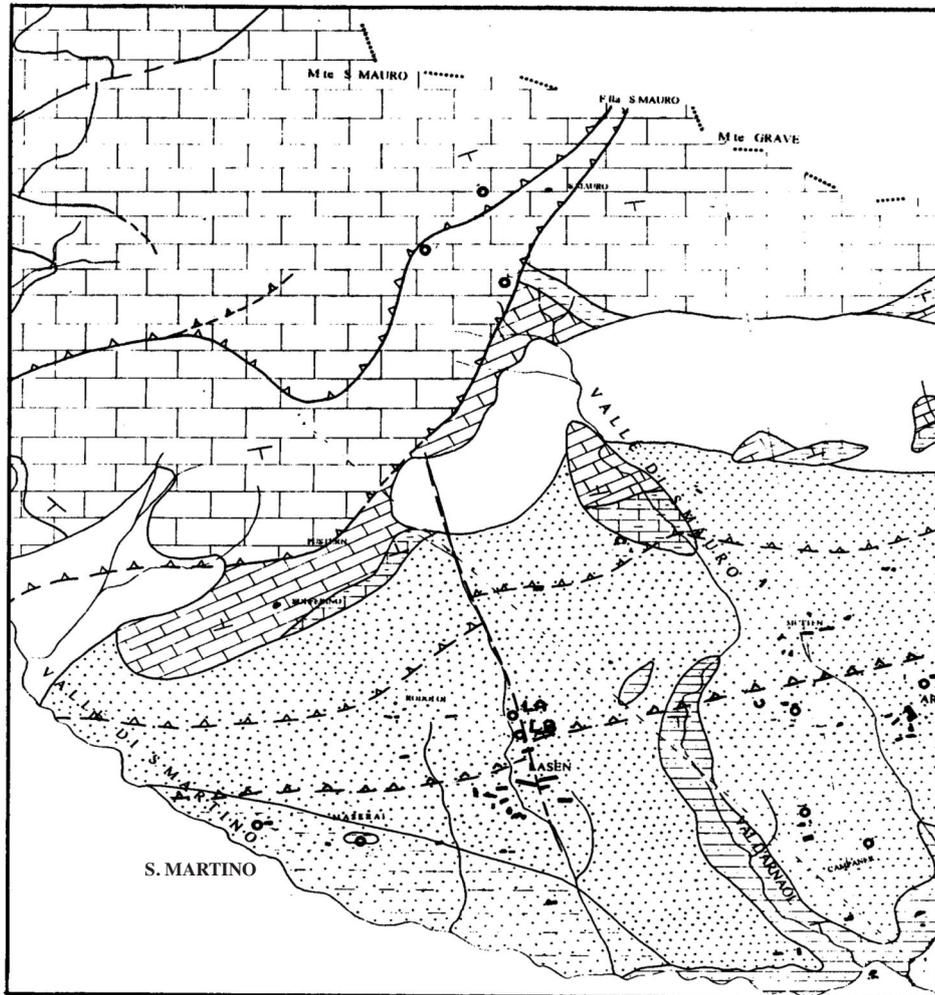
dove:

$\ln P$ = Indice di non potabilità = 1/I.P.

Q_{pr} = Quantità delle precipitazioni

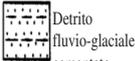
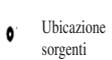
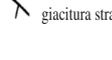
T° = Temperatura dell'aria in C°

Fig. 4
Mappa geologica delle sorgenti: Lasen alta
e Lasen bassa, Comune di Feltre



LEGENDA

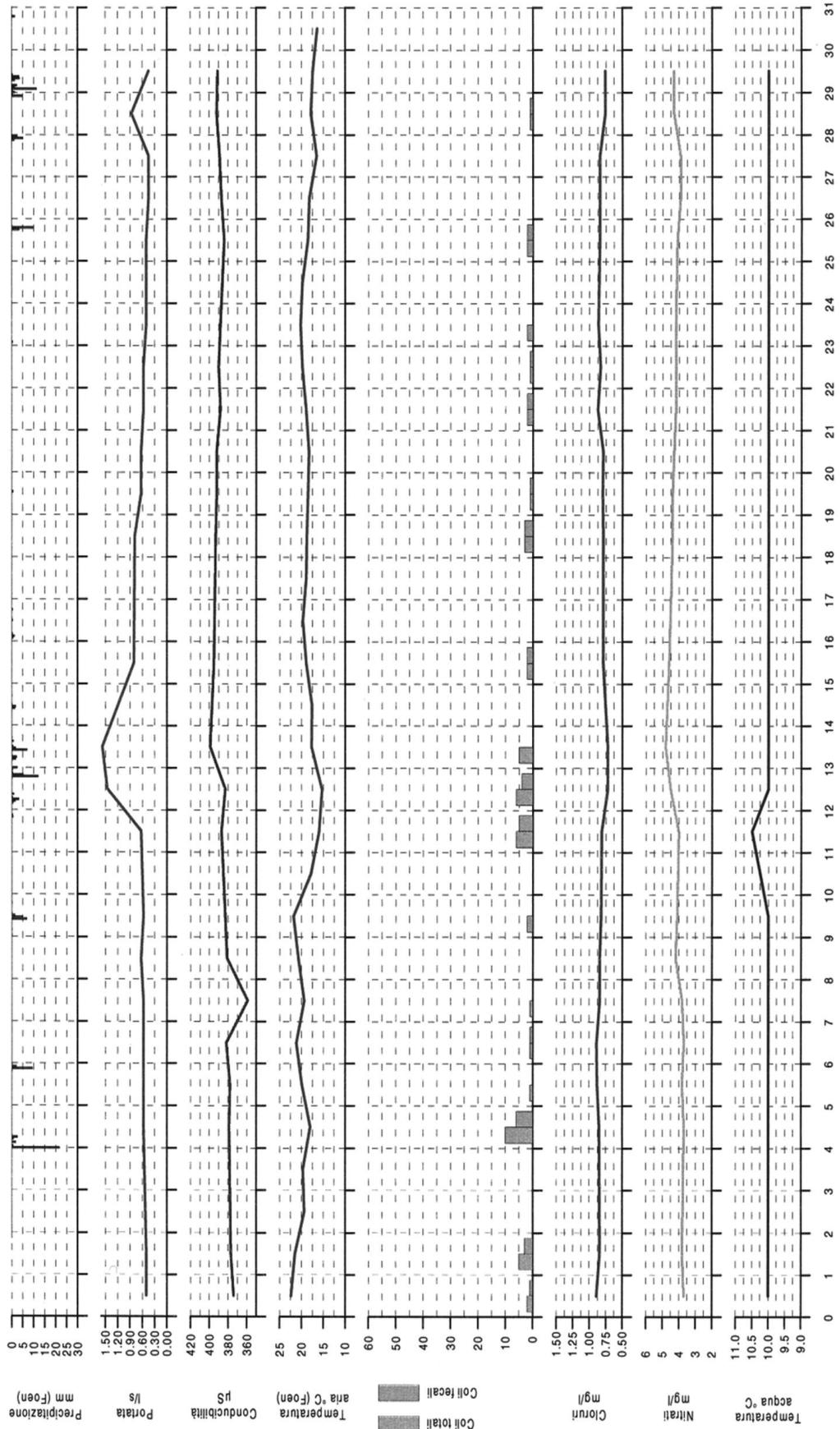
FORMAZIONI QUATERNARIE FORMAZIONI PREQUATERNARIE

- | | |
|---|---|
|  Detrito di versante |  Formaz. Terziario |
|  Detrito fluvio-glaciale cementato |  Scaglia Rossa |
|  Detrito morenico |  Biancone |
|  Ubicazione sorgenti |  R. Ammonitico |
|  giacitura strati |  Calcarei Grigi Dolomia principale |

ELEMENTI TETTONICI	CERTI	PRESUNTI
FAGLIA		
SOVRASCORRIMENTO		

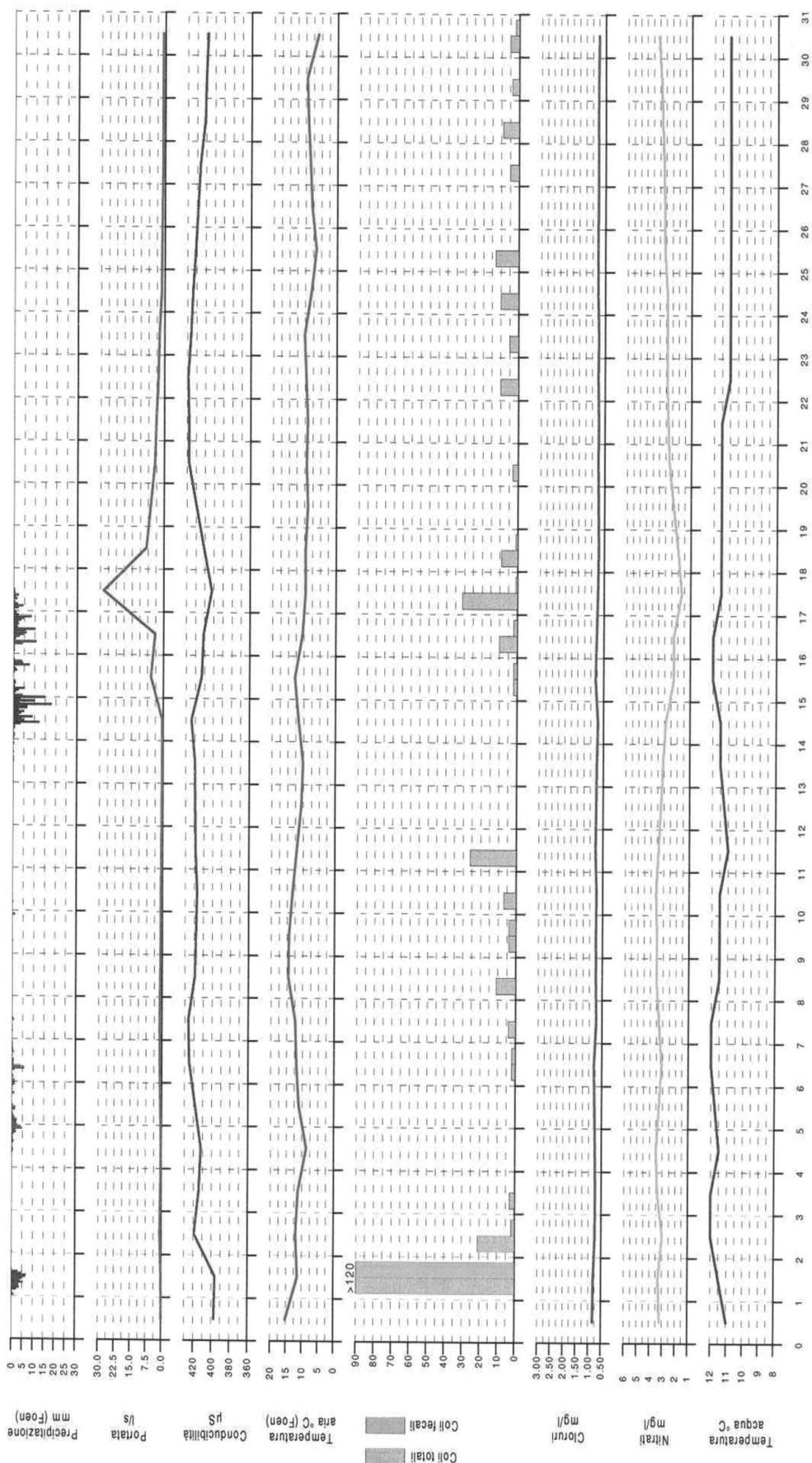
Tab 5 - Risultati del monitoraggio

LASEN ALTA - AGOSTO 1996



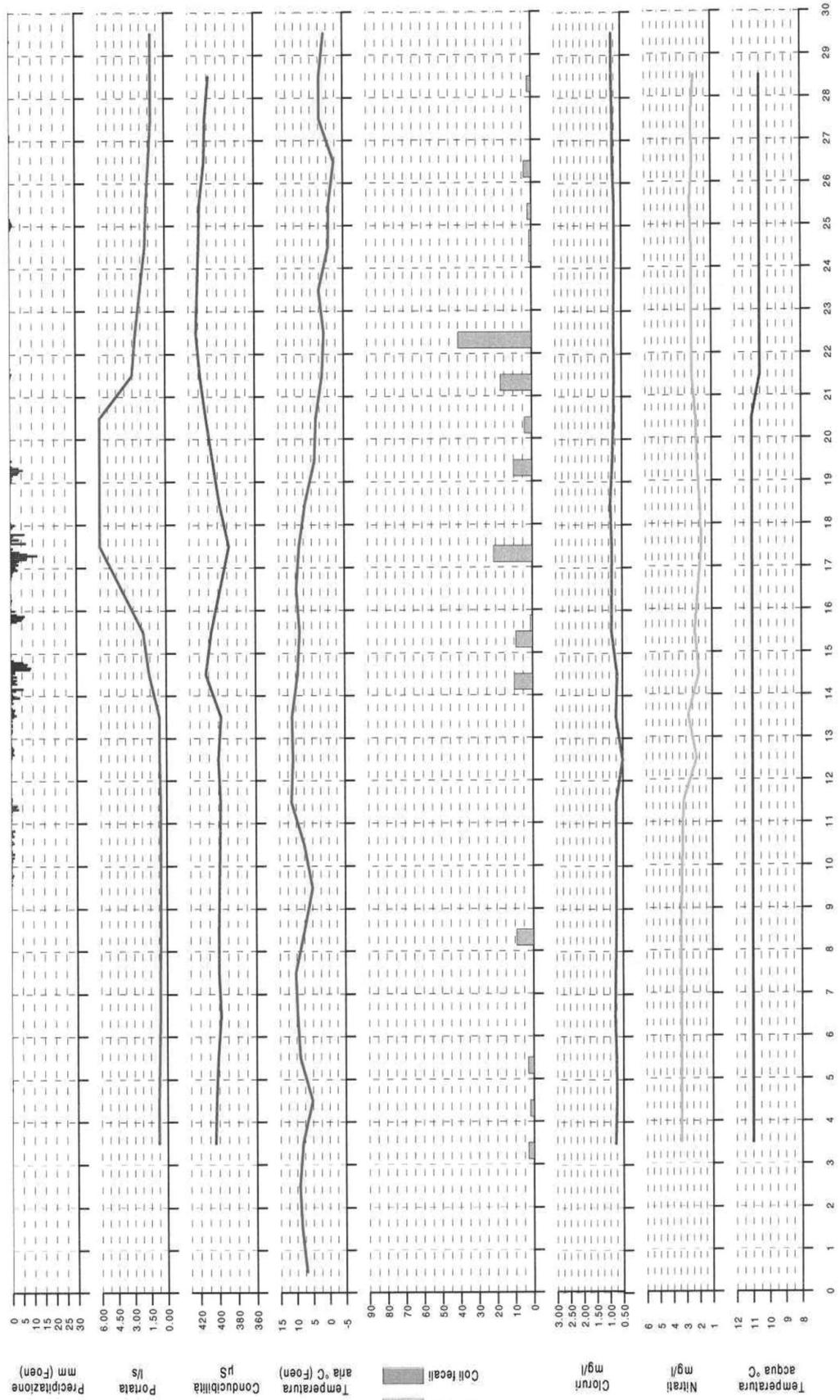
Tab 6 - Risultati del monitoraggio

LASEN BASSA - OTTOBRE 1996

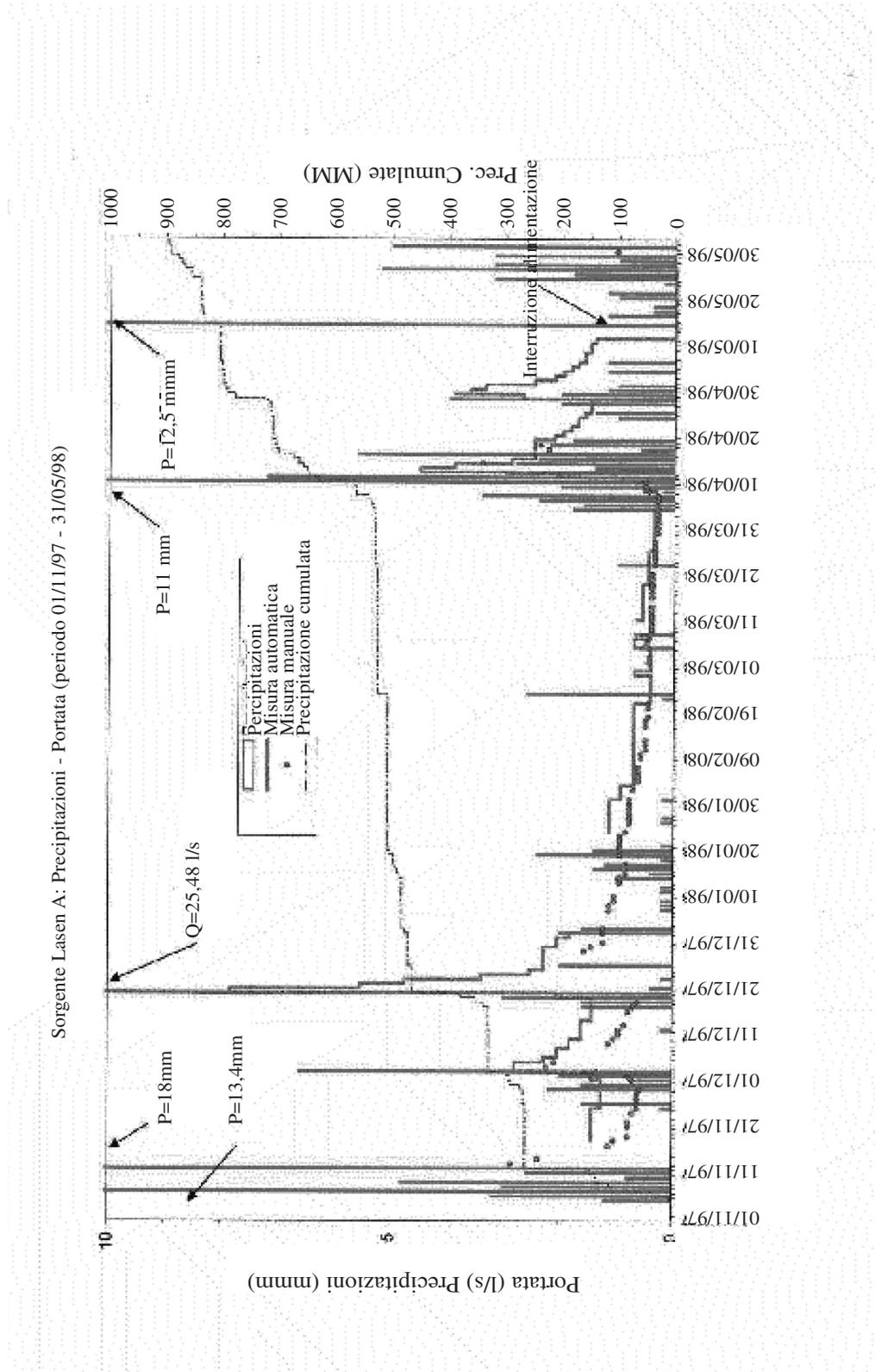


Tab 7 - Risultati del monitoraggio

LASEN BASSA - NOVEMBRE 1996



Tab 8 - Risultati del monitoraggio



Tab 9 - Risultati dell'indagine biologica relativi a 592 campioni di acqua di sorgente (Laseen A e B) periodo 01/03/1996 - 18/04/1998

Microorganismi	Risultato quantitativo Laseen A	Risultato quantitativo Laseen B	Numero presenze Laseen A	Numero presenze Laseen B	Gram
Carica batterica 22°C	8843 ufc/mL	19398 ufc/mL	-	-	
Carica batterica 37°C	1207 ufc/mL	4637 ufc/mL	-	-	
Aeromonas hydrophila	7367 ufc/100mL	14158 ufc/100 mL	277/592	265/592	-
Aeromonas sobria	1443 ufc/100 mL	2564 ufc/100 mL	47/592	37/592	-
Elminti	406 n/L	1633 n/L	140/407	330/407	
Coliformi totali	556 ufc/100 mL	1688 ufc/100 mL	120/592	238/592	-
Coliformi fecali	311 ufc/100 mL	582 ufc/100 mL	74/592	108/592	-
Streptococchi fecali	364 ufc/100 mL	658 ufc/100 mL	32/592	60/592	+
Anaerobi solfito riduttori	3 ufc/100 mL	10 ufc/100 mL	2/592	4/592	+
Salmonelle	0 pres./L	3 pres./L	0/592	3/592	-
Batt.gi anti E. coli	220 ufp/L	0 ufp/L	2/592	0/592	
Stafilococco aureo	0 ufc/100 mL	30 ufc/100 mL	0/407	1/407	+

Inoltre sono state quotidianamente eseguite le seguenti analisi: temperatura acqua, conducibilità, nitrati, cloruri, ricerca coli totali e fecali e salmonelle (tab. 5, 6, 7, 8).

I risultati di queste indagini protrattasi dal 01/03/1996 al 18/04/1998, hanno portato alla conferma dell'ipotesi di cui alla fig. 5 e cioè che, per le sorgenti carsiche, la qualità dell'acqua dipende dalle condizioni meteorologiche esterne, in particolare per l'aspetto microbiologico (tab. 9).

BIBLIOGRAFIA

- Civita M. (1975), "Criteri di valutazione delle risorse idriche sotterranee in regioni carsiche". Atti II conv. Int. Acque Sott., I.A.H. Palermo.
- Decet F: (1993) "Materiali per l'idrochimica delle sorgenti in area dolomitica".. Boll. Chi. Lg. 44, 331
- Grazioli D. (1994) "Le acque potabili della Provincia di Belluno, Le Dolomiti Bellunesi" XVII, 32, 49-65.
- Grazioli D. (2000) "Problemi igienico sanitari delle acque ad uso umano in una provincia dell'arco Alpino orientale". Atti convegno CAI-LPV. Ceresole Reale (TO) 12-13/9/98.
- Grazioli D., Parissenti I. (2005): "Proposta di un indice di Qualità – Quantità per le sorgenti captate ad uso acquedottistico in un territorio a caratteristiche carsiche". Atti Convegno Nazionale "L'Ambiente carsico e l'uomo" stazione scientifica di Bossea (CN)

GROTTA DI BOSSEA: ALTERAZIONE DELLE CARATTERISTICHE MICROBIOLOGICHE DELL'ACQUA DEL TORRENTE IPOGEO ED EVOLUZIONE DELLA SUA BIOCENOSI

Angelo Morisi ^{1 2}, Guido Peano ²

¹ ARPA Piemonte, Dipartimento di Cuneo

² Stazione Scientifica di Bossea, Club Alpino Italiano, Cuneo

Le conoscenze sulla fauna della grotta di Bossea, già in precedenza importanti per alcune presenze di elevato interesse (basti citare gli Isopodi *Proasellus franciscoi* (Chappuis), e *Trichoniscus voltai* Arcangeli e lo Pseudoscorpione *Pseudoblothrus ellingseni* (Beier), si sono notevolmente accresciute in concomitanza con l'affermarsi delle attività di monitoraggio ambientale che fanno capo al laboratorio sotterraneo della Stazione Scientifica del C.A.I. di Cuneo, ivi installato. Quest'ultimo ha iniziato la sua attività nel 1969-1970 e da quella data l'elenco faunistico della cavità si è largamente accresciuto fino a raggiungere un numero di taxa che, in relazione alle disponibilità trofiche, alla collocazione geografica e biogeografia ed a quella territoriale della grotta, e se paragonato a quello di altre cavità della regione, può essere considerato più che notevole.



Grotta di Bossea (Frabosa Soprana, Cuneo): *Atrioplanaria morisii*

Infatti la comunità vivente della grotta di Bossea, alla quale recentemente si sono aggiunte interessanti scoperte (vale la pena di ricordare il raro Acaro del genere *Rhagidia*, cui ancora non è stato assegnato un nome, già citato nel 1982 e "riscoperto" solo nel 1998), appare piuttosto

ricca e varia nel panorama delle cavità piemontesi: il censimento biologico annovera ad oggi oltre una cinquantina di entità censite, fra le quali si conta una percentuale significativa (oltre il 10 %) di entità che la rendono particolarmente preziosa, sia perchè ospita rare specie steno-endemiche, come il Palpigrado *Eukoenenia strinatii* Condé ed il Triclade *Atrioplanaria morisii* Benazzi & Gourbault, sia per la presenza di organismi, come *Niphargus aquilex* Schiödte e *Niphargus speziae-romuleus* Vigna-Taglianti che, pur non essendo esclusivi della grotta, presentano un particolare interesse sistematico e biogeografico .



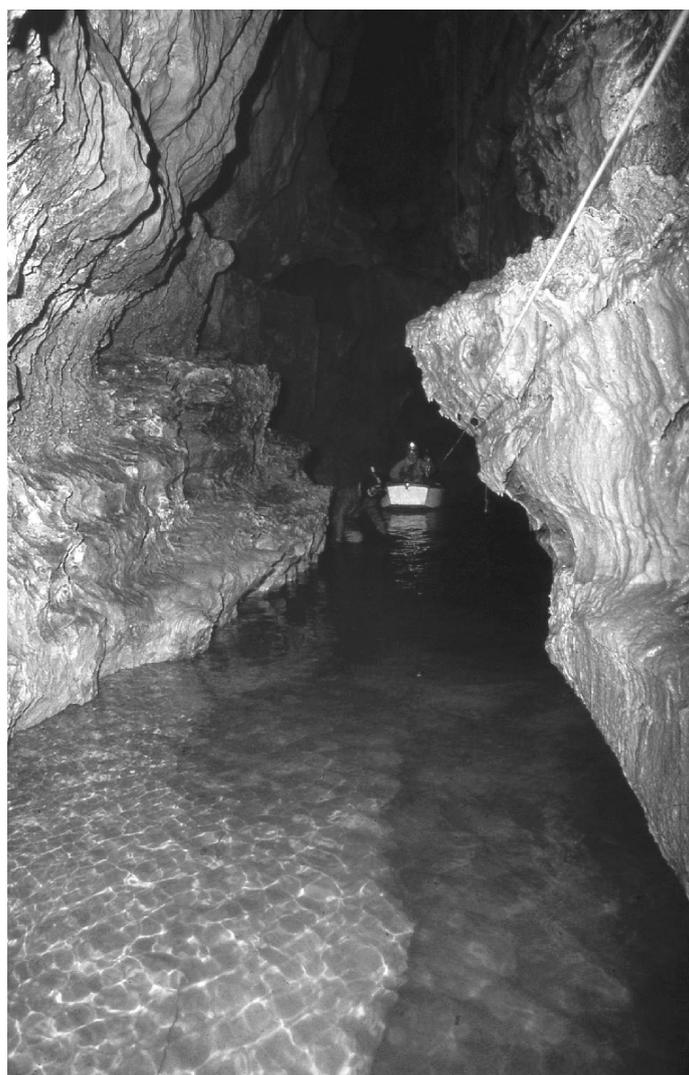
Grotta di Bossea: *Niphargus aquilex* (Schiödte) (foto E. Lana)

La frequentazione assidua della struttura laboratoristica all'interno della grotta, anche se non sempre e non esclusivamente dedicata agli aspetti biospeleologici, ha garantito nel tempo una sorveglianza continua sullo stato del popolamento animale a seguito della quale sembra di potersi affermare che i cambiamenti dell'assetto faunistico nel frattempo rilevati non dipendono dalla soggettività degli osservatori né dalla casualità dei rilevamenti.

Rientrano in questa casistica la scomparsa dei Chiroterri e la meno drastica ma pur sempre sensibile rarefazione della popolazione autoctona di Ortoterri del genere *Dolichopoda* ma, al



Grotta di Bossea : *Proasellus franciscoi* (Chappuis) (foto E: Lana)



Grotta di Bossea: il collettore principale del sistema carsico in condizioni di bassa portata

contrario di questi eventi che si sono andati affermando gradualmente nel corso degli anni e che sono probabilmente da mettere in relazione con la fruizione turistica della cavità, ha tutte le caratteristiche di un cambiamento interpretabile come il segnale di un “inquinamento” che merita particolare attenzione, la repentina riduzione (e forse ad oggi addirittura la scomparsa dal dreno principale del sistema carsico) della popolazione di *Niphargus aquilex* Schiödte, un Crostaceo Anfipode già ampiamente diffuso nelle acque di Bossea, sia in quelle correnti che nei tratti relativamente lenticì.

E' già stata messo in rilievo in altre occasioni la concomitanza dell'insediamento in quota, nel bacino di alimentazione del torrente della cavità, di una intensa attività pastorale e delle opere ed infrastrutture ad essa connesse (area di stabulazione, alterazione della cotica superficiale per l'apertura di piste di avvicinamento, rimozioni di terreno, insediamento di attività casearie in loco) con la comparsa, soprattutto dopo eventi di precipitazione e di infiltrazione delle acque dilavanti, di indici sensoriali di alterazione del corso d'acqua all'interno della grotta (maleodoranza, intorbidamento, presenza di schiume superficiali).

Tali inconvenienti sono strettamente legati alla forte permeabilità dell'alveo del Rio di Rocca Bianca, collettore delle acque superficiali dell'area, che tramite una serie di perdite alveari di diversa entità (da ristrette fratture a veri inghiottitoi) consente una massiva penetrazione degli inquinanti e dei fanghi trasportati nel sottostante acquifero carsico di Bossea.

A seguito di tali eventi sono state avviate ricerche mirate sulla persistenza e sulla ampiezza della popolazione di *Niphargus aquilex* (che si presumeva costituire la specie “bersaglio” di tali impatti): esse hanno confermato che, a differenza dell'altro Crostaceo tipico delle acque interne di Bossea, l'Isopode *Proasellus franciscocoli* (Chappuis), *Niphargus* risultava manifestare una particolare sensibilità, presumibilmente nei confronti del trasporto e della concentrazione di sostanza organica che, ovviamente, erano correlabili all'attività di cui si è detto sopra. Si è constatato a questo proposito che, dopo l'esito negativo delle ricerche effet-

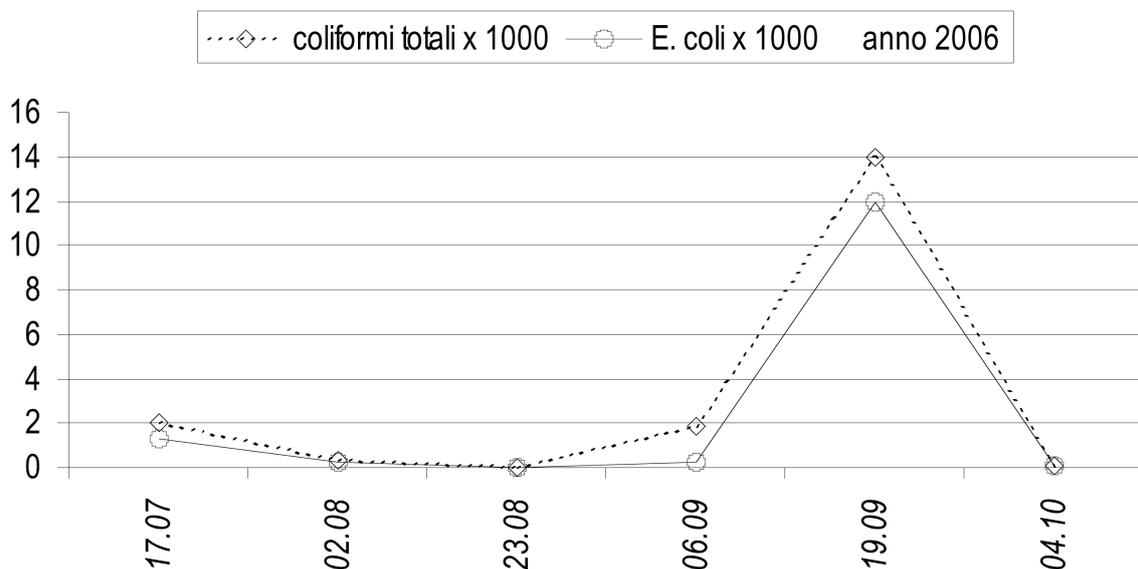
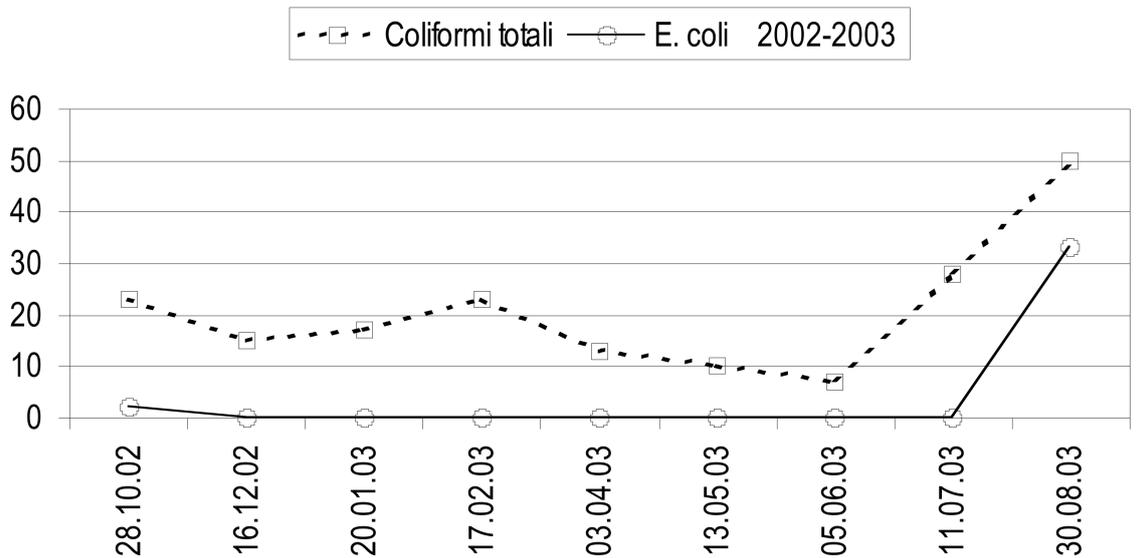


L'inghiottitoio principale del Rio di Rocca Bianca negli anni '90

tuare negli anni 2003-2004 nei siti del torrente tradizionalmente interessati dalla sua presenza, solo nel corso di un nuovo controllo realizzato nel tardo inverno 2005 è stato ritrovato un unico esemplare del Crostaceo, che ha testimoniato una sia pur ridottissima presenza residua della specie nelle acque del collettore principale del sistema carsico.

Una nuova campagna di ricerche effettuata nella primavera-estate 2006, non ha più portato ad alcun ritrovamento: si sono pertanto rafforzati i timori circa la scomparsa totale del *Niphargus* dal collettore principale del sistema carsico, (e quindi della sua zona accessibile all'uomo), con i danni che ne potrebbero derivare in termini di perdita di conoscenza scientifica oltre che sul piano biologico, ecologico e biogeografico.

L'ipotesi che si trattasse di problematiche legate ad un artificioso arricchimento di sostanza organica disciolta e/o trasportata richiedeva che venissero effettuati, per conferma, ulteriori analisi in merito ad altri indicatori di tale categoria di eventi inquinanti: la determinazione della carica batterica e, in particolare, di quella attribuibile a microrganismi di origine fecale, come i Batteri coliformi totali, l'*Escherichia coli* e gli Streptococchi fecali risultava quindi necessaria.



GROTTA DI BOSSEA (COLLETTORE PRINCIPALE) : ANALISI MICROBIOLOGICHE DELLE ACQUE, ANNI 2002-2003 (dati espressi in Unità Formanti Colonia /100 ml)			
Data di prelievo	Coliformi totali	Coliformi fecali	Escherichia coli
11/08/02	>100	4	/
22/08/02	39	9	/
30/9/02	48	4	/
28/10/02	23	1	2
16/12/02	15	0	0
20/01/03	17	0	0
17/02/03	23	0	0
03/04/03	13	0	0
13/05/03	10	0	0
05/06/03	7	0	0
11/07/03	28	0	0
20/08/03	50	42	33

La tabella riassume le presenze di coliformi totali, coliformi fecali ed *Escherichia coli* riscontrate nell'acqua del torrente Mora nel periodo di indagine: la presenza costante di coliformi totali in numero abbastanza elevato nel periodo estivo ed il riscontro di batteri fecali lasciava già ritenere probabile una contaminazione della falda da attività zootecniche esercitate in superficie.

GROTTA DI BOSSEA (COLLETTORE PRINCIPALE): ANALISI MICROBIOLOGICHE DELLE ACQUE, ANNO 2006 (UFC/100 ml)					
Data di prelievo	Coliformi totali	Coliformi fecali	Escherichia coli	Streptococchi fecali	Salmonella
17/07/2006	2000	1400	1300	100	assente
02/08/2006	320	100	210	56	assente
23/08/2006	30	16	13	0	assente
06/09/2006	1890	260	230	120	assente
19/09/2006	14000	14000	12000	1000	presente
04/10/2006	82	57	43	18	assente

La tabella riassume le presenze dei microrganismi elencati nell'acqua del torrente Mora, nel periodo d'indagine: è facilmente constatabile il forte incremento numerico di Coliformi totali, Coliformi fecali ed *Escherichia coli* nel periodo estivo-autunnale, nei confronti delle presenze riscontrate negli stessi mesi degli anni 2002-2003, indice di un sostanziale aumento della contaminazione delle acque ad opera delle attività zootecniche esercitate in superficie.

La valutazione dei risultati di quella ricerca microbiologica era confortata dal fatto che il Laboratorio di Bossea è in possesso di dati analoghi rilevati in anni precedenti da ARPA Piemonte che potevano servire come utile, anzi indispensabile, termine di paragone.

In questa sede è solo marginale rilevare che attualmente le acque della grotta non hanno un



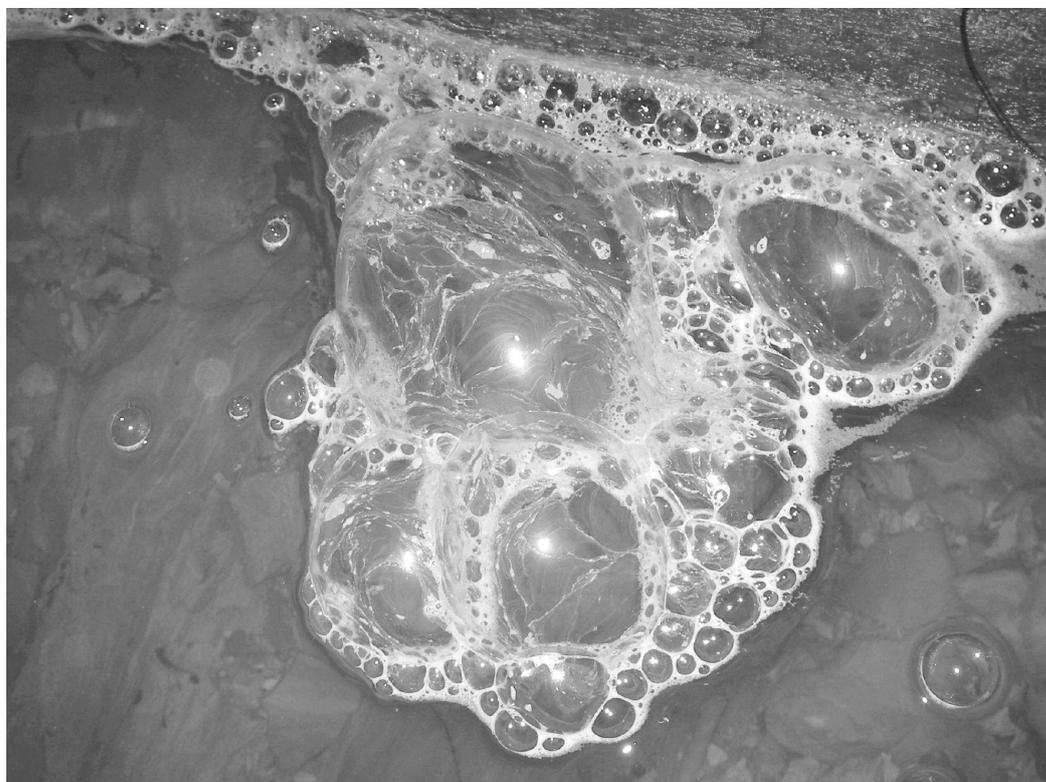
Testata del vallone del Rio di Roccia bianca con l'insediamento zootecnico visibile al centro della foto

utilizzo idropotabile ma non è superfluo ricordare che la normativa vigente (D.L. 152) richiede nelle acque potabili l'assenza di coliformi e di streptococchi e considera tre categorie di acque adatte alla potabilizzazione, delle quali la più restrittiva (categoria A1) indica in 50 UFC/100 ml, e 20 UFC/100 ml (UFC = Unità Formanti Colonia) rispettivamente per coliformi totali e coliformi fecalii, i limiti al di sotto dei quali un'acqua può essere potabilizzata intervenendo solo con trattamento fisico e disinfezione: livelli più elevati richiedono anche un trattamento chimico ed eventualmente interventi non più di tipo "blando" ma bensì di tipo "spinto".

Come risulta dai precedenti diagrammi e tabelle, i rilevamenti effettuati recentemente (19



Grotta di Bossea: schiume galleggianti nel collettore principale (19.09.2006)



Grotta di Bossea: schiuma galleggiante e sostanza organica trasportate nel collettore principale (19.09.2006)

settembre 2006) da ARPA Piemonte, testimoniano una carica batterica delle acque di Bossea che può arrivare fino a 14.000 coliformi totali e 12.000 *Escherichia coli* nel momento di più alto inquinamento, ma presenta comunque livelli assai elevati per tutta la stagione estivo-autunnale, (come si evidenzia dalla tabella allegata) anche oltre il periodo di permanenza delle mandrie nell'area di alpeggio, in particolare a seguito degli eventi pluviali ed infiltrativi: si tratta di cariche che, nell'ipotesi di un utilizzo potabile, richiederebbero interventi di livello "spinto", i cui costi sarebbero difficilmente sostenibili.

Le analisi microbiologiche condotte con periodicità mensile nel periodo da agosto 1982 ad agosto 1983 non avevano mai rilevato, per i coliformi totali, il superamento della soglia di 100 UFC/100 ml: si tratta dunque di un superamento eccezionale e significativo dei livelli di carica batterica "fisiologici" per quel tipo di acque.

In conclusione si intende qui ribadire la stretta interconnessione esistente fra le attività pastorali insediate nel bacino di assorbimento della grotta e le alterazioni che vi si riscontrano a livello della componente faunistica: ciò non vuole ovviamente significare la demonizzazione di una attività tradizionale e per molti versi ecocompatibile, ma allo stesso tempo si ritiene fondamentale, sia per l'importanza scientifica che la grotta di Bossea riveste che per la sua importanza come polo di attrazione turistica sostenibile, assumere tutti i provvedimenti atti ad interrompere ed invertire una tendenza che si dimostra pesantemente in contrasto con la salvaguardia dell'ambiente ipogeo.

L'auspicabile eliminazione o almeno una significativa riduzione dell'immissione degli inquinanti e dei fanghi nel sistema carsico, oltre ad indurre un miglioramento della qualità delle acque, dell'ambiente ipogeo e della sua fruibilità turistica, potrebbe anche comportare un ritorno nelle acque della grotta di *Niphargus aquilex*. Questo crostaceo, forse ancora presente nei dreni collaterali del sistema carsico ubicati a monte del collettore terminale e non interessati dall'inquinamento, potrebbe eventualmente ritrovare, in un torrente almeno parzialmente depurato, un habitat compatibile con la sua sopravvivenza per tornare ad esplicare il proprio ruolo all'interno di quell'importante ecosistema.

BIBLIOGRAFIA RECENTE

Peano G., Gili R.R., Villavecchia E. – Gestione antropica della prateria alpina in area carsica e problemi inerenti: i danni da alpeggio nella Grotta di Bossea. Lavoro presentato al convegno Internazionale International Show Caves Association, Grotte di Frasassi, 2004

Gili R.R., Peano G., Resta V., Villavecchia E. - Il laboratorio sotterraneo della Grotta di Bossea. Atti Convegno Nazionale "L'Ambiente Carsico e l'Uomo", Centro Stampa Provincia di Cuneo, 2005

Aragno M., Lana E., Morisi A., Peano G. – Variazioni della carica batterica nelle acque della Grotta di Bossea e loro possibili relazioni con la rarefazione delle popolazioni di *Niphargus* sp. (Crostacei anfipodi). Atti Convegno Nazionale "L'Ambiente Carsico e l'Uomo", Centro Stampa Provincia di Cuneo, 2005

Peano G., Vigna B., Villavecchia E. – L'evento alluvionale dell'ottobre 1996 nella Grotta di Bossea. Atti Convegno Nazionale "L'Ambiente Carsico e l'Uomo", Centro Stampa Provincia di Cuneo, 2005

Regis F. – La risorsa agrosilvopastorale, evoluzione storica ed esigenze di tutela ambientale. Ambiente carsico delle Valli Corsaglia e Maudagna. Atti Convegno Nazionale “L’Ambiente Carsico e l’Uomo”, Centro Stampa Provincia di Cuneo, 2005

ELENCO DEI RELATORI

Burigo Rosanna - *A.R.P.A.V., Belluno*

Calligaris Ruggero – *Associazione EreRemote, Trieste*

Cigna Arrigo – *Società Speleologica Italiana – International Show Caves Association*

Cucchi Franco – *Università di Trieste, Dipartimento di Scienze Geologiche*

Doleatto Domenico – *Politecnico di Torino, Dipartimento di Ingegneria del Territorio, dell’Ambiente e delle Geotecnologie*

Ferrini Gianluca – *Università dell’Aquila, Dipartimento di Scienze Ambientali*

Forti Paolo – *Università di Bologna, Dipartimento di Scienze della Terra – Istituto Italiano di Speleologia*

Giachino Pier Mauro – *Regione Piemonte, Settore Fitosanitario Regionale, Torino*

Grazioli Domenico – *ULSS n. 2 del Veneto, Dipartimento di Prevenzione*

Laureti Lamberto – *Università di Pavia, Dipartimento di Scienze della Terra*

Moretti Antonio – *Università dell’Aquila, Dipartimento di Scienze Ambientali*

Morisi Angelo – *ARPA del Piemonte, Dipartimento di Cuneo*

Neugebauer Davide – *Università dell’Aquila, Dipartimento di Scienze Ambientali*

Peano Guido – *Stazione Scientifica di Bossea, CAI di Cuneo*

Soccal Plinia – *A.R.P.A.V., Belluno*

Stagnini Enrico – *Università dell’Aquila, Dipartimento di Scienze Ambientali*

Tremul Antonella – *Associazione EreRemote, Trieste*

Vailati Dante – *Museo Civico di Scienze Naturali, Brescia*

Vigna Bartolomeo – *Politecnico di Torino, Dipartimento Ingegneria del Territorio, dell’Ambiente e delle Geotecnologie*

Zini Luca – *Università di Trieste, Dipartimento di Scienze Geologiche*

ELENCO DEI PARTECIPANTI

Agnesod Giovanni – *Aosta*
Allario Elio – *Cuneo*
Badino Vanni – *Mondovì*
Bicai Maria – *Cuneo*
Boglione Vittorio – *Cuneo*
Bongioanni Rosa Amelia – *Cuneo*
Borio Rino – *Fossano (CN)*
Brusadin Luigi – *Pordenone*
Cagliero Silvio – *Cuneo*
Califano Claudio – *Cuneo*
Calleris Valter – *Cuneo*
Calligaris Ruggero – *Trieste*
Camaglio Claudio – *Frabosa Soprana (CN)*
Camerini Renzo – *Cuneo*
Caramello Ester – *Villanova Mondovì (CN)*
Casanova Oscar – *Carmagnola (TO)*
Castelli Pier Maurizio – *Cagliari*
Castellino Elisa – *Borgo S.Dalmazzo (CN)*
Cestella Renzo – *Cuneo*
Chinini Francesco – *Toirano (SV)*
Cigna Arrigo – *Cocconato d'Asti*
Contino Maria – *Cuneo*
Cornara Giuseppe – *Cuneo*
Curti Marc – *Nizza*
D'Alema Anna Maria – *Imperia*
Dardanello Francesco – *Cuneo*
Delfino Claudio – *Cuneo*
Depaoli Maura – *Cuneo*
Elia Ezio – *Cuneo*
Elia Franco – *Cuneo*
Falco Renato – *Cuneo*
Ferrini Gian Luca – *L'Aquila*
Fino Umberto – *Cuneo*
Fissore Mario – *Cuneo*
Forti Paolo – *Bologna*
Gambetta Giorgio – *Robilante (CN)*
Garuzzo Gianfranco – *Alessandria*
Ghibauda Mario – *Peveragno (CN)*
Giannone Caterina – *Cuneo*
Giletta Carlo – *Cuneo*
Gili Rosa Rita – *Cuneo*
Gorret Ottavio – *Chivasso (TO)*
Grazioli Domenico – *Feltre*
Guerreschi Antonio – *Ferrara*
Laureti Lamberto – *Milano*
Lombardo Bruno – *Cuneo*
Maccario Cina – *Cuneo*
Maffi Mario – *Cuneo*
Magri Feredico – *Pinerolo (TO)*

Mamino Lorenzo – *Mondovì (CN)*
Manfredi Mauro – *Peveragno (CN)*
Martini Sergio – *Ventimiglia*
Marchisio Simona – *Cuneo*
Marzetti Bruna – *Cuneo*
Matis Pina – *Cuneo*
Moletti Bruna – *Cuneo*
Molinaro Ettore – *Bra (CN)*
Morisi Angelo – *Cuneo*
Morisi Silvana – *Cuneo*
Nesti Valter – *Borgio Verezzi (SV)*
Paolini Marisa – *Cuneo*
Parola Giovanna – *Cuneo*
Peano Guido – *Cuneo*
Peirano Aldo – *Frabosa Soprana (CN)*
Pellegrino Paolo – *Cuneo*
Priolo Diego – *Pinerolo (TO)*
Racca Giovanni – *Bra (CN)*
Radulesco Nicolas – *Monaco*
Ravera Adriano – *Boves (CN)*
Rostagno Giovanna – *Cuneo*
Russo Anna – *L'Aquila*
Sanino Domenico – *Cuneo*
Sarnataro Giuseppina – *Milano*
Schena Elma – *Boves (CN)*
Sciandra Adriano – *Cuneo*
Soldati Gian Carlo – *Cuneo*
Susa Ferdinanda – *Mondovì (CN)*
Tremul Antonella – *Trieste*
Verole Bozzello Vittorio – *Vergemoli (LU)*
Vigna Bartolomeo – *Mondovì (CN)*
Villavecchia Ezechiele – *Savigliano (CN)*
Violatto Silvia – *Fossano (CN)*