

BOSSEA MMXIII

CONGRESSO NAZIONALE

LA RICERCA CARSOLOGICA IN ITALIA

Frabosa Soprana (Cn) – Grotte di Bossea
22-23 giugno 2013

ATTI

LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA
STAZIONE SCIENTIFICA DI BOSSEA CAI CUNEO – COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE DEL CAI

BOSSEA MMXIII

CONGRESSO NAZIONALE

LA RICERCA CARSOLOGICA IN ITALIA

Frabosa Soprana (Cn) – Grotte di Bossea
22-23 giugno 2013

ATTI

LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA
STAZIONE SCIENTIFICA DI BOSSEA CAI CUNEO – COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE DEL CAI

Atti del Congresso Nazionale
LA RICERCA CARSOLOGICA IN ITALIA
FRABOSA SOPRANA (CN) – GROTTI DI BOSSEA 22-23 GIUGNO 2013

Organizzatori

LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA DEL CAI
DIPARTIMENTO DIATI POLITECNICO DI TORINO
COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE DEL CAI
COMUNE DI FRABOSA SOPRANA

Patrocini

PRESIDENZA GENERALE DEL CAI
SOCIATA' SPELEOLOGICA ITALIANA
ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA
PROVINCIA DI CUNEO

Collaborazioni

GRUPPO SPELEOLOGICO ALPI MARITTIME CAI CUNEO
PROVINCIA DI CUNEO
ASSOCIAZIONE ALTO CORSAGLIA, GROTTI DI BOSSEA
ASSOCIAZIONE CULTURALE E KYE', FONTANE
ARPA DEL PIEMONTE DIPARTIMENTO RADIAZIONI
ARPA VALLE D'AOSTA DIPARTIMENTO RADIAZIONI

Segreteria organizzativa e scientifica

LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA
Via Carlo Emanuele III, 22 . 12100 Cuneo
Telef. e Fax 0171/65483 E mail: *staz.scient.bossea@aruba.it*

COMITATO SCIENTIFICO

Giovanni Agnesod (ARPA Valle d'Aosta)
Giovanni Badino (Università di Torino)
Achille Casale (Università di Sassari)
Arrigo Cigna (ENEA)
Jo De Waele (Università degli studi di Bologna)
Roberta Delfanti (Centro Ricerche Ambiente Marino ENEA)
Gianluca Ferrini (Università dell'Aquila)
Dolores Fidelibus (Università degli studi di Bari)
Francesco Fiorillo (Università del Sannio di Benevento)
Stefano Furlani (Università di Trieste)
Pier Mauro Giachino (Regione Piemonte)
Enrico Lana (Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea)
Mario Parise (CNR – Bari)
Guido Peano (Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea)
Marco Petitta (Università di Roma La Sapienza)
Leonardo Piccini (Università degli Studi di Firenze)
Giuliana Madonia (Università di Palermo)
Sergio Rusi (Università G: D'Annunzio di Chieti-Pescara)
Mattia Sella (Comitato Scientifico Centrale del CAI)
Bartolomeo Vigna (Politecnico di Torino)

COMITATO ORGANIZZATORE

Cinzia Banzato (Politecnico di Torino)
Fabrizio Bianco (Politecnico di Torino)
Gianfranco Buscatti (Stazione Scientifica di Bossea)
Renzo Camerini (Stazione Scientifica di Bossea)
Rosarita Gili (Stazione Scientifica di Bossea)
Federico Marchionatti (Politecnico di Torino)
Stefania Menegatti (Politecnico di Torino)
Guido Peano (Stazione Scientifica di Bossea)
Bartolomeo Vigna (Politecnico di Torino)
Ezechiele Villavecchia (Stazione Scientifica di Bossea)

EDIZIONE GIUGNO 2016

REDAZIONE: Rosarita Gili, Enrico Lana, Guido Peano

COMPOSIZIONE GRAFICA: Enrico Lana

INTRODUZIONE

L'ambiente sotterraneo riveste un ruolo di grande importanza nell'ecosistema terra, *in primis* quale dispensatore di cospicue risorse idriche utilizzate per le necessità antropiche e innanzitutto per il consumo idropotabile.

Lo studio dell'ambiente ipogeo e dell'idrogeologia carsica riveste pertanto una funzione di primo piano ai fini della corretta fruizione e della tutela delle preziose risorse.

Nell'ambiente sotterraneo rivestono inoltre un ruolo assai importante gli studi realizzati nel settore Speleologia Fisica, oggi condotti in particolare negli ambiti Radioattività Naturale, Meteorologia e Paleoclimatologia.

Presenta parimenti alto interesse scientifico la ricerca biospeleologica rivolta soprattutto allo studio delle entità faunistiche specializzate che popolano l'ambiente sotterraneo e ne sono spesso esclusive, ma anche allo studio delle peculiari entità floristiche e microbiologiche reperibili nelle cavità ipogee.

Alla luce di quanto sopra il Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea, con la collaborazione del Dipartimento DIATI del Politecnico di Torino e del Comitato Scientifico Centrale del CAI, ha organizzato il Congresso Nazionale "La Ricerca Carsologica in Italia" ai fini di presentare a studiosi e ricercatori e ad un pubblico competente l'evoluzione e lo stato degli studi in questo settore nel nostro paese, nelle loro varie articolazioni. I lavori sono stati strutturati in quattro sessioni: Ricerca Geomorfologica, Ricerca Idrogeologica, Speleologia Fisica e Biospeleologia, nell'ambito delle quali sono state presentate oralmente o tramite poster quasi 40 comunicazioni scientifiche.

L'iniziativa, realizzata sotto il patrocinio della Presidenza Generale del Club Alpino Italiano, della Società Speleologica Italiana, dell'Istituto Italiano di Speleologia e della Provincia di Cuneo, ha avuto il fattivo sostegno del Comune di Frabosa Soprana, della Provincia di Cuneo e del Rotary Club di Cuneo

Il congresso ha annoverato complessivamente 120 iscritti e circa 40 relatori provenienti da ogni regione d'Italia e da alcuni paesi stranieri, appartenenti alla ricerca universitaria e ad istituzioni deputate allo studio o alla tutela dell'ambiente naturale ed antropico. L'alto livello delle comunicazioni scientifiche presentate ha ottenuto grande consenso dai partecipanti.

Fra gli Atenei rappresentati al congresso le Università di Bari, Bologna, Chieti, del Sannio, Firenze, L' Aquila, La Sapienza (Roma), Palermo, Pavia, , Roma 3, Sassari, Trieste, Urbino, l'Università Politecnica delle Marche ed i Politecnici di Bari e di Torino, nonché la Czech Technical University in Prague , l'University of Melbourne e l'International University of Monaco (Principato).

Fra le istituzioni deputate allo studio o alla tutela dell'ambiente naturale il CNR-IRPI di Bari, l'ENEA con il Centro Ricerche Ambiente Marino di Lerici S.Terenzo (SP), l'Istituto Italiano di Speleologia, , l'ARPA Friuli-Venezia Giulia, l'ARPA del Piemonte, l'Arpa Valle d'Aosta l'Associazione di Esplorazioni Geografiche La Venta, il Servizio Ricerca e Sviluppo del Parco Skocjanske Jame (Slovenia), la Sociedad Espeleologica de Cuba.

Le tematiche di alto interesse trattate nel congresso hanno avvinco un uditorio assai preparato che ha accettato di buon grado il ritmo serrato dei lavori ed il protrarsi delle sedute fino ad ore notevolmente tarde, mentre le visite della grotta e delle installazioni scientifiche, guidate da Guido Peano, condirettore del laboratorio, e da Bartolomeo Vigna, professore incaricato presso il Politecnico di Torino, hanno consentito una ottimale presentazione sul campo delle ricerche in corso.

Guido Peano

IL LABORATORIO CARSOLOGICO SOTTERRANEO DI BOSSEA

Il Laboratorio Carsologico Sotterraneo della Grotta di Bossea è stato istituito nel 1969 con finalità di studio, tutela e valorizzazione dell'ambiente carsico. Le attività di ricerca vengono oggi realizzate negli ambiti Idrogeologia Carsica, Meteorologia Ipogea, Radioattività Naturale, Biospeleologia.

Il laboratorio è attualmente gestito dalla Stazione Scientifica di Bossea del CAI di Cuneo, in collaborazione con il Comitato Scientifico Centrale del CAI che ne è contitolare. I suoi operatori scientifici e tecnici, appartenenti a diverse sezioni piemontesi e liguri del CAI, svolgono la loro attività a titolo interamente volontario e non percepiscono alcun rimborso per le rilevanti spese sostenute.

Il laboratorio costituisce, per quanto ci consta, l'unica struttura permanente destinata alla ricerca scientifica sperimentale nell'ambito del Club Alpino Italiano, ed un caso forse più unico che raro di sopravvivenza pluridecennale, e in piena attività operativa, di un organismo scientifico basato esclusivamente sul volontariato.

Un verso virgiliano "*Felix qui potuit rerum cognoscere causas*" (Georgiche, II, 489), assunto ad emblema del laboratorio, può esprimere efficacemente le motivazioni che hanno ispirato i suoi fondatori e tuttora animano i loro epigoni.

L'ORIGINE E IL PRIMO SVILUPPO DEL LABORATORIO

Il laboratorio di Bossea è stato insediato da una piccola équipe di soci del Gruppo Speleologico Alpi Marittime del CAI di Cuneo, che installarono nella grotta le prime elementari attrezzature scientifiche,

L'attività di ricerca fu impostata fin dall'inizio negli ambiti Idrogeologia Carsica, Meteorologia Ipogea e Biospeleologia. Questo embrione del laboratorio, denominato Stazione Scientifica di Bossea, ha avuto negli anni seguenti una crescita lenta ma continuativa, con il progressivo incremento della dotazione strumentale e degli indirizzi di ricerca. Nei primi anni di attività ha avuto importanza fondamentale il sostegno prestato da numerosi soci del Gruppo Speleologico nell'installazione delle strutture di base del laboratorio e dei primi strumenti.

Nel primo decennio la Stazione Scientifica di Bossea ha operato assai attivamente nel settore biospeleologico, realizzando nella grotta omonima e in altre grotte del cuneese un'intensa ricerca faunistica che ha portato alla scoperta di molte entità ipogee nuove per la scienza e ad importanti conoscenze sul popolamento biologico dell'ambiente sotterraneo.

Nel contempo furono effettuate le prime ricerche idrogeologiche e meteorologiche, con la installazione nel Canyon del torrente di una stazione idrometrica per la misurazione continuativa della portata del collettore del sistema carsico. Fu così possibile la correlazione delle variazioni del regime del torrente ipogeo con le precipitazioni esterne, con le temperature delle acque e dell'atmosfera all'interno della grotta, e con i dati forniti dalle prime analisi idrochimiche.



Galleria degli gnomi



Il Lago Loser

L'EVOLUZIONE NEI SUCCESSIVI DECENNI

A partire dal 1980 la Stazione Scientifica poté usufruire di contributi specifici continuativi, erogati da alcune pubbliche amministrazioni. Ciò consentì un marcato sviluppo della ricerca idrogeologica con l'installazione nella zona superiore della grotta (Canyon del torrente) di un primo laboratorio dotato di vari strumenti per l'acquisizione in continuo di fondamentali parametri fisici e chimici delle acque e della temperatura atmosferica in siti diversi di questo settore della cavità. Di qui in poi ebbe luogo un progressivo incremento della strumentazione ed un parallelo sviluppo dell'attività di ricerca.

Nel 1981 ha avuto inizio una collaborazione continuativa con il Dipartimento Georisorse e Territorio (oggi Dipartimento DIATI) del Politecnico di Torino, tuttora in atto, che ha comportato un forte incremento qualitativo e quantitativo degli studi e delle acquisizioni scientifiche.

Nel 1990 il laboratorio ed il Politecnico di Torino hanno pubblicato un volume di Atti con tutti i risultati dell'attività di ricerca condotta fino al momento..

Fra il 1990 ed il 2013 ha avuto luogo una notevole attività di diffusione scientifica e culturale articolata in 8 convegni e congressi di livello nazionale od internazionale, realizzati in collaborazione con pubbliche amministrazioni od organismi del CAI. A ciò si sono affiancati 6 corsi di formazione o di aggiornamento per gli insegnanti e per gli operatori naturalistici del CAI. Ha inoltre avuto luogo la pubblicazione di diversi volumi di Atti (cinque complessivamente fra il 1991 ed il 2008), relativi ai convegni effettuati.

Nel 1991 la Stazione Scientifica di Bossea ha assunto un suo status autonomo nell'ambito della Sezione CAI di Cuneo, nel ruolo di Commissione Scientifica della medesima.

Nei primi anni '90 è iniziata l'installazione, in ambienti collaterali alla Sala del Tempio (zona inferiore della cavità), di un nuovo laboratorio fisico-chimico, più agevolmente accessibile e di capienza adeguata alle nuove installazioni strumentali. Il precedente insediamento è tuttavia rimasto in esercizio come laboratorio avanzato per i rilevamenti idrogeologici e meteorologici nelle zone più remote della grotta, effettuati tramite strumentazione completamente automatizzata.

Nel corso degli anni sono stati inoltre installati in zone diverse della cavità numerosi impianti periferici minori per il completamento della rete di acquisizione dei parametri ambientali.

A partire dall'ultimo decennio del secolo scorso il Politecnico di Torino ha progressivamente affiancato alla strumentazione del laboratorio, in siti differenti della grotta, propria strumentazione di rilevamento dei dati idrogeologici, che ha consentito di monitorare nuove venute idriche di particolare interesse con notevole incremento delle conoscenze acquisite.

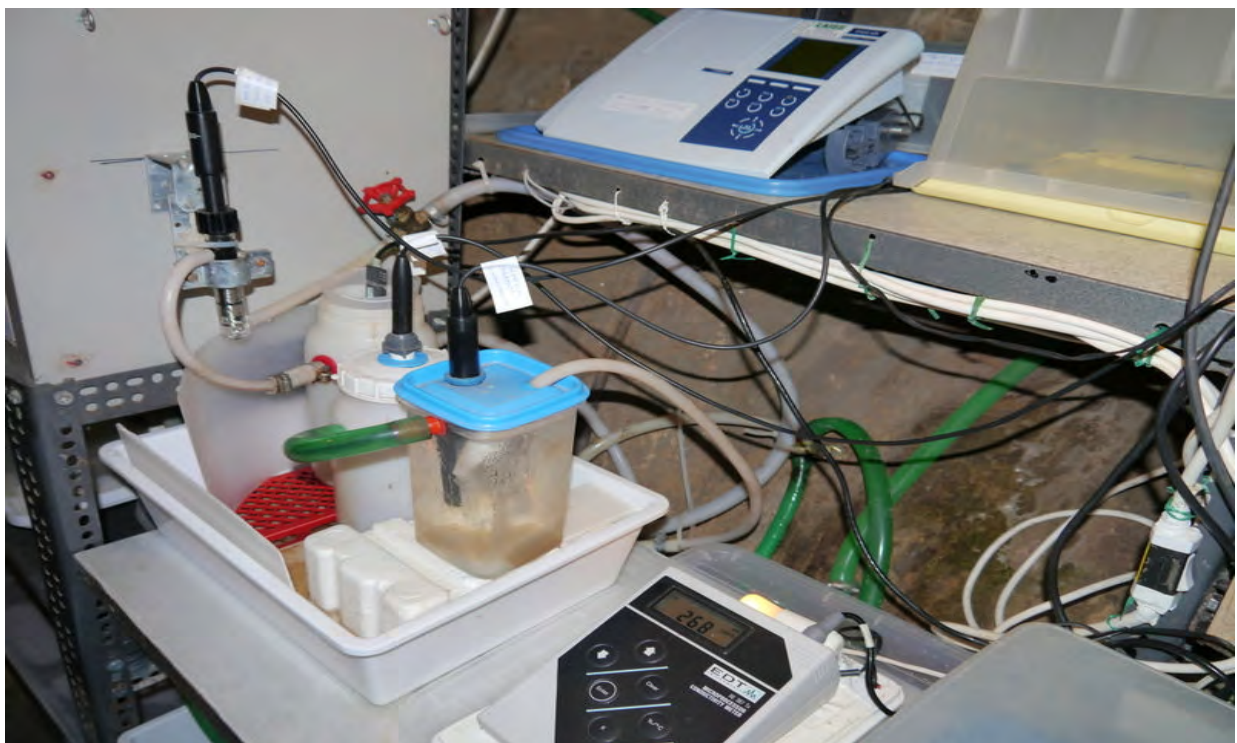
Nel 1994 si è aggiunto agli indirizzi di ricerca già in atto lo Studio della Radioattività Naturale nell'ambiente sotterraneo, foriero di importanti risultati nei due decenni seguenti.

Dal 1996 ha avuto inizio una collaborazione continuativa con il Comitato Scientifico Centrale del CAI, promossa dal past-president Claudio Smiraglia e dallo scrivente allora membro del CSC. Tale cooperazione ha avuto sanzione formale nella convenzione stipulata nell'anno 2007 fra la Sede Centrale del CAI e la Sezione di Cuneo, nell'ambito della quale il CSC è divenuto contitolare del laboratorio insieme con la Stazione Scientifica di Bossea. L'organismo ha pertanto assunto la nuova denominazione di Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea.

In tale occasione è stata istituita una Commissione di Indirizzo e Programmazione, per l'impostazione nelle grandi linee dell'attività annuale del laboratorio, oggi costituita dai rappresentanti della Stazione Scientifica di Bossea, della Sede Centrale del CAI, della Sezione CAI di Cuneo, del Gruppo Regionale CAI Piemonte e del Politecnico di Torino.



Sezione Radioattività Naturale: rilevamento continuativo del radon nelle acque



Sezione elettrometrica: misurazione dei parametri fisico-chimici delle acque

LA SITUAZIONE ODIERNA

Oggi il Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea costituisce una sede assai attiva di ricerca carsologica sperimentale, grazie ad innovativi indirizzi di studio e ad installazioni strumentali molto specializzate, ideate e finalizzate per le specifiche esigenze delle ricerche in atto, che hanno fornito conoscenze di grande interesse..

L'attività del laboratorio è sempre realizzata dagli operatori volontari del CAI, in collaborazione con il Politecnico di Torino.

Nei suoi 47 anni di esistenza l'equipe del laboratorio è stata quasi interamente rinnovata, anche ripetutamente, ma sono stati sempre assicurati la continuità degli intenti iniziali ed il carattere totalmente volontario dell'attività dei suoi operatori.

Nel corso degli anni sono state acquisite altre importanti collaborazioni con diversi organismi scientifici operanti nell'ambito dello studio o della salvaguardia dell'ambiente naturale ed antropico, che verranno citate nel proseguo.

La ricerca idrogeologica

Il sistema carsico di Bossea, per la presenza di situazioni geomorfologiche ed idrogeologiche diverse nell'ambito del suo esteso sviluppo, costituisce un acquifero campione di grande interesse ai fini dello studio delle circolazioni idriche sotterranee, ben rappresentativo di alcune importanti tipologie di drenaggio, che offre ampie opportunità di ricerca e di ulteriore approfondimento delle conoscenze.

Allo studio delle circolazioni idriche nei grandi dreni si è associato, più recentemente, quello delle circolazioni nei dreni minori e nei microdreni impostati sui reticoli di fratture del massiccio, presenti non solo nei calcari ma anche nelle quarziti molto fratturate e nelle metavulcaniti cataclastiche che li contornano, che erogano al sistema carsico, in specie nelle stagioni secche, significative aliquote della portata complessiva dell'acquifero.

Insieme con il Politecnico di Torino vengono pertanto effettuate indagini a tutto campo, molto precise e dettagliate, sulle differenti tipologie di drenaggio. In queste ricerche viene impiegata strumentazione quasi sempre automatizzata, talora inserita, nel laboratorio principale, in piccole reti telematiche locali.

Un importante progresso nel rilevamento e nella gestione dei dati idrogeologici è stato realizzato dal Politecnico di Torino con l'installazione di un sistema per la trasmissione via cavo dei medesimi ad un elaboratore esterno consultabile via web. L'impianto che già attualmente recapita agli studi dei ricercatori, in tempo reale, dati relativi a parametri diversi rilevati nel torrente e nella Polla delle Anatre, potrà essere assai potenziato in futuro con il collegamento a diversi altri strumenti di misura.

La ricerca comporta, oltre allo studio delle caratteristiche geo-morfologiche, tettoniche e litologiche del massiccio, la marcatura delle acque sotterranee con traccianti ottici o chimici per la conoscenza della geografia dei deflussi, ed il predetto rilevamento di una vasta gamma di parametri fisici e chimici delle acque. La correlazione delle acquisizioni ottenute ha fornito importanti conoscenze in merito alle caratteristiche idrodinamiche ed idrogeochimiche delle circolazioni carsiche ed agli assetti strutturali e funzionali dei drenaggi allo studio.



Misurazioni puntuali della concentrazione del radon nelle acque



Impianto di filtrazione e distribuzione delle acque

La ricerca meteorologica

Lo studio meteorologico dell'ambiente sotterraneo, causa carenze della strumentazione ed un impegno operativo ridotto, non ha potuto avere applicazioni e sviluppi paragonabili a quelli del predetto settore. Ha tuttavia permesso di acquisire una sufficiente conoscenza della situazione climatica del complesso ipogeo e delle essenziali correlazioni intercorrenti fra il regime del torrente ed i più significativi parametri atmosferici, quali temperatura, pressione, umidità relativa, evapocondensazione, direzione e velocità delle circolazioni aeree, misurati in modo continuativo o soltanto puntuale in alcune zone della cavità.

Inoltre viene condotto da più anni il rilevamento del CO² atmosferico e lo studio delle variazioni della sua concentrazione in rapporto alla presenza antropica ed al regime del torrente nelle zone inferiore e superiore della grotta.

Lo studio della radioattività naturale nell'ambiente sotterraneo

Lo studio della radioattività naturale ha trovato nella Grotta di Bossea condizioni ambientali di particolare interesse, essendo il sistema carsico spesso delimitato dalle metavulcaniti, costituite soprattutto da porfiroidi fratturati o cataclastici, con rilevante contenuto in radioisotopi delle diverse serie di decadimento radioattivo. Dal processo di decadimento del ²³⁸Uranio deriva il gas ²²²Radon che diffonde dalle rocce emittenti nelle acque e nell'atmosfera del sistema carsico ed è presente nella grotta in concentrazioni molto interessanti a fini di studio, ma non ancora nocive alla salute degli operatori scientifici e turistici entro determinati e ben noti limiti temporali di permanenza.

Il radon si concentra nell'atmosfera della grotta grazie ad un doppio processo: emissione da parte dei porfiroidi che nella zona inferiore costituiscono la gran parte del pavimento e delle pareti della cavità; trasporto idrico dalla zona allagata e per lunghi tratti completamente sommersa del sistema carsico, situata a monte della grotta, dove si verifica un diretto trasferimento del gas dalle rocce all'acqua, e successivo passaggio dalle acque all'atmosfera nella zona aerata.

La ricerca ha pertanto comportato lo studio della distribuzione e della concentrazione dei radionuclidi nelle diverse tipologie di rocce presenti nella grotta e dei predetti processi di emissione e diffusione del radon nell'ambiente ipogeo. In questo ambito è stata avviata una ricerca d'avanguardia sulle dinamiche di scambio del gas fra matrice rocciosa, acque ed atmosfera nel sistema carsico di Bossea, che può essere realizzata grazie alla disponibilità di una strumentazione innovativa per la misurazione in continuo del radon nelle acque, fornitaci come prototipo dalla casa produttrice (Saphymo GmbH di Francoforte). Nel corso di questa ricerca sono state ottenute nuove interessanti acquisizioni in merito ai rapporti esistenti fra le variazioni del livello di falda nel massiccio e la liberazione e la risalita del radon dalle rocce emittenti, con evidente incremento di questo processo legato all'aumento della pressione delle acque sulle rocce del basamento cristallino.

Gli studi suesposti sono stati e vengono tuttora realizzati tramite collaborazioni periodiche o continuative con diversi organismi scientifici operanti nel settore specifico, quali la Sezione Radiazioni dell'ARPA Valle d'Aosta, il Dipartimento Radiazioni di Ivrea dell'ARPA del Piemonte, il Centro Ricerche Ambiente Marino dell'ENEA di Lerici - S. Terenzo, e nel periodo 2006-2010 la Facoltà di Scienze Nucleari ed Ingegneria Fisica dell'Università Tecnica Ceca di Praga.

La ricerca biologica

La ricerca biologica ha avuto un rilevante impulso negli anni più recenti, soprattutto nell'ambito sistematico e biogeografico, con la scoperta nel sistema carsico di Bossea di molte entità faunistiche nuove per la scienza. Lo stato dell'arte è esposto nel proseguo da Enrico Lana, responsabile della ricerca biologica del laboratorio: il laboratorio sotterraneo di Bossea ha curato fin dall'inizio gli aspetti biologici della ricerca carsologica. Angelo Morisi, recentemente scomparso, vi condusse ricerche negli anni '70 e impiantò nel laboratorio allevamenti di specie provenienti da altre grotte. Un inventario di 50 specie animali rinvenute nella cavità fu stilato da Morisi nel 1991. Dopo un decennio di stasi, le ricerche biologiche sono riprese negli anni '90 con lo studio del ciclo vitale di coleotteri ipogei per poi focalizzarsi su indagini faunistiche del sistema sotterraneo di Bossea.

Il numero delle specie citate per il sistema è raddoppiato e 5 specie nuove per la scienza sono state identificate, di cui 4 endemiche insieme al palpigrade *Eukoenenia strinatii*. Dopo una prima sperimentazione nel 2014, si vorrebbe prossimamente allestire una esposizione permanente al pubblico dei principali organismi ipogei viventi nella grotta.

OPERATORI E COLLABORATORI DEL LABORATORIO

DIREZIONE: DIREZIONE: Guido Peano (Stazione Scientifica di Bossea CAI Cuneo)
Carlo Alberto Garzonio (Comitato Scientifico Centrale del CAI)
Bartolomeo Vigna (DIATI Politecnico di Torino)

SEGRETERIA: Rosarita Gili (Stazione Scientifica di Bossea - CAI Cuneo)

GESTIONE ED ELABORAZIONE DEI DATI: Ezechiele Villavecchia (Stazione Scientifica di Bossea - CAI

INFORMATICA: Michele Pregliasco (CAI Savona)

IDROGEOLOGIA: Bartolomeo Vigna – Guido Peano – Ezechiele Villavecchia – Davide Cassini

METEOROLOGIA: Ezechiele Villavecchia - Guido Peano

RADIOATTIVITA' NATURALE: Guido Peano - Ezechiele Villavecchia – Enrico Lana – Patrizia Diani (CAI Savona) - Bartolomeo Vigna – Alessandro Pastorelli (Speleo Club CAI Sanremo)

BIOSPELEOLOGIA: Enrico Lana (Stazione Scientifica di Bossea - CAI Cuneo - AGSP)

RILEVAMENTO TOPOGRAFICO: *Renato Sella (Gruppo Speleologico Biellese- AGSP) – Enrico Lana

STRUMENTAZIONE: *Gianfranco Buscatti - *Tiziano Buscatti - *Massimo Castano (IMAS srl)

INSTALLAZIONE DI BASE: Renzo Camerini (CAI Peveragno) - *Mauro Peirone - *Michelangelo Bruno - *Giovanni Racca (CAI Bra)

IMPIANTI IDRAULICI: Alessandro Pastorelli - *Stefano De Villa (Gruppo Speleo – Torrentistico CAI Bordighera) – Massimiliano Rubattu (Speleo Club CAI Sanremo)

L'organigramma comprende sia gli operatori permanenti che i collaboratori saltuari contrassegnati nell'elenco con un asterisco.

Come si può facilmente constatare concorrono all'attività del laboratorio ricercatori e tecnici provenienti da diverse sezioni CAI del Piemonte e della Liguria. Questo carattere intersezionale dell'équipe testimonia il diffuso apprezzamento e la forte attrattiva del laboratorio in una vasta area geografica, anche nei confronti degli appartenenti a sezioni notevolmente distanti dalla sede dell'attività di ricerca.

Ciò sta trovando ulteriore riscontro nella collaborazione fornita da equipe di soci dello Speleo Club CAI Sanremo, del Gruppo Speleo Torrentistico CAI Bordighera e del Gruppo Grotte CAI Savona nella realizzazione di alcuni importanti interventi strutturali nell'ambito del laboratorio, correlati al Convegno Nazionale "Bicentenario della Grotta di Bossea" che avrà luogo nei giorni 9-10 luglio del corrente anno.

Guido Peano

Per aprire un articolo , selezionarlo
col mouse dall'elenco sottostante
(To open an article, select it from
the summary by a mouse click)

SOMMARIO

LA RICERCA GEOMORFOLOGICA IN ITALIA

Ilenia Maria D'Angeli, Esteban Ruben Grau Gonzales, Tomaso Bontognali, Stefano Torriani, Nicola Tisato, Jo De Waele NUOVE EVIDENZE SULLA GENESI DEGLI SPETTACOLARI SPELEOTEMI DELLA CUEVA GRANDE DE SANTA CATALINA, MATANZAZ (CUBA)	1
Cipriano Di Maggio, Giuliana Madonia, Vincenza Messina, Marcello Panzica La Manna, Marco Vattano IL CARISMO NEL RILIEVO GESSOSO DI ROCCA DI ENTELLA (SICILIA OCCIDENTALE)	5
Paolo Forti, Francesco Lo Mastro A NAICA (MESSICO) IL PIÙ PROFONDO LABORATORIO SPERIMENTALE IPOGEO DEL MONDO	15
Lamberto Laureti IL CONTRIBUTO ITALIANO AGLI STUDI DI MORFOLOGIA E IDROLOGIA CARISICA NEL CORSO DEGLI ULTIMI 150 ANNI	25
Giuliana Madonia, Marcello Panzica La Manna, Marco Vattano TRENT'ANNI DI RICERCHE CARISOLOGICHE NELLE EVAPORITI DELLA SICILIA	37
Mario Parise, Mariangela Pepe ESEMPI DI CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICO-CARISICA IN PUGLIA	49
Leonardo Piccini CONDIZIONAMENTO GEO-STRUTTURALE ED ANALISI TRIDIMENSIONALE DEL SISTEMA CARISICO DEL MONTE CORCHIA (ALPI APUANE, TOSCANA)	57
Francesco Sauro, Freddy Vergara, Antonio De vivo, Jo De Waele IMAWARÌ YEUTA: UNA NUOVA GROTTA NELLE QUARZO-ARENITI DELL'AUYAN TEPUI, REGIONE BOLIVAR, VENEZUELA	65
Jo De Waele, Leonardo Piccini, Francesco Sauro, Paola Tognini TAVOLA ROTONDA SULLA GEOMORFOLOGIA	71

LA RICERCA IDROGEOLOGICA IN ITALIA NELLE ROCCE CARBONATICHE

Cinzia Banzato CONFRONTO TRA I SISTEMI VENE-FUSE, PESIO E SOMA	73
Fabrizio Bianco, Federico Marchionatti, Stefania Menegatti Studio delle sorgenti carsiche nel progetto ALIRHYS: Alpi Latine – Identificazione delle Risorse HYdriques Sotterranee	81
Gilberto Calandri I SISTEMI IDROCARSICI DEL FINALESE (PROV.SAVONA) ASPETTI CHIMICO-FISICI	89
Francesco Faccini, Luigi Perasso LE AREE CARSICHE DI PARTICOLARE INTERESSE IDROGEOLOGICO DELLA LIGURIA	97
M. Dolores Fidelibus, Vito Specchio MECCANISMI DI TRASPORTO DI MASSA NELL'ACQUIFERO CARSICO COSTIERO DEL SALENTO (PUGLIA): MODELLO CONCETTUALE	109
Francesco Fiorillo TREND AND FLUCTUATION OF LONG KARST SPRING DISCHARGE SERIES	127
Adriano Fiorucci, Barbara Moitre STUDIO IDROGEOCHIMICO DEL SISTEMA CARSICO DI BOSSEA - (PIEMONTE MERIDIONALE)	131
Francesca Banzato, Lucia Mastrotrillo, Torquato Nanni, Stefano Palpacelli, Marco Petitta, Paola Vivalda L'ACQUIFERO CARBONATICO FRATTURATO DELLE SORGENTI DEL FIUME ASO (PARCO NAZIONALE DEI MONTI SIBILLINI): VALUTAZIONI SULLA RISORSA RINNOVABILE E SULL'AREA DI ALIMENTAZIONE	137
Leonardo Piccini, Elena Giannini, Valentina Malcapì, Emilio Poggetti, Bruno Steinberg MONITORAGGIO IDRODINAMICO DI UN SISTEMA CARSICO: RISULTATI PRELIMINARI DI UN ANNO D'INDAGINI ALLA SORGENTE POLLACCIA (ALPI APUANE – TOSCANA)	147
S. Rusi, G. Marinelli, W. Palmucci LA GESTIONE DELL'EMERGENZA TORBIDITA' DELLE SORGENTI CARSICHE DEL TAVO (APPENNINO CENTRALE)	155
Laura Sanna DATI PRELIMINARI SUI CARATTERI FISICO-CHIMICI DELLE ACQUE SOTTERRANEE DEL COMPLESSO CARSICO DI CODULA ILUNE (SARDEGNA CENTRO-ORIENTALE)	161
Laura Sanna, Salvatore Cabras NUOVO SEGMENTO DEL FLUMINEDDU SOTTERRANEO NEL SUPRAMONTE MERIDIONALE (SARDEGNA): PIGGIOS DE JANAS	169
Bartolomeo Vigna MODELLI CONCETTUALI RELATIVI AGLI ACQUIFERI IN ROCCE CARBONATICHE	177

BIOSPELEOLOGIA

Achille Casale, Enrico Lana	
LA SCOPERTA DELLA VITA IPOGEA IN PIEMONTE	189
Pier Mauro Giachino, Dante Vailati	
RIFLESSIONI SULLA TERMINOLOGIA BIOSPELEOLOGICA: I CONCETTI DI TROGLOBIO, TROGLOFILO E TROGLOSSENO	195
Enrico Lana	
EVOLUZIONE DELLE RICERCHE FAUNISTICHE INTORNO ALLA GROTTA DI BOSSEA	201

SPELEOLOGIA FISICA

M. Barsanti, I. Delbono, A. Schione, R. Delfanti, G. Peano, A. A. Cigna	
RADIOATTIVITÀ NEI CAMPIONI DI ROCCIA DELLA PARTE INFERIORE DELLA GROTTA DI BOSSEA	209
L. Bessone, A. Cossu, J. De Waele, P. Marcia, L. Sanna, F. Sauro, S. Taiti	
ESA CAVES: UN PROGRAMMA DI MONITORAGGIO SOTTERRANEO SVILUPPATO PER L'ADDESTRAMENTO DI ASTRONAUTI	215
Arrigo A. Cigna	
ALCUNE CONSIDERAZIONI SUL RADON IN GROTTA	221
Vanja Debevec, Peter Jovanovic	
MONITORAGGIO AMBIENTALE E RADIOPROTEZIONE NELLE GROTTA DI SKOCJAN, SLOVENIA	229
Andrea Fiaschi, Fiorenzo Gei	
2007-2012 SEI ANNI DI RILEVAMENTI AMBIENTALI E DEL RADON IN GROTTA FORRA LUCIA (720/T/PO) (MONTI DELLA CALVANA - PRATO)	233
Lenka Thinova, Katerina Rovenska, Ales Fronka	
THE OVERVIEW OF THE RADON AND ENVIRONMENTAL CHARACTERISTIC MEASUREMENTS IN THE CZECH SHOW CAVES	241
G. Peano, E. Villavecchia, M. Faure Ragani, M. Ducourtil, G. Agnesod, E. Chiaberto, E. Serena, R. Tripodi, A. Prandstatter, M. Magnoni	
MONITORAGGIO DEL RADON ATMOSFERICO NELLA GROTTA DI BOSSEA TRAMITE DOSIMETRI PASSIVI ..	247
Mara Loreti	
LA RICOSTRUZIONE PALEOCLIMATICO-AMBIENTALE DELL'APPENNINO UMBRO MARCHIGIANO, DURANTE IL PLEISTOCENE MEDIO E SUPERIORE, ATTRAVERSO LO STUDIO DEI DEPOSITI IN GROTTA ..	255
Francesco Mantelli, Licia Lotti, Francesco De Sio, Alessandro Montigiani, Franco Occhini	
L'ESTRAZIONE DEL MARMO IN APUANE: EPISODI DI INQUINAMENTO E IDROCHIMICA DELLE ACQUE DEL COMPLESSO CARSICO DEL MONTE CORCHIA	269
Paola Tuccimei, Carlo Lucchetti, Mauro Castelluccio, Gabriele De Simone, Massimo Moroni	
RADON SURVEY IN A SHALLOW CAVERN AND IN SOIL GAS (TOR MARANCIA, ROMA). IMPLICATIONS FOR RADON TRANSPORT	279

Nuove evidenze sulla genesi degli spettacolari speleotemi della Cueva Grande de Santa Catalina, Matanzas (Cuba)

ILENIA MARIA D’ANGELI⁽¹⁾, ESTEBAN RUBEN GRAU GONZALES^(2,3,4), TOMASO BONTOGNALI⁽⁵⁾, STEFANO
TORRIANI⁽⁵⁾, NICOLA TISATO^(4,5), JO DE WAELE^(1,6)

INTRODUZIONE

Matanzas è una città situata sulla costa settentrionale dell’Isola di Cuba a circa 90 km ad Est dell’Avana. I suoi dintorni sono conosciuti per la presenza di alcune delle più belle grotte al mondo. In una serie di terrazzi marini, costituiti da calcari coralligeni di età compresa tra il Pliocene e l’Attuale (DUCLOZ, 1963), si sono formate, su più livelli, alcune cavità con andamento suborizzontale. La planimetria rivela come le cavità seguano delle discontinuità tettoniche, creando dei labirinti con gallerie che s’incrociano ad angolo quasi retto. La morfologia degli ambienti sotterranei indica che si sono formate all’interfaccia tra acqua salata e dolce, nella cosiddetta zona di miscelazione. Si tratta probabilmente di *flank margin caves*, grotte che si formano in zone costiere, in particolare quelle caratterizzate da rocce carbonatiche ancora poco diagenizzate (eogenetiche) (MYLROIE & CAREW, 1990).

La Cueva Grande de Santa Catalina si apre a circa 20 m s.l.m su uno dei terrazzi (Terrazzo di Yucayo probabilmente di età Pleistocenica inferiore), localizzata a ~20 km ad Est di Matanzas, e ~4 km ad Est del villaggio di Carbonera. Grazie ai suoi eccezionali speleotemi, e per la sua valenza storica, la grotta fu dichiarata Monumento Nazionale nel 1996. E’ caratterizzata da oltre 10 km di gallerie, spesso riccamente

decorate e sviluppate su vari livelli. Gli speleotemi presenti nel livello superiore sono quelli di maggiore interesse scientifico ed oggetto di questo lavoro.

DESCRIZIONE DEGLI SPELEOTEMI PARTICOLARI

La parte superiore della grotta è riccamente concrezionata con l’abbondante presenza di speleotemi comuni come stalagmiti, stalattiti, colonne, vaschette, colate e perle di grotta. Oltre a queste forme, molto comuni in tantissime grotte di Cuba e delle aree subtropicali, si trovano anche forme molto più rare come *cave clouds*, coni, calcite flottante, *folia* e “funghi”. Queste ultime hanno reso famosa la grotta in tutto il mondo (Fig. 1).



Fig. 1 – I famosi “funghi” di Santa Catalina (foto Jo De Waele).

¹ Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Bologna University, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italy, ileniamaria.dangeli@studio.unibo.it; jo.dewaele@unibo.it

² Comité Espeleológico de Matanzas, Sociedad Espeleologica de Cuba.

³ Fundación Antonio Núñez Jiménez de la Naturaleza y el Hombre – Cuba, matanzas@fanj.cult.cu

⁴ La Salle 3D - International Team, Photo, Video and Documentation, www.lasalle3d.com

⁵ ETH Zurich, Geological and Integrative Biology Institutes, Soneggstrasse 5, 8092 Zurich, Switzerland,

tomaso.bontognali@erdw.ethz.ch; nicola.tisato@erdw.ethz.ch

⁶ Associazione di Esplorazioni Geografiche la Venta, Via Priamo Tron 35/F, 31030, Treviso

CAVE CLOUDS

Il soffitto e la parte alta delle gallerie suborizzontali della grotta sono localmente tappezzate di concrezioni mammellonari note con il nome di *cave clouds* (HILL & FORTI, 1997) (Fig. 2).



Fig. 2 – Concrezioni mammellonari note in letteratura come cave clouds (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

Si tratta di concrezioni calcitiche laminate dalle forme rotonde che ricoprono uniformemente le pareti ed i soffitti degli ambienti interessati. Queste concrezioni si formano al di sotto del livello d'acqua in genere prossima alla superficie, ma possono crescere fino ad una profondità d'acqua di oltre 10 metri (HILL & FORTI, 1997). In alcuni casi le forme rotonde sono interessate da intensi fenomeni di corrosione subaerea (mostrano moltissimi buchi millimetrici e strati calcitici in fase di disfacimento). Non sempre queste concrezioni coprono la parete, ma talvolta protrudono formando delle sfere o delle forme a pera attaccate al soffitto con un peduncolo più o meno grosso. In questi casi alcune *cave cloud* mostrano un foro centrale, di forma irregolare, attorno al quale sono cresciuti dei coralloidi (Fig. 3).



Fig. 3 – Cave clouds con foro centrale e coralloidi (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

CALCITE FLOTTANTE

In tutto il ramo superiore della Cueva Grande di Santa Catalina il pavimento è coperto da scaglie di calcite per spessori che raggiungono localmente anche il metro (Fig. 4).



Fig. 4 – Deposito metrico di calcite flottante (foto Jo De Waele).

Si tratta di calcite flottante accumulata sul fondo di bacini d'acqua ora prosciugati. In alcuni casi i depositi di queste scaglie di calcite bianca sono attualmente coperti da concrezioni stalagmitiche o di colata di formazione più recente.

Le scagliette hanno spessori che superano il millimetro e si accumulano sui bordi delle gallerie e sul pavimento formando dei pacchetti e lasciando molti spazi vuoti tra le scaglie (Fig. 5).



Fig. 5 – Scaglie di calcite flottante spesse, appoggianti sulle pareti (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

CONI

Associati allo speleotema precedente, in alcuni ambienti della grotta si trovano forme coniche, alte fino a due metri, interamente composte da calcite flottante (Fig. 6). Si tratta di con, che in questo caso raggiungono dimensioni straordinariamente grandi. I con sono accumuli di calcite flottante, a forma di cono, che si depositano sott'acqua in un punto in cui lo stillicidio fa affondare le scaglie di calcite flottante che man mano si formano (CHIESI & FORTI, 1987; HILL & FORTI, 1997).



Fig. 6 – Sinistra: cono sezionato che mostra che sia composto interamente da calcite flottante; Destra: due coni alto oltre due metri (foto Jo De Waele).

FOLIA

Folia sono speleotemi molto rari, descritti soprattutto da grotte termali, che crescono sui soffitti o su pareti spesso aggettanti. In qualche modo assomigliano molto a vasche stalagmitiche, solo che sono capovolte e appoggiate ai soffitti (AUDRA *et alii*, 2009; DAVIS, 2012). A Santa Catalina sono molto ben sviluppate, raggiungono diametri di vari decimetri e profondità della concavità di alcuni centimetri (Fig. 7). Si trovano sempre in rami ciechi in vicinanza ad ingressi verticali che portano direttamente alla superficie esterna soprastante di stante meno di 10 metri.



Fig. 7 – Una cascata di folia (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

FUNGHI

Ma le concrezioni più spettacolari della Cueva Grande di Santa Catalina sono le concrezioni a forma di fungo, che possono raggiungere altezze di 2,5 metri e si trovano in una estesa zona dei rami superiori. Sono sempre associati a coni, alla calcite flottante ed ad una serie di baldacchini che bordano le pareti degli ambienti sotterranei. Il cappello dei

funghi, i baldacchini ed altri segni che indicano un stazionamento di livello d'acqua del passato, si trovano tutti alla medesima quota.

Mentre il cappello dei funghi è costituito da calcite porosa, che ingloba talvolta anche delle scagliette di calcite flottante, il bordo inferiore del cappello mostra delle specie di vele, larghe fino a qualche centimetro e globose (Fig. 8).



Fig. 8 – Cappello di un fungo con le grosse vele globulose sotto (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

Il gambo dei funghi, largo da un decimetro ad oltre mezzo metro, mostra talvolta delle concrezioni mammellonari (piccole *cave clouds*) ed è composto da calcite microcristallina, che crea degli strani disegni a poligoni (Fig. 9).



Fig. 9 – Il disegno a poligoni sul gambo del fungo (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

In tutto il livello superiore della grotta se ne contano oltre 100, rendendo Santa Catalina unica nel mondo (NUÑEZ JIMENEZ, 1973). Alcuni funghi sono cresciuti al di sopra di una stalagmite molto più vecchia e di colore grigio scuro (Fig. 10).

GENESI DEGLI SPELEOTEMI

L'associazione speleotemica di coni, calcite flottante, *cave clouds* e *folia* è tipica di grotte termali, in cui una forte evaporazione e/o degassamento di CO₂ causa una rapida sovrasaturazione dell'acqua, portando alla formazione di ingenti quantità di calcite (AUDRA *et alii*, 2002, 2009). Questo minerale crea una pellicola flottante che può aderire ai bordi delle vaschette o dei laghi sotterranei, oppure affondare sotto punti di stillicidio formando dei coni sul fondo. In tale contesto, sulle pareti aggettanti dei laghi, si possono formare anche le *folia*, mentre in profondità la calcite si deposita in strati formando le cosiddette *cave clouds*.



Fig. 10 – Concrezione scura, più vecchia, alla base del fungo (foto Nicola Tisato, La Salle 3D).

Nella Cueva Grande de Santa Catalina il meccanismo di formazione sembra invece non essere legato alla risalita di acque termali. Il clima subtropicale, la vicinanza alla superficie esterna, e la presenza di molti ingressi potrebbe aver causato la fortissima evaporazione dei laghi sotterranei, generando le condizioni ideali per la formazione di questi speleotemi. Anche i “funghi” potrebbero essersi formati nella zona di oscillazione del livello dell'acqua, per un lento accrescimento subacqueo ed accumulo di calcite flottante. Tale studio approfondisce le conoscenze sui meccanismi alternativi di formazione di speleotemi quali *cave clouds*, *folia* e funghi in ambienti non termali.

RINGRAZIAMENTI

La spedizione in Cuba è stata organizzata da La Salle 3D - International Team, Photo, Video and Documentation nel Dicembre 2012.

OPERE CITATE

- AUDRA P., BIGOT J.-Y. & MOCOCHAIN L., 2002 - *Hypogenic caves in Provence (France). specific features and sediments*. Acta Carsologica, 31(3): 33-50.
- AUDRA P., MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y. & NOBÉCOURT J.-C., 2009 - *The association between bubble trails and folia: a morphological and sedimentary indicator of hypogenic speleogenesis by degassing, example from Adaouste Cave (Provence, France)*. International Journal of Speleology, 38: 93-102.
- CHIESI M. & FORTI P., 1987 - *Studio morfologico di due nuove cavità carsiche dell'Iglesiente (Sardegna Sud occidentale)*. Ipoantropo, 4: 40-45.
- DAVIS D.G., 2012 - *In defense of a fluctuating-interface, particle-accretion origin of folia*. International Journal of Speleology, 41(2): 189-198.
- DUCLOZ CH., 1963 - *Etude géomorphologique de la région de Matanzas, Cuba*. Archives des Sciences Genève, 16(2): 351-422.
- HILL C.A. & FORTI P., 1997 - *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville.
- MYLROIE J. E. & CAREW J. L., 1990 - *The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms*. Earth Surface Processes and Landforms, 15: 413-424.
- NUÑEZ JIMENEZ A., 1973 - *Las formaciones fungiformes y su importancia para conocer las fluctuaciones del mar*. Proceedings of the VIth International Congress on Speleology, Olomouc, vol. 1: 519-527.

Il carsismo nel rilievo gessoso di Rocca di Entella (Sicilia occidentale)

CIPRIANO DI MAGGIO ⁽¹⁾, GIULIANA MADONIA ⁽¹⁾, VINCENZA MESSANA ⁽²⁾, MARCELLO PANZICA LA MANNA ⁽³⁾,
MARCO VATTANO ^(1,4)

RIASSUNTO

Con il presente contributo vengono descritti i risultati di uno studio geomorfologico condotto sulle forme carsiche dell'area di Rocca di Entella. Rocca di Entella costituisce un rilievo isolato localizzato nel settore nord-occidentale dei Monti Sicani (Sicilia occidentale), nella Valle dell'Alto Belice. Questo rilievo è costituito da una successione di unità prevalentemente gessose del Messiniano superiore che giacciono in discordanza su terreni silico-clastici del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. L'assetto geomorfologico dell'area è il risultato del modellamento operato da differenti processi morfogenetici che hanno dato origine a forme del rilievo influenzate da fattori lito-strutturali e da fenomeni di sollevamento tettonico. Data la natura gessosa delle rocce affioranti, il carsismo è piuttosto diffuso e si manifesta con lo sviluppo di forme superficiali e sotterranee. Le prime consistono principalmente in forme di piccole dimensioni (karren) e depressioni di tipo dolina, presenti sulla porzione sommitale del rilievo; le seconde in numerose cavità fra le quali quella di maggiore sviluppo e interesse è la Grotta di Entella, motivo di istituzione di una riserva naturale da parte della Regione Siciliana. Grotte di modesta estensione sono impostate in corrispondenza di fratture e trincee, lungo la zona di testata di una frana di scorrimento rotazionale multiplo di roccia.

ABSTRACT

The results of a geomorphological study performed on karst features of the Rocca di Entella gypsum area are described. Rocca di Entella is a hill located in the north-western sector of Sicani Mountains (western Sicily), within the Alto Belice Valley. The relief consists mainly of an Upper Messinian succession of gypsum units which lie in disconformity on Lower Messinian-Upper Tortonian siliciclastic rocks. The geomorphology of the area is governed by the lithological and structural setting and by Quaternary tectonic uplifting. These causes influenced the morphogenetic processes creating specific landforms. Because of the gypsum outcroppings, karst is quite widespread and displays many surficial and subterranean landforms. The first are mainly small-scale forms (karren) and solution dolines which occur on the summit area of the hill. As regards the underground landforms the most developed cave is Grotta di Entella which is the reason for the establishment of a nature reserve from the Sicilian Regional Government. Several small cavities follow fracture

planes and trenches along the head area of a large multiple rock rotational slide.

KEY WORDS: *geomorphology, gypsum karst, Sicily.*

INTRODUZIONE

Il rilievo di Rocca di Entella (556 m s.l.m.) è localizzato nel settore nord-occidentale dei Monti Sicani (Sicilia occidentale), nella Valle dell'Alto Belice, poco a monte della confluenza tra il Fiume Belice Destro e il Fiume Belice Sinistro. Si tratta di un rilievo isolato di natura gessosa interessato da numerose forme carsiche superficiali e sotterranee, tra cui la Grotta di Entella che per le sue peculiarità morfologiche e speleogenetiche ha permesso, nel 1996, l'istituzione della Riserva naturale omonima da parte della Regione Siciliana che ne ha affidato la gestione al Club Alpino Italiano - Sicilia *Onlus*.

Per la sua conformazione e la sua strategica posizione geografica, tale rilievo ha rappresentato una conquista importante per tutte le popolazioni che, nei secoli, si sono succedute nella Sicilia occidentale. La sua sommità ospita i resti di *Entella*, città di origine elima e distrutta da Federico II nel 1246.

Pur essendo un sito di rilevanza archeologica, antropizzato sin da epoche remote, la Rocca di Entella riveste un ruolo importante dal punto di vista naturalistico-ambientale, soprattutto in un contesto comprensoriale notevolmente modificato dall'attività dell'uomo, benché a carattere tradizionale ed estensivo. La morfologia del rilievo consente uno stato di conservazione soddisfacente, soprattutto nell'ambiente rupicolo e nelle grotte, con la presenza di specie vegetali ed animali di rilevante interesse. Per tali peculiarità, nel 2000, il biotopo è stato riconosciuto quale SIC (Sito di Importanza Comunitaria) e ZPS (Zona a Protezione Speciale) dalla Comunità Europea (ITA020042 *Rocche di Entella*).

Dal 2011 la Riserva Naturale Integrale "Grotta di Entella" fa parte della *Rete delle aree protette ricadenti in territori con presenza di rocce evaporitiche*, istituita dalla Regione Siciliana con il fine di promuovere lo studio, la conoscenza e la salvaguardia di questi ambienti, molto ben rappresentati in Sicilia (MADONIA *et alii*, in questo volume).

Nel presente lavoro verranno descritti i risultati di uno studio geomorfologico condotto sulle forme carsiche presenti.

¹ Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare, Università degli Studi di Palermo, Italia

² R.N.I. "Grotta di Entella" - CAI Sicilia onlus, Palermo, Italia

³ Regione Siciliana - Dipartimento Regionale dell'Ambiente, Palermo, Italia

⁴ ANS Le Taddarite, Palermo, Italia

ASSETTO GEOLOGICO

Rocca di Entella è ubicata alle propaggini nord-occidentali dei Monti Sicani, costituendo un segmento della catena siciliana. In quest'area affiorano terreni di copertura terziari depositi originariamente in bacini satellite, che si sono successivamente scollati e incorporati nei settori frontali della catena a partire dal Messiniano superiore. Questi terreni hanno un'età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pliocene inferiore e sono costituiti principalmente da depositi terrigeni di natura argillo-marnosa, da evaporiti e, in minima parte, da calcari marnosi. Complessivamente essi costituiscono unità superficiali di *roof thrust* che si sovrappongono ai duplex carbonatici mesozoici derivanti dalla deformazione di rocce appartenenti ai domini paleogeografici di piattaforma saccense e trapanese (Unità Carbonatiche Esterne) (VITALE, 1995; CATALANO *et alii*, 1996).

Rocca di Entella è formata prevalentemente da una successione di unità gessose riferibili alla formazione Cattolica (Messiniano superiore) del Gruppo Gessoso-solfifero (CATALANO *et alii*, 2010). Tale successione è costituita da almeno dieci cicli gessosi separati da sottili livelli carbonatici. Dal basso verso l'alto i primi due cicli sono costituiti da gesso selenitico massivo con cristalli fino a 1 m di lunghezza; dal terzo ciclo il gesso massivo è seguito da gesso selenitico stratificato e dal sesto ciclo al top del gesso selenitico stratificato si rinviene gesso selenitico ramificato. La parte più alta della successione contiene progressivamente più livelli di calcilutite e il decimo ciclo è verosimilmente formato da calcari massivi spessi almeno 2 m (ROVERI *et alii*, 2006). Esigui affioramenti non cartografabili di gesso detritico e gesso microcristallino sono presenti in alcuni settori del rilievo. La successione gessosa poggia su depositi silico-clastici della formazione Terravecchia (Messiniano inferiore-Tortoniano superiore) ed è ricoperta da calcari-marnosi dei Trubi (Pliocene inferiore), presenti solo in piccoli lembi. Terreni più recenti affiorano nelle immediate vicinanze dell'area studiata e sono costituiti da alternanze di depositi clastici di ambiente torbiditico e costiero (formazione Marnoso Arenacea del Belice, Piacenziano-Gelasiano) e da arenarie e sabbie di mare basso (formazione Agrigento, Santerniano) (DI STEFANO & VITALE, 1993; DI STEFANO *et alii*, 2011). I depositi quaternari continentali presenti nell'area sono costituiti da prodotti eluviali e depositi colluviali olocenici non cementati, spessi da circa 50 cm a 3 m, con livelli di clasti spigolosi e/o arrotondati, cocci di vasellame e abbondante matrice terrosa.

I principali sistemi di faglie sono costituiti da: faglie inverse ad alto angolo, orientate in direzione NO-SE, ENE-OSO, ONO-ESE e N-S, che hanno determinato contatti laterali tra i gessi e le litologie argillo-marnose della formazione Terravecchia; faglie inverse con direzione NO-SE e NNE-SSO, che interessano le unità gessose e che hanno determinato la sovrapposizione del settore nord-orientale del rilievo di Rocca di Entella rispetto alle porzioni meridionale, orientale e più settentrionale. Tali faglie, in accordo con i dati di letteratura riferiti ad aree contermini (VITALE, 1995), sono verosimilmente riconducibili agli eventi compressivi del Messiniano superiore e del Pliocene inferiore.

ASSETTO GEOMORFOLOGICO

L'assetto geomorfologico dell'area è il risultato del modellamento operato da differenti processi morfogenetici che hanno dato origine a svariate forme del rilievo controllate dalla struttura. In generale, è possibile individuare due distinti settori, ognuno dei quali contrassegnato da uno stile geomorfologico definito da una peculiare associazione di forme: il rilievo gessoso di Rocca di Entella, caratterizzato da morfologie riconducibili principalmente a erosione selettiva (Fig. 1) e carsismo, caduta di detrito, crolli, dilavamento e scorrimenti traslativi o rotazionali multipli; le pendici argillo-marnose disuniformi e debolmente inclinate, contrassegnate da forme dovute soprattutto a processi fluviali, dilavamento, soliflusso, colamenti e scorrimenti rotazionali singoli (Fig. 2).

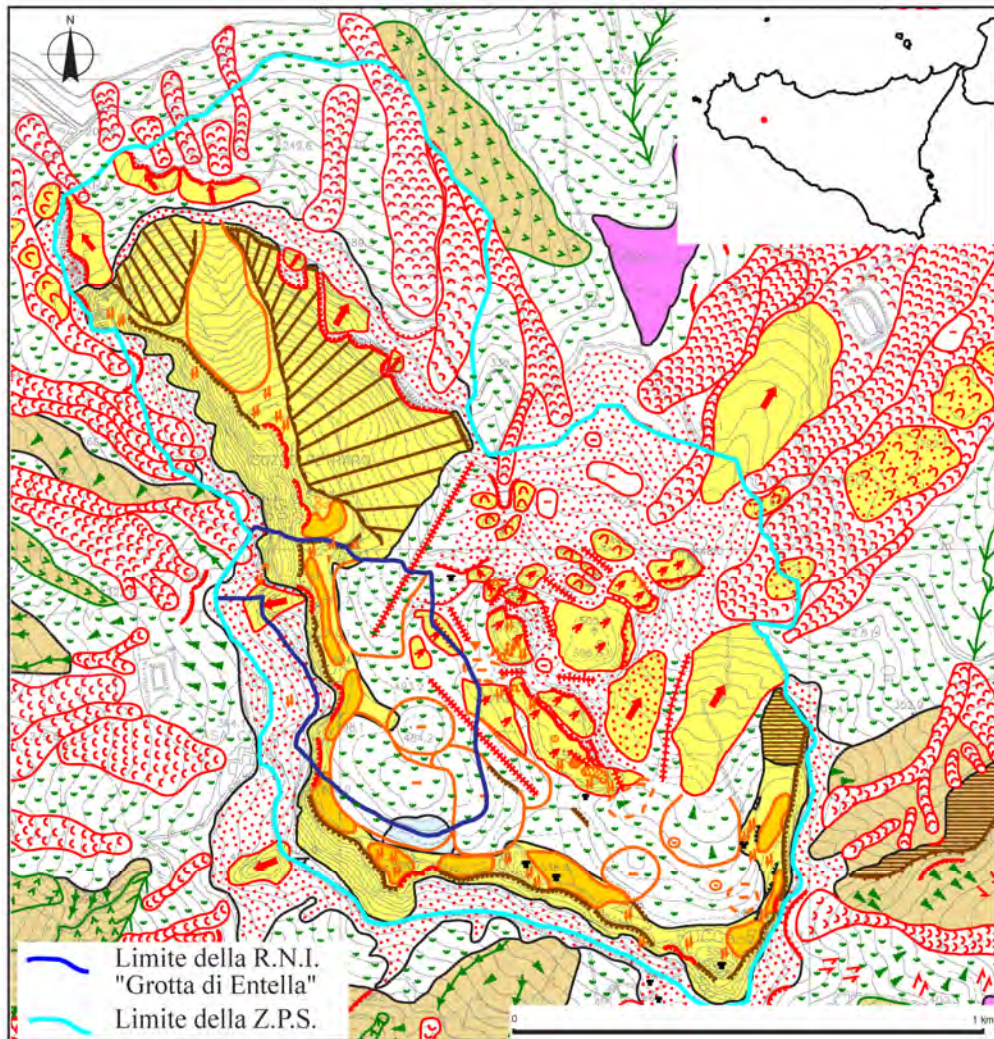
Rocca di Entella costituisce un rilievo isolato bordato da scarpate di linea di faglia obsequenti, alte fino a 120 m e a tratti degradate. Questo rilievo ha avuto origine a seguito di processi di approfondimento fluviale che hanno essenzialmente interessato le aree circostanti al rilievo, impostate in rocce argillose facilmente erodibili, e risparmiato l'area in esame impostata in rocce gessose più resistenti.



Fig. 1 – Il rilievo isolato di Rocca di Entella bordato da scarpate di linea di faglia obsequenti a tratti degradate.

La presenza di rocce resistenti (gessi) intercalate fra rocce facilmente erodibili (unità a componente argillosa della formazione Terravecchia e dei Trubi) ha inoltre consentito lo sviluppo di fenomeni di inversione del rilievo che hanno portato alla formazione di un alto topografico (la Rocca di Entella) in corrispondenza di un'area di basso strutturale (Fig. 1; blocco ribassato da faglie – cfr. Vattano, 2008).

Nel settore nord-orientale l'esumazione, alla base di questo rilievo, di un piano di contatto tra gessi e depositi argillosi sottostanti ha favorito l'insorgere di una grande frana che si diparte dalle aree sommitali del rilievo, fino a raggiungere il fondovalle, per una lunghezza complessiva SO-NE di circa 1.5 km. Si tratta di un movimento complesso con profondità massima di diverse decine di metri, di tipo scorrimento rotazionale multiplo di roccia con masse gessose localmente interessate da scorrimenti traslativi in blocco, che evolve a colata di terra/detrito nelle zone medio-terminali (Fig. 2, 3).



LEGENDA

Litologie del substrato

- Calcarei marnosi bianchi (fm Trubi), **Pliocene inf.**
- Unità evaporitica. **Messiniano sup.**
- Argille, marne argillose con sabbie e orizzonti arenacei (Fm Terravecchia), **Tortoniano sup. - Messiniano inf.**

Forme del rilievo

Forme a controllo strutturale

- Versante di linea di faglia
- Scarpata di morfoselezione
- Superficie strutturale inclinata

Forme legate all'azione della gravità

- Scarpata di frana
- Trincea
- Depressione chiusa
- Area interessata da soliflusso
- Corpo di frana di scorrimento rotazionale attivo
- Corpo di frana di scorrimento traslativo di roccia in blocco
- Corpo di frana di scorrimento traslativo di blocchi
- Blocco interessato da scorrimento rotazionale multiplo
- Blocco interessato da colamento
- Detrito coinvolto nei movimenti franosi
- Corpo di frana di colamento

- Detrito di versante con massi di crollo

Forme legate all'azione delle acque superficiali

- Fondo di valle a V
- Solchi e rivoli
- Area interessata da dilavamento diffuso
- Deposito colluviale sciolto a luoghi pedogenizzato. Olocene.

Forme carsiche

- Dolina
- Dolina dal contorno non definito
- Dolina aperta
- Dolina di crollo
- Spianata carsica
- Area interessata da karren
- Bolla di scollamento
- Area interessata da dorsali di compressione
- Inghiottoio
- Grotta

Forme poligeniche e antropiche

- Glacis di erosione in roccia tenera
- Area di interesse archeologico
- Orlo di scarpata di cava inattiva

Fig. 2 – Carta geomorfologica e localizzazione del rilievo di Rocca di Entella.

La zona di testata della frana è contrassegnata dalla presenza di scarpate di distacco e di trincee ad andamento NO-SE, parzialmente riempite da detriti e suoli rimaneggiati, coincidenti verosimilmente con antichi piani di faglia su cui si è realizzato il sollevamento del settore nord-orientale del rilievo; il fianco sinistro (settore NO) del corpo di frana appare delimitato da una trincea ad andamento NNE-SSO coincidente anch'essa con una faglia.



Fig. 3 – La frana di scorrimento rotazionale multiplo lungo il versante nord-orientale di Rocca di Entella.

I versanti argillo-marnosi sono caratterizzati da forme di ruscellamento areale e concentrato, da diffusi movimenti franosi riconducibili principalmente a movimenti di tipo colamento, e da vallecicole a V o a conca. Le valli a fondo piatto, dovute alla presenza di pianure alluvionali lungo il fondovalle, si hanno in corrispondenza del corso d'acqua principale (Fiume Belice) o in modesti e discontinui tratti dei corsi d'acqua minori. Piccoli lembi di *glacis* di erosione in roccia tenera sono presenti a diverse quote lungo i versanti a sud, a est e a nord-est della Rocca di Entella.

FORME CARSICHE

Nella Rocca di Entella il carsismo si manifesta con lo sviluppo di forme sia superficiali che sotterranee.

Le forme carsiche superficiali sono principalmente costituite da karren e da depressioni di tipo dolina. Le cavità sotterranee sono rappresentate sia da grotte di soluzione s.s., sia da cavità impostate lungo fratture connesse al movimento franoso del settore nord-orientale del rilievo.

I KARREN

I karren sono ampiamente diffusi in tutta l'area e si sviluppano con una vasta gamma di tipologie, in relazione alle peculiarità litologico-strutturali delle rocce presenti. Per una loro descrizione si è fatto riferimento alla classificazione proposta da MACALUSO & SAURO (1996), MACALUSO *et alii* (2001) e agli studi condotti da FORTI (1996). Si distinguono: microforme a "controllo cristallino", influenzate dalle dimensioni e dalla struttura dei cristalli di gesso; microforme, in cui almeno due dei tre parametri dimensionali (es.: larghezza

e profondità) sono dell'ordine di uno o pochi millimetri; piccole forme, in cui due dei tre parametri dimensionali (lunghezza, larghezza, profondità) sono dell'ordine dei centimetri e dei decimetri ma, generalmente, inferiori al metro.

Le microforme a controllo cristallino sono ben rappresentate sugli esigui affioramenti di gesso di neoformazione a grandi cristalli. Questi karren possono derivare da particolari tipi di nanoforme e la loro origine è strettamente controllata dalla struttura dei cristalli di gesso, cui contribuiscono la pendenza delle superfici e la solubilità intrinseca del gesso stesso. In particolare, sono stati individuati: depressioni di soluzione, karren a zig-zag, solchi rettilinei paralleli al piano di geminazione e stretti pinnacoli (Fig. 4; cfr. FORTI, 1996).



Fig. 4 – Stretti pinnacoli a controllo cristallino e micincriateri legati all'impatto di gocce di pioggia su cristalli di gesso di neoformazione.

Le microforme si sviluppano essenzialmente sul gesso detritico a granulometria fine e sul gesso microcristallino. Nell'area di studio esse, pertanto, sono poco diffuse, in relazione alla esiguità di tali affioramenti, presenti solamente nel settore orientale e in quello nord-occidentale del rilievo. Si tratta essenzialmente di microsolchi rettilinei o quasi rettilinei, aventi larghezze dell'ordine degli 1-2 mm, lunghezze fra pochi centimetri e qualche decimetro e profondità inferiori ai 2 mm, associati in fasci con disposizioni sub-parallele e talvolta impostati in corrispondenza di karren di maggiori dimensioni. Su alcune superfici si osservano anche delle "microcrestine", minute dorsali larghe meno di 1 mm o intorno al millimetro e lunghe fra pochi millimetri e qualche centimetro. Su alcune di esse si elevano punte aciculari sottili ed aguzze (cfr. MACALUSO *et alii*, 2001).

Nella Rocca di Entella i karren maggiormente diffusi sono rappresentati dalle piccole forme. In particolare, sono stati riconosciuti: scannellature, solchi, depressioni di tipo vaschetta, forme di soluzione selettiva, montagnole e recinti anulari da licheni, spianate di soluzione che per le loro dimensioni potrebbero rientrare nella categoria delle mesoforme.

Le scannellature interessano superfici nude di gesso selenitico a piccoli cristalli (1-2 cm) e nella maggior parte dei casi si sviluppano in complessi paralleli lungo mini versanti

sub-verticali. L'origine delle scannellature a sviluppo verticale può essere legata a flussi prolungati di decantazione; nel caso specifico tali flussi sono favoriti o dalla presenza di banconi di gesso sovrastanti le pareti e protesi verso l'esterno, tali da permettere la decantazione lenta dell'acqua verso il basso, ovvero per la presenza di tasche di suolo sommitali, con la funzione di rilasciare l'acqua di imbibizione molto lentamente. Le scannellature sono state individuate sia lungo la scarpata orientale del rilievo, sia nel settore sud-orientale dell'area sommitale di Rocca di Entella, sia nelle sue zone orientali lungo le pareti di piccoli fronti di cava. In quest'area, in corrispondenza di blocchi di gesso che costituiscono il muro di un granaio ellenistico portato alla luce dagli scavi archeologici qualche anno addietro, si sono generate piccole scannellature parallele a sviluppo verticale a testimonianza dell'alta velocità di soluzione della roccia gessosa (Fig. 5).



Fig. 5 – Piccole scannellature sub-verticali su blocchi di gesso portati alla luce da scavi archeologici.

In corrispondenza degli affioramenti di gesso selenitico a cristalli di medie dimensioni (5-10 cm) si sviluppano essenzialmente solchi. Laddove i versanti mostrano una certa acclività tali incisioni assumono l'aspetto di solchi a doccia, piuttosto rettilinei e paralleli tra loro, prendendo le sembianze di strette candele in corrispondenza di versanti sub-verticali. Su superfici meno inclinate, si sviluppano solchi meandriformi. Tra gli esempi più significativi vengono segnalati i solchi impostati sui grossi massi crollati presenti alla base della scarpata occidentale e lungo il corpo di frana nel settore nord-orientale. Sulla sommità di Rocca di Entella si sviluppano nell'area della testata della frana e lungo il versante settentrionale di Cozzo Petraro.

Oltre ai solchi di tipo libero è stata individuata la presenza di solchi di tipo coperto (Fig. 6), talvolta messi in luce da opere di scavo eseguite durante le indagini archeologiche che da anni vengono svolte sul rilievo. Si tratta di solchi che, rispetto alle forme analoghe di tipo libero, si presentano smussati e con profili maggiormente arrotondati, essendo espressione del modellamento operato dalle soluzioni all'interfaccia suolo-roccia prima che si sia verificata l'asportazione del suolo. Forme esemplari interessano gli affioramenti di gesso selenitico a cristalli centimetrici, presenti sulla sommità del

rilievo, nell'area orientale. Qui i solchi sono caratterizzati da una larghezza che raggiunge i 40 cm, da una profondità di 50-60 cm e da una lunghezza dell'ordine del metro. Presentano un profilo trasversale a U, con un fondo ampio e delle creste particolarmente arrotondate. Sui solchi da carso coperto si sviluppano talora dei solchi a profilo svasato che risultano dall'evoluzione dei primi, in condizioni libere, a seguito dell'asportazione della copertura di suolo.



Fig. 6 – Solchi da carso coperto in affioramento a seguito di scavi archeologici.

Sugli affioramenti di calcare evaporitico sono abbastanza diffuse le vaschette di corrosione. Tra gli esempi più ragguardevoli si segnalano le forme presenti nel settore sud-occidentale della Rocca. Si tratta di piccole depressioni chiuse dal contorno ellittico e/o irregolare, profonde da qualche centimetro a diversi decimetri e con diametri medi compresi tra 5 cm e 30 cm. Alcune di queste si presentano aperte e dotate di emissario.

Depressioni di tipo vaschetta sono presenti e diffuse in gran parte del gesso macrocristallino affiorante. Si tratta di piccole conche chiuse dal fondo arrotondato e dal contorno irregolare, profonde da pochi centimetri a circa 1 dm. Esse sono ben visibili nel settore nord-orientale della Rocca di Entella, lungo il versante settentrionale di Cozzo Petraro e in corrispondenza dei grossi massi crollati presenti alla base della scarpata occidentale.

Sono state individuate diverse tipologie di karren connessi a processi di soluzione selettiva, tra cui: montagnole e recinti anulari da licheni, legati all'azione protettiva operata da colonie di licheni crostosi nei confronti della superficie rocciosa sottostante; mini rilievi su gesso alabastrino, influenzati dalla presenza dei livelli calcareo-marnosi intercalati ai gessi. Si tratta di piccoli spuntoni gessosi, alti circa 1-2 cm, sormontati da esigui lembi di calcare fortemente degradato (Fig. 7). Tra le forme di soluzione selettiva, si segnala infine la presenza di cristalli di gesso di neoformazione in rilievo rispetto al resto dell'ammasso roccioso. La loro origine è da ricercare nei differenti processi di soluzione ad opera delle acque interstiziali, in relazione alla taglia cristallina. Nei casi di rocce eterometriche, infatti, la dissoluzione agisce in modo selettivo favorendo la soluzione dei cristalli di piccola taglia, rispetto a cui le acque circolanti

risultano sottosature, mantenendo integri i cristalli più grandi, nei confronti dei quali le acque interstiziali sono sovrasature (KLIMCHOUK, 1996).



Fig. 7 – Mini rilievi di erosione selettiva legati a mini coperture carbonatiche.

Sulle superfici gessose nude prive di copertura, sono spesso presenti particolari forme di degradazione, ascrivibili alla crosta di alterazione, intesa come il risultato dell'incremento di volume della massa rocciosa più prossima alla superficie per spessori variabili da pochi centimetri ad alcuni metri (MACALUSO & SAURO, 1998; FERRARESE *et alii*, 2002). Tra queste forme si possono osservare: piccole bolle di scollamento o tumuli, poligoni e dorsali da compressione.

Le bolle di scollamento sono di piccole dimensioni e intensamente degradate; nel settore nord-orientale della Rocca di Entella sono oramai presenti solo i bordi, perlopiù circolari e poco rialzati, e tessiture cipollari, a testimoniare l'esistenza di bolle oggi erose.

Accanto a queste forme si individuano piccole dorsali da compressione, strutture allungate con lunghezze da decimetriche a metriche ed altezze variabili da pochi centimetri a poco meno di 1 m, derivanti da aumenti di volume nettamente inferiori rispetto a quelli che contraddistinguono le bolle. Tali forme tendono a svilupparsi secondo schemi reticolari delimitando delle strutture poligonali messe in evidenza dal ripiegamento verso l'alto dei margini delle dorsali stesse.

LE DOLINE

Oltre alle forme fin qui descritte, in superficie i fenomeni carsici si manifestano con lo sviluppo di doline di piccole e medie dimensioni che si presentano sia come forme chiuse sia come depressioni aperte. Le doline maggiormente sviluppate sono localizzate nella parte sud-occidentale del rilievo gessoso, dove si riconoscono quattro depressioni dal contorno non sempre ben definito (Fig. 8).

Procedendo da nord verso sud si individuano:

- una dolina dal contorno circolare avente un diametro medio di circa 130 m, una profondità massima di circa 16 m e minima di 9 m. Presenta un profilo asimmetrico, essendo il versante occidentale perlopiù verticale e quello orientale caratterizzato da una minore pendenza, e un fondo piatto ricoperto da prodotti eluviali e depositi colluviali;

- più a sud e con il perimetro in parte coincidente con la dolina sopradescritta, si sviluppa una depressione dal contorno ellittico allungato in direzione NO-SE. Il suo diametro massimo misura circa 350 m quello minimo 200 m, mentre la sua profondità varia da poco più di 30 m a qualche metro. Anche in questo caso il fondo è piatto e mascherato dalla coltre eluvio-colluviale che nei mesi piovosi favorisce la formazione di un ristagno di acqua;

- a est di quest'ultima dolina è presente un'altra cavità allungata in direzione NO-SE, anche se il suo perimetro non è sempre ben distinguibile, essendo le soglie nord-occidentale e occidentale appena accennate. Presenta un diametro massimo di circa 250 m e uno minimo di 150 m, una profondità massima di circa 35 m e quella minima di qualche metro;

- a oriente di questa è possibile osservare una stretta depressione a fondo concavo che si allunga in direzione NO-SE per circa 230 m e che si imposta in corrispondenza di una trincea che delimita il grande corpo di frana nel settore nord-orientale del rilievo.



Fig. 8 – Doline sull'area sommitale di Rocca di Entella.

Sono presenti inoltre alcune depressioni di minori dimensioni, con un perimetro mal definito da circolare a ellittico, diametri medi variabili da qualche metro fino a 100 m e profondità generalmente ridotte. Il fondo piatto è sempre mascherato da prodotti eluviali e depositi colluviali.

Da un punto di vista genetico le doline presenti a Rocca di Entella rientrano nella categoria delle doline di soluzione normale; tuttavia la presenza della coltre eluvio-colluviale, che maschera i punti assorbenti sul fondo, non permette di definire con certezza se si tratti di doline di depressione idrogeologica o di ricarica puntuale.

Sulla sommità di Cozzo Petrarò, nel settore meridionale, sono presenti tre piccole depressioni molto ravvicinate che mostrano un perimetro circolare, un diametro compreso tra i 3 e i 5 m e una profondità di circa 1.5 - 2 m. Si tratta di doline legate al crollo degli strati gessosi più superficiali, per la presenza di piccole cavità sotterranee, allargate dai processi di soluzione.

Nell'area si individuano, inoltre, alcune depressioni aperte che mostrano una soglia erosa. In particolare, nel settore sud-orientale del rilievo gessoso si sviluppa un'ampia depressione aperta verso nord che presenta un fondo piatto leggermente

degradante verso settentrione, parallelamente alla pendenza generale del versante. Il fondo è occupato da una spessa coltre eluvio-colluviale, a luoghi soggetta a fenomeni di dilavamento diffuso; sul fondo si apre una piccola cavità dal contorno perfettamente circolare, avente un diametro di circa 7 m e una profondità che non supera i 3 m. Un'altra ampia dolina aperta è visibile a SSE di Cozzo Petrarò; tale depressione presenta un fondo piatto che degrada dolcemente verso sud-est.

In merito alla presenza delle doline aperte, la loro origine può essere ricondotta al procedere nel tempo dei fenomeni di soluzione e, principalmente, dei processi di erosione regressiva e di arretramento dei versanti l.s. che hanno progressivamente prodotto l'apertura di tali depressioni.

Piccole depressioni carsiche sono infine presenti nel settore nord-orientale della Rocca di Entella, in corrispondenza dei grossi corpi rocciosi coinvolti nel movimento franoso descritto nel paragrafo precedente. Si tratta di depressioni che si impostano lungo le fratture da rilascio tensionale, in cui i processi di dissoluzione, agendo con maggiore efficacia, hanno prodotto un allargamento delle fratture stesse.

Tra le forme legate al carsismo, sulla parte sommitale del rilievo della Rocca di Entella, sono stati riconosciuti piccoli lembi di spianate carsiche. Si tratta di superfici sub-pianeggianti che non risentono di nessun tipo di controllo strutturale e che devono la loro formazione a processi di soluzione marginale durante fasi di stasi del livello di base carsico. Tali forme sono ben visibili nei settori occidentale e meridionale del rilievo.

LE CAVITÀ SOTTERRANEE

Per quanto riguarda le forme sotterranee la cavità di maggiore sviluppo e interesse è costituita dalla Grotta di Entella, motivo di istituzione della Riserva omonima. La grotta si apre alla base della scarpata occidentale di Rocca di Entella, ad una quota di circa 400 m s.l.m.; presenta uno sviluppo complessivo di circa 900 m e un dislivello positivo di 45 m. La cavità è costituita da almeno tre livelli di gallerie sub-orizzontali a diversa quota collegate da piccoli pozzi o zone di raccordo verticali (Figg. 9, 10). Le gallerie presentano un andamento prevalente in direzione NO-SE e secondariamente N-S, NE-SO e E-O, parallelamente alle principali discontinuità tettoniche dell'area.



Fig. 9 – Galleria con presenza di forme paragenetiche al tetto e di cospicui depositi di natura alluvionale incisi.

La Grotta di Entella costituisce una cavità risorgente inattiva che attualmente non presenta una connessione esplorabile con il punto di assorbimento. L'analisi del rilievo ipogeo e della topografia esterna permette di ipotizzare che l'antico inghiottitoio possa verosimilmente collocarsi all'interno di una delle doline poste sulla sommità del rilievo e che risulti mascherato dalla spessa coltre eluvio-colluviale.



Fig. 10 – Pozzo cascata

La grotta è interessata da un ricco concrezionamento, sia gessoso (Fig.11) che carbonatico (CALAFORRA *et alii*, 2008), e da spessi depositi fisici di natura alluvionale che hanno anche favorito lo sviluppo di forme erosive, quali canali di volta e pendenti (Fig. 9).



Fig. 11 – Esempi di speleotemi gessosi nella Grotta di Entella

Sulla Rocca di Entella sono inoltre presenti diverse cavità, ad oggi non esplorate, che si sviluppano lungo linee di frattura orientate prevalentemente in direzione SSO-NNE e NO-SE, nella zona di testata del movimento franoso che interessa il settore nord-orientale del rilievo (Fig. 12). Si tratta di modeste cavità di tipo pseudocarsico (nell'accezione di Cigna, 1983), la cui origine è legata alla presenza di discontinuità meccaniche della roccia e per le quali il processo carsico s.s. è secondario. Infine, sempre in prossimità della testata della frana si apre un inghiottitoio, dalla forma circolare, profondo una decina di metri, anch'esso non ancora esplorato.



Fig. 12 – Esempio di cavità pseudo carsica connessa al movimento franoso lungo il versante nord-orientale.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Lo studio condotto nell'area di Rocca d'Entella evidenzia la presenza di terreni riferibili all'unità evaporitica del Messiniano superiore, che poggiano su depositi argillo-marnosi della formazione Terravecchia (Tortoniano superiore – Messiniano inferiore) e che sono ricoperti da esigui lembi di calcari-marnosi dei Trubi (Pliocene inferiore). Le principali modificazioni tettoniche, databili verosimilmente al Messiniano superiore e al Pliocene inferiore, sono dovute a faglie inverse ad alto angolo che hanno determinato contatti laterali tra i gessi e le litologie argillo-marnose della formazione Terravecchia, e faglie inverse a più basso angolo che interessano le unità gessose e che hanno determinato la sovrapposizione del settore nord-orientale del rilievo di Rocca di Entella, rispetto alle porzioni meridionale, orientale e più settentrionale.

La comparazione dei dati geologico-strutturali e dei dati geomorfologici, permette di riconoscere una generale incongruenza tra strutture tettoniche da una parte e forme del rilievo e topografia dall'altra. L'alto topografico di Rocca d'Entella, impostato in corrispondenza di una depressione tettonica complessa, si è infatti prodotto a seguito di fenomeni di inversione del rilievo, per erosione selettiva. La selettività dei processi è qui testimoniata dalle scarpate di linea di faglia obsequenti che delimitano la

rocca, originatesi per l'esumazione di piani di faglia impostati su blocchi ribassati e costituiti da unità gessose più resistenti, conseguentemente al parziale smantellamento dei blocchi rialzati formati dai terreni facilmente erodibili della formazione Terravecchia. I grandiosi fenomeni di erosione selettiva ricostruiti nell'area studiata sono stati possibili grazie all'esistenza di una elevata energia del rilievo che si è prodotta nel tempo a seguito degli intensi processi di approfondimento; processi di approfondimento che, responsabili della genesi delle profonde vallate fluviali, si sono potuti sviluppare, e sono poi proseguiti, a causa del sollevamento tettonico regionale che ha interessato la Sicilia nel Quaternario e che tuttora è in atto (cfr. AGNESI *et alii*, 2000; DI MAGGIO, 2000).

Analogamente alle forme prodotte dalla morfoselezione, la grande frana di scorrimento/colamento dovrebbe essersi invece sviluppata successivamente alle fasi di incisione, quando le energie del rilievo sono aumentate. Occorre comunque evidenziare che, con l'aumento delle energie del rilievo, tutti i processi di denudazione (erosione idrica in genere e movimenti in massa) hanno verosimilmente subito un incremento nelle velocità di sviluppo.

Locali fasi di stazionamento del livello di base sono invece testimoniate dalla presenza dei glacis di erosione in roccia tenera e, probabilmente, anche dai fondovalle pianeggianti ricoperti da depositi alluvionali (nel caso in cui questi depositi poggino su un piano di erosione fluviale).

L'inizio dell'evoluzione geomorfologica si è comunque avuto con l'emersione dell'area studiata, verificatasi gradualmente con il progressivo sollevamento della catena, e iniziata nel Quaternario a partire da circa 1.5 MA. A supporto di questa ipotesi le seguenti considerazioni: nel Pliocene e all'inizio del Pleistocene inferiore la nostra area era ancora abbondantemente sommersa dalle acque, essendo interessata dalla deposizione dei Trubi (depositi di mare profondo) nel Zancleano e dei terreni di mare via via meno profondo della formazione Marnoso Arenacea del Belice durante il Piacenziano-Gelasiano; nel Santerniano (da 1.8 a 1.5 MA circa) il mare doveva ancora sommergere le aree che attualmente si rinvengono fino a 400 - 650 m s.l.m., come indicato dalla presenza dei coevi depositi di mare basso della formazione di Agrigento che, in zone immediatamente limitrofe alla nostra, si rinvengono a quelle quote (da ricordare che la quota più elevata del nostro rilievo è 556 m s.l.m.).

Il graduale ritiro del mare e la progressiva emersione sono quindi iniziate successivamente a 1.5 MA e, a partire da quella età, si è avuto lo sviluppo dei processi di smantellamento e approfondimento del rilievo, che sono poi proseguiti fino ai giorni nostri. Alle fasi di prevalente incisione si sono comunque alternate fasi di prevalente erosione "laterale" collegate ai periodi di stazionamento del livello di base.

Il carsismo nei gessi della Rocca di Entella deve quindi necessariamente inquadrarsi in questo contesto geomorfologico.

Se si considera un lasso di tempo necessario per l'asportazione delle coperture plio-quaternarie marine e

l'esumazione dei primi affioramenti gessosi (che potrebbe essere stimato in circa 0.5 MA) si potrebbe pensare che, nella nostra area, i processi carsici si siano sviluppati a partire da circa 1 MA.

Altri elementi vincolanti sono costituiti da: pozzi ipogei e inattivazione della risorgenza della Grotta di Entella che, nell'ambito del quadro morfologico generale, sarebbero indirettamente da collegare alle fasi di "approfondimento" del rilievo, per il conseguente abbassamento del livello di base carsico; spianate carsiche e gallerie sub-orizzontali della Grotta di Entella, indicative di locali fasi di stazionamento del livello di base carsico.

Sulla base delle considerazioni prima espresse, dei dati geologici e geomorfologici acquisiti e tenendo conto che, con la migrazione in profondità del livello di base carsico, il carsismo si è nel tempo sviluppato verso quote inferiori, è possibile ricostruire le tappe evolutive del carsismo di Rocca d'Entella, come di seguito descritte, a partire da circa 1 MA.

1) Genesi delle spianate carsiche sommitali di Rocca di Entella, situate attualmente a circa 500 m s.l.m. e preservatesi per la presenza di rocce conservative (gessi), in coincidenza di una prima fase di stazionamento del livello di base carsico (e del livello generale dell'erosione).

2) Esumazione dei piani di faglia ad alto angolo al contatto tra gessi e argille, con conseguente formazione delle scarpate di linea di faglia e progressiva individuazione del rilievo isolato di Rocca d'Entella per lo sviluppo in profondità delle stesse scarpate; l'erosione selettiva, responsabile dell'origine di queste forme, si è potuta innescare e sviluppare in profondità per l'abbassamento del livello di base generale dell'erosione e per il conseguente aumento delle energie del rilievo. Durante questa fase di abbassamento del livello di base, nei settori sommitali della Rocca probabilmente si originano le prime doline (che, nel tempo, tenderanno ad approfondirsi) e, in profondità, comincia a svilupparsi il sistema carsico ipogeo.

3) Origine delle gallerie ad andamento sub-orizzontale della Grotta di Entella, che si producono durante una ulteriore fase di stazionamento del livello di base; mentre i piccoli pozzi che raccordano le gallerie disposte su più livelli, sono indicativi di fasi di abbassamento del livello di base di modesta entità. Nello stesso tempo, durante questa fase di generale stazionamento, in superficie avviene la formazione dei glaciai di erosione in roccia tenera che si trovano alle quote più elevate.

4) Inattivazione del sistema carsico attualmente esplorato, conseguentemente alla progressiva e pressoché continua migrazione verso il basso del livello di base carsico, con lo stesso livello che, alla fine, si porterà fino all'attuale quota di fondovalle del Fiume Belice. Durante questa fase di abbassamento del livello di base (o, forse, durante quella precedente), il procedere dei processi di incisione comporta l'esposizione della superficie di contatto tra gessi e argille del settore nord-orientale della Rocca d'Entella, lo sviluppo di processi di scalzamento al piede e il conseguente innesco del movimento franoso qui presente. Successivamente, trincee e fratture nei blocchi franati vengono carsificate. È comunque probabile che, durante quest'ultima fase di progressivo abbassamento, si

siano avute altre fasi di stazionamento del livello di base carsico che abbiano prodotto gallerie o forme analoghe attualmente non conosciute, come sembrano indicare, in superficie, i lembi di glaciai attualmente situati a circa 240 m s.l.m.

Complessivamente, l'analisi delle forme di superficie e delle forme sotterranee, la preponderanza di morfologie di erosione, il prevalere dei processi di approfondimento e la migrazione verso il basso del livello di base generale dell'erosione, mostrano che le modificazioni geomorfologiche dell'area studiata sono da imputare ai movimenti di sollevamento tettonico quaternari.

OPERE CITATE

- AGNESI V., DI MAGGIO C., MACALUSO T., ROTIGLIANO E., 2000 - *Genesis and evolution of Deep Seated Gravitational Slope Deformation phenomena in Western and Central Sicily*. Memorie della Società Geologica Italiana, 55: 363-371.
- CALAFORRA, J.M., FORTI, P. & FERNANDEZ-CORTES, A., 2008 - *Speleothems in gypsum caves and their paleoclimatological significance*. Environmental Geology, 53 (5): 1099-1105.
- CATALANO R., DI STEFANO P., NIGRO F. & VITALE F. P., 1993 - *Sicily Mainland and its offshore: a structural comparison*. In: Max M.D. & Colantoni P. Eds., Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO report in Marine Science, 58: 19-24.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P., 1996 - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, 260: 291-323.
- CATALANO, R., AVELLONE, G., BASILONE, L. & SULLI, A. Eds., 2010 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 607, Corleone*: 186 pp.
- CIGNA A.A., 1983 - *Sulla classificazione dei fenomeni carsici*. Le Grotte d'Italia, 11 (4): 497-505.
- DI MAGGIO C., 2000 - *Morphostructural aspects of the central northern sector of Palermo Mountains (Sicily)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 55: 353-361.
- DI STEFANO P. ET ALII, 2011 - *Foglio Geologico 619 S. Margherita di Belice*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Regione Siciliana, http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/619_SMARGHERITA_BELICE/Foglio.html
- DI STEFANO P. & VITALE F.P., 1993 - *Carta geologica dei Monti Sicani Occidentali. Scala 1:50.000*. Dipartimento di Geologia e Geodesia. Università degli Studi di Palermo.
- FERRARESE F., MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A. & SAURO U., 2002 - *Solution and re-crystallization processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily*. Geomorphology, 49: 25-43.
- FORTI P., 1996 - *Erosione rate, crystal size and exokarst microforms*. In: Fornos J.J. & Gines A. Eds., Karren landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca: 261-276.

- HUTCHINSON J. N., 1988 - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, general report*. In: Bonnard C. Ed., *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, 1: 3-35.
- KLIMCHOUK A., 1996 - *The dissolution and conversion of Gypsum and anhidrite*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A. & Sauro U. Eds., *Gypsum Karst of the World*, Int. J. Speleol., 25, (3-4): 21-36.
- MACALUSO T. & SAURO U., 1996 - *The Karren in evaporite rocks: a proposal of classification*. In: Fornos J.J. & Gines A. Eds., *Karren landforms*, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca: 277-293.
- MACALUSO T. & SAURO U., 1998 - *Aspects of weathering and landforms evolution on gypsum slopes and ridges of Sicily*. *Suppl. Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, 3: T. 4, 91-99.
- MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A. & SAURO U., 2001 - *Atlante dei Karren nelle Evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo Geologico G.G. Gemmellaro, 5, Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università degli Studi di Palermo: 1-143.
- MADONIA G., PANZICA LA MANNA M & VATTANO M., 2013 - *Trent'anni di ricerche carsologiche nelle evaporiti della Sicilia*. *Atti del Congresso La ricerca carsologica in Italia*, Frabosa Soprana (Cn) – Grotta di Bossea 22-23 giugno 2013.
- ROVERI M., LUGLI S., MANZI V., SCHREIBER B. C., CARUSO A., ROUCHY J. M., IACCARINO S. M., GENNARI R., VITALE F. P. & RICCI LUCCHI F., 2006 - *Clastic vs primary precipitated evaporites in the Messinian Sicilian basins*. *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"*, 42: 125-199.
- VARNES D. J., 1978 - *Slope movement. Type and processes*. In: Schustel R. L. & Krizker R. J. Eds., *Landslides: analysis and controll*. Transp, Research Board, Comm. on Sociotechnical Systems, N. R. C., National Acad. of Sciences, Washington, 176 (Special Report): 11-33.
- VATTANO M., 2008 - *Evoluzione geomorfologica di aree carsiche nelle evaporiti della Sicilia centro-meridionale attraverso l'analisi delle relazioni tra forme carsiche ipogee e forme del rilievo di superficie*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Palermo: 250 p.
- VITALE F.P., 1995 - *Il segmento sicano della catena sud-tirrenica: bacini neogenici e deformazione attiva*. *Studi Geologici Camerti*, 2: 491-507.

A Naica (Messico) il più profondo laboratorio sperimentale ipogeo del mondo

PAOLO FORTI (*), FRANCESCO LO MASTRO (*)

RIASSUNTO

La Miniera di Naica è famosa perché ospita piccole cavità naturali in cui si sono sviluppati i cristalli di gesso più grandi al mondo. Nel 2006, grazie alla collaborazione tra La Venta Esplorazioni Geografiche, Speleoresearch & Films di Città del Messico e la Compagnia Peñoles, proprietaria della miniera di Naica, si è dato vita al “Proyecto Naica” finalizzato all’esplorazione, documentazione e studio di queste incredibili grotte di miniera.

Nell’ambito di questo programma si è pensato di realizzare un laboratorio sotterraneo dove condurre un esperimento di crescita artificiale del gesso.

Il laboratorio è stato realizzato circa 590 metri sotto terra, nel primo luogo ove le acque termali zampillano naturalmente dalle pareti delle gallerie minerarie: è pertanto di gran lunga il più profondo laboratorio sperimentale ipogeo mai realizzato al mondo.

La localizzazione del laboratorio è stata scelta perché esattamente e solo in quel posto le acque che scaturivano dalla roccia davano luogo a un intenso concrezionamento con la formazione di speleotemi complessi di gesso, calcite e aragonite, dimostrando così di essere debolmente sovrassature rispetto al solfato di calcio, condizione imprescindibile per la realizzazione dell’esperimento. Il luogo, però, era caratterizzato da condizioni ambientali proibitive (51°C e 100% di umidità relativa) tanto da valergli il nome confidenziale di “inferno”: i suoi parametri ambientali, infatti, rendevano a rischio la sopravvivenza stessa degli operatori, che non potevano trattenersi più di pochi minuti al suo interno.

Il Laboratorio è rimasto in funzione per tre anni solari e, grazie ai cristalli che vi si sono formati, è stato possibile confermare che i più grandi gessi della Cueva de los Cristales avevano avuto bisogno di almeno 250.000-300.000 anni per raggiungere le loro dimensioni.

A fianco di questa ricerca nel medesimo laboratorio ne sono state condotte anche altre, per lo studio dell’equilibrio solfato – carbonato di calcio in presenza di anidride carbonica e sulla diagenesi precoce del sistema calcite-aragonite.

Nel 2010 tutte le attività nel laboratorio sono state sospese a seguito della decisione unilaterale della Miniera di non concedere più ai ricercatori impegnati nel Proyecto Naica accesso alla stessa.

KEY WORDS: *Grotte di miniera, laboratorio sotterraneo, cristalli di gesso, sistema gesso-calcite, diagenesi aragonite-calcite*

ABSTRACT

The deepest underground experimental laboratory of the world realized in the Naica Mine (Mexico)

Naica Mine (Chihuahua, Mexico) is world renown because it intersected some natural cavities in which the largest gypsum crystals of the world have grown

In 2006 La Venta Esploraciones Geograficas, Speleoresearch & Films of Mexico City and Peñoles Company, which is the owner of the Naica mine, decided to settle up and international multidisciplinary project, named “Proyecto Naica”, to explore, document and study these incredible mine caves. In the framework of this project, an experiment of gypsum crystal’ artificial grow was settled up starting from the same thermal water, which induced the development of the giant crystals. The idea was to measure the growth speed of the new crystals to determine that of the natural ones, thus defining their age. Of course this experiment needed the water, which in the past filled up the Naica caves: but since thirty years this water disappeared because the piezometric level was artificially lowered by mine dewatering and today it is present only very deep in the mine. So we were obliged to create a underground natural laboratory 590 m below the mine entrance in the first place in which thermal waters spontaneously spill out from small karst voids intersected by mine galleries. Its location made this laboratory the deepest natural underground laboratory in the world.

The lab site was selected because only there the spilling waters induce a widespread development of complex speleothems, consisting of gypsum, aragonite and calcite, thus proving that they were slightly supersaturated with respect to calcium sulphate, which was a needed pre-condition to try to perform an experiment of artificial growth of gypsum crystals. Unfortunately the lab site was characterized by deadly environmental parameters (51°C and 100% of relative humidity) so that it was confidentially named “The Hell”. Its temperature and relative humidity made extremely hard and even deadly the permanence of the scientists, who could no longer than a few minutes inside the lab. Moreover the same environmental conditions heavily affected most of the scientific instruments which had to be installed inside. Once solved the environmental problems, the experiment started by planning and building an peculiar vessel, inside which boundary conditions, as close as possible to those existing in the Naica caves during the development of the giant gypsum crystals, were reproduced and maintained. After 6 months from the beginning of the experiment, the first analyses performed on the samples stored within the vessel demonstrated that small euhedral gypsum crystals with the same shape of the giant natural ones were growing. The experiment was successful. The artificial growth lasted four years and thanks to the developed crystals it was possible to evaluate that the biggest natural ones reached their incredible size in no less than 250.000-300.000 years. This result is in perfect agreement with the ages of different samples of the natural gypsum crystals of the Naica caves, obtained by the classical radiometric dating (U/Th).

Beside this research, the underground laboratory of Naica was also used to study the calcium sulphate-carbonate equilibrium in presence of dissolved carbon dioxide and the early diagenesis in the calcite-aragonite system. At the beginning of 2010 all the activities within the laboratory were obliged to stop, because the owner of the Mine suddenly decided not to tolerate any further presence of scientists from the “Proyecto Naica” within the mine.

KEY WORDS: *Mine caves, underground laboratory, gypsum crystals, calcite-gypsum system, calcite-aragonite diagenesis*

(*) La Venta Esploraciones Geograficas

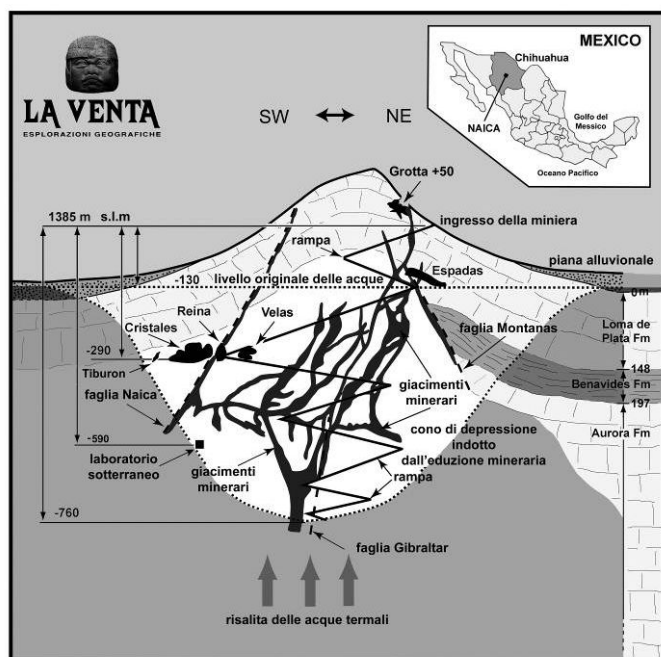


Fig. 1 – Schema geologico della Sierra de Naica con evidenziate le grotte e il laboratorio sperimentale a -590 (da SANNA E FORTI, 2010, modificato)

INTRODUZIONE

La miniera di Naica si trova in un territorio semidesertico circa 100 chilometri a SE di Chihuahua (Messico). I lavori minerari hanno attualmente raggiunto una profondità di 800 metri, quasi 700 al di sotto dell'originario livello piezometrico e quindi per poter procedere con lo sfruttamento del giacimento è necessario pompare all'esterno circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$ di acqua termale.

Sin dall'inizio del suo sfruttamento, la miniera si è subito rilevata una delle più ricche d'argento della terra. La sua fama internazionale, comunque, aumentò moltissimo quando, nel 1910, i lavori minerari, intercettarono una grotta (la "Cueva de las Espadas") alla profondità di 120 metri dall'ingresso, completamente tappezzata da cristalli di gesso che raggiungevano anche due metri di lunghezza.

Questa grotta venne rapidamente spogliata di buona parte dei suoi tesori, che ancor oggi fanno bella mostra di sé in molti dei più importanti musei mineralogici del mondo (HILL & FORTI, 1997). Nel 2000, 170 metri più in basso, sono state intercettate altre 4 cavità naturali con cristalli di gesso giganteschi e trasparentissimi, che, nella "Cueva de los Cristales" raggiungono dimensioni di oltre 12 metri di lunghezza e quasi due metri di diametro (Fig. 1).

In tre delle quattro grotte i cristalli di gesso ricoprono quasi completamente le pareti delle cavità trasformandole in giganteschi geodi; solo nella Cueva de los Cristales una gran parte della volta non è scoperta. Questa grotta è anche quella che presenta gli individui di maggiori dimensioni: si tratta di un centinaio di cristalli prismatici, raramente geminati a coda di rondine, molto allungati che si sviluppano dal pavimento fino al soffitto della cavità, superando spesso gli 8 metri di lunghezza. Sorprende il relativamente basso numero di cristalli

presenti che può essere giustificato da una velocità di nucleazione estremamente lenta, conseguenza a sua volta di una sovraturazione minima che si è necessariamente mantenuta costante per tutto il tempo di accrescimento dei cristalli maggiori.

Il loro sviluppo, infatti, si è interrotto soltanto di recente quando, meno di 20 anni addietro, l'eduazione mineraria li ha improvvisamente privati dell'acqua termale in cui si accrescevano.

Lo studio delle caratteristiche chimico-fisiche dell'acquifero termale ha permesso di evidenziare l'esistenza di un meccanismo assolutamente nuovo che ha controllato la genesi e l'evoluzione dei giganti di gesso (GARCÍA RUIZ *et alii*, 2007), meccanismo basato sulla differenza della solubilità relativa tra gesso ed anidrite in funzione della temperatura (Fig. 2). Nel 2006, la Società Peñoles, proprietaria della Miniera, assieme a C/Producciones di Città del Messico e a La Venta Esplorazioni Geografiche ha dato vita al *Proyecto Naica*, con lo scopo di coagulare attorno a queste incredibili grotte il migliore team internazionale possibile al fine di esplorarle, documentarle e studiare gli aspetti salienti, prima di tutto i suoi giganteschi cristalli (FORTI & SANNA 2010). Per cercare di definire in maniera accurata il tempo che è stato necessario ai cristalli di Naica per raggiungere le dimensioni attuali si è utilizzato ovviamente il metodo radiometrico (U/Th), oramai ben testato. Si sono datati campioni provenienti da posizioni via via più interne dei cristalli. In questo modo si è riusciti a stimare un'età compresa tra i 200.000 e i 300.000 anni per i cristalli più grandi della Cueva de los Cristales (SANNA *et alii*, 2011, BADINO & FORTI, 2013).

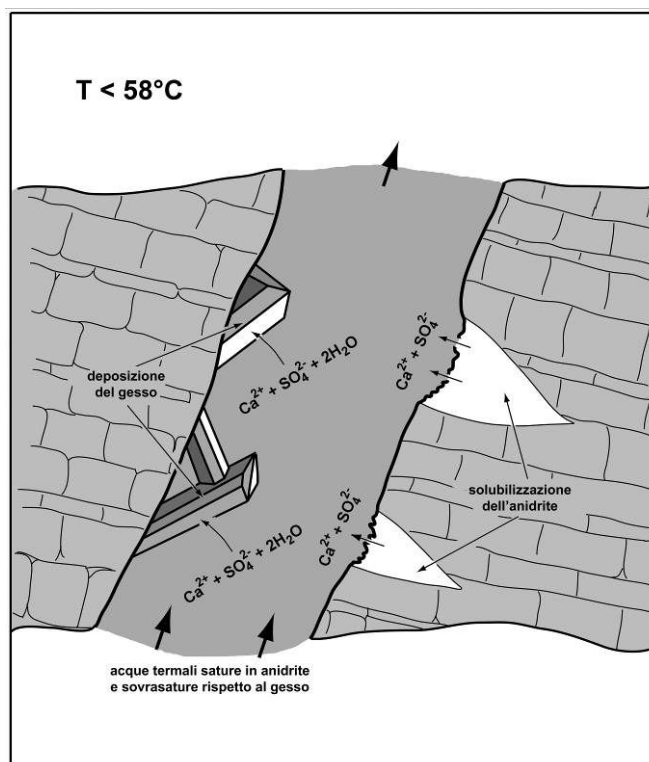


Fig. 2 – Il meccanismo che ha permesso l'evoluzione dei cristalli di gesso giganteschi (da SANNA E FORTI, 2010, modificato)

Il metodo però è intrinsecamente impreciso e quindi l'indeterminazione è elevata. Si è pertanto deciso di provare a raffinare questo dato utilizzando un metodo del tutto nuovo basato sulla velocità attuale di deposizione del gesso da parte delle acque termali che ancora circolano nella montagna di Naica, circa 300 metri più in basso delle grotte (FORTI & LO MASTRO, 2008).

Per fare questo è stato necessario realizzare un laboratorio sperimentale sotterraneo all'interno della Miniera di Naica, ove pianificare un esperimento di crescita artificiale del gesso.

Per poter realizzare tale esperimento, però, era necessario disporre dell'acqua termale che aveva permesso lo sviluppo dei gessi del livello -290. Ma da quasi 30 anni, a causa dell'abbassamento artificiale della falda operato dalla miniera, le acque termali hanno abbandonato le grotte di -290 e, attualmente, il primo posto in cui è possibile incontrarle è nel livello -590 ove vi sono varie scaturigini che affiorano sulle pareti di piccole cavità carsiche intercettate da due gallerie sub parallele attualmente lontane dai lavori minerari (Fig. 3).

L'ambiente di una di queste cavità, per il suo relativo confinamento, che garantiva stabilità dei parametri ambientali, si prestava per tentare un esperimento di crescita artificiale in condizioni il più simili possibili a quelle che esistevano nelle grotte di -290 prima che la Miniera procedesse con l'abbassamento della falda freatica. Il posto del laboratorio, però, era caratterizzato da condizioni ambientali proibitive (51°C e 100% di umidità relativa) tanto da valergli il nome confidenziale di "Inferno": i suoi parametri ambientali, infatti,



Fig. 3 – Una delle scaturigini termali a quota -590: si noti il concrezionamento carbonatico al suo contorno

rendevano estremamente complessa e a rischio la sopravvivenza stessa degli operatori, che non potevano trattenersi più di pochi minuti al suo interno, per non parlare poi dei problemi relativi agli strumenti scientifici che vi si dovevano installare.

IL LABORATORIO "INFERNALE"

L'acqua che fuoriesce dalle fratture delle gallerie a -590 è

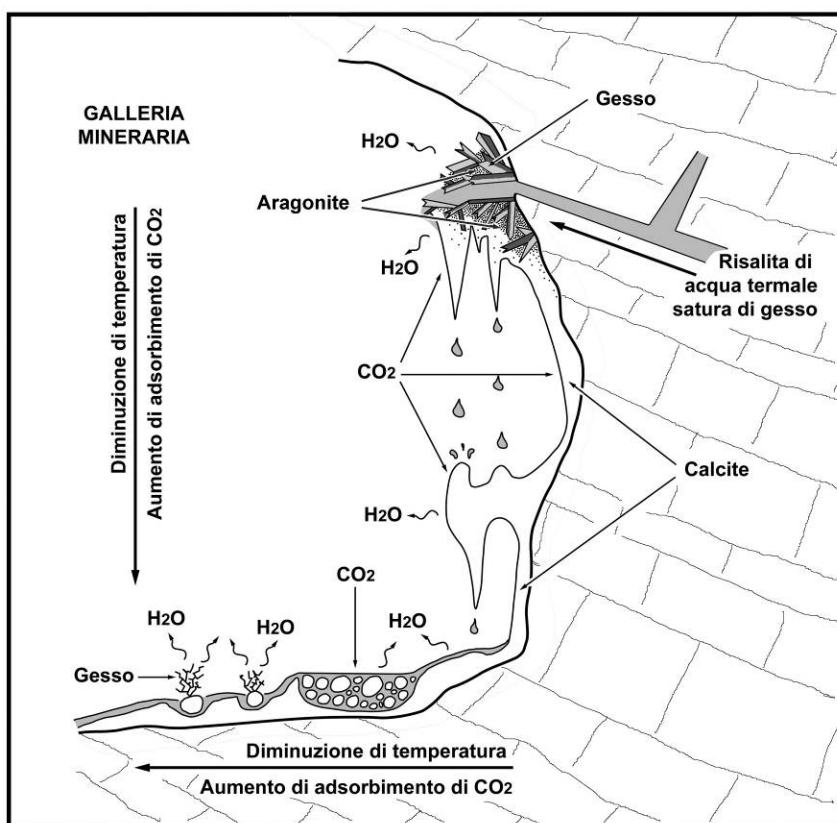


Fig. 4 – Schema evolutivo delle concrezioni che si stanno sviluppando a livello -590 (da FORTI *et alii*, 2008)

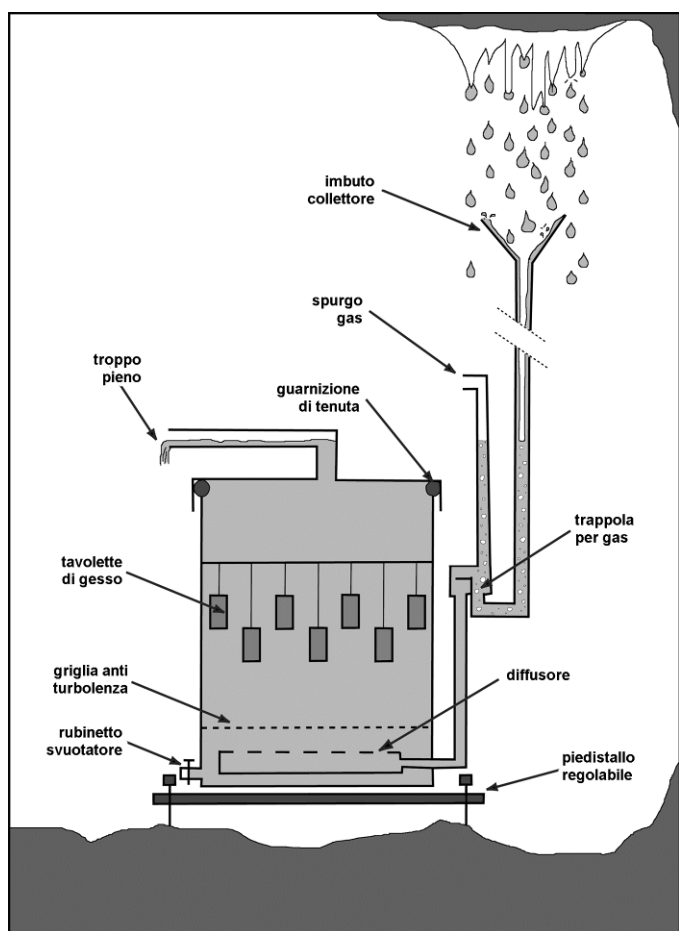


Fig. 6a – Schema del bidone progettato per l'esperimento di formazione artificiale di cristalli di gesso (da FORTI *et alii* 1998 modificato)

praticamente la stessa che, per centinaia di migliaia di anni, ha favorito lo sviluppo dei megacristalli di gesso delle grotte di Naica (GAROFALO *et alii.*, 2008). Se la temperatura alle scaturigini è molto variabile (da 47 a oltre 54°C) (FORTI *et alii* 2008), la composizione chimica delle acque termali (leggermente sovrassaturate rispetto al gesso) è rimasta praticamente invariata rispetto a quella che un tempo circolava nelle grotte.

Tutta l'area è poi interessata da un intenso fenomeno di concrezionamento con deposizione prevalente di calcite e aragonite a causa della diffusione della CO₂ dall'atmosfera e, solo nelle immediate vicinanze delle scaturigini, anche di gesso (Fig. 4). Qui lo sviluppo del gesso è rapido a causa di due fattori assenti nelle grotte di -290: la diminuzione di temperatura dai 57-58°C misurati nelle inclusioni fluide dei gessi delle grotte (FORTI, 2008), a circa 51-52°C attuali nel caso delle sorgenti più calde) e l'evaporazione.

La scelta della grotticella da utilizzare per l'installazione del laboratorio si è basata essenzialmente su tre fattori: la temperatura delle sue acque, la facilità della captazione e la massima adiabaticità possibile dell'ambiente circostante.

Sulla base di tutte queste condizioni la scelta è caduta su una venuta d'acqua molto abbondante (alcuni litri/secondo) che affiorava sul soffitto di un piccolo diverticolo laterale, il cui ingresso era parzialmente chiuso da un tamponamento in muratura.

Una volta identificata la sorgente di acque termali da utilizzare per l'esperimento, sussisteva comunque il problema di riportare il sistema nelle stesse condizioni di totale assenza di aria (e quindi di CO₂) presenti nelle grotte di -290 prima che c'eduzione le prosciugasse: questo per evitare che la precipitazione di carbonato di calcio alterasse i valori di deposizione del gesso. Pertanto, per ripristinare le condizioni di saturazione si è progettato (Fig. 5, 6) e realizzato uno strumento in grado di raccogliere l'acqua che zampilla dalla scaturigine e convogliarla rapidamente dentro un contenitore a tenuta stagna al cui interno l'acqua rimane del tutto fuori dal contatto con l'atmosfera.

La dimensione del contenitore (un normale bidone industriale di plastica, con chiusura ermetica) è stata scelta in modo da garantire un volume d'acqua tale (circa 70 litri) da rendere poco importanti gli scambi termici con l'atmosfera esterna che, ovviamente, è 3-4 °C inferiore a quella della



Fig. 6b – Il bidone al momento del suo posizionamento all'interno del laboratorio (Foto Laura Sanna)

scaturigine.

Sul fondo del bidone, poi, vi è un rubinetto che ha la funzione di regolare il flusso all'interno del contenitore per evitare che sia turbolento. Il flusso all'interno del contenitore era infatti uno dei parametri ritenuti "critici": se è troppo basso, infatti, lo scambio di calore con l'ambiente diviene non trascurabile, se è troppo elevato si crea turbolenza mai esistita nelle grotte di -290 ove i flussi idrici erano controllati semplicemente da moti convettivi lenti. Per lo stesso motivo sul fondo dello strumento sono state posizionate due griglie forate di acciaio inox, che avevano lo scopo di permettere una alimentazione diffusa omogeneamente su tutta l'area di base dello strumento.

Nonostante tutte queste precauzioni, pur avendo ricostruito un ambiente molto "simile" a quello esistente nelle grotte prima dell'inizio dell'eduzione mineraria, non è stato possibile ripristinare in tutto e per tutto le condizioni naturali: infatti, temperatura delle acque termali è inferiore di 5-6 °C rispetto a quella originaria, mentre il suo flusso più rapido di quello naturale di un tempo.

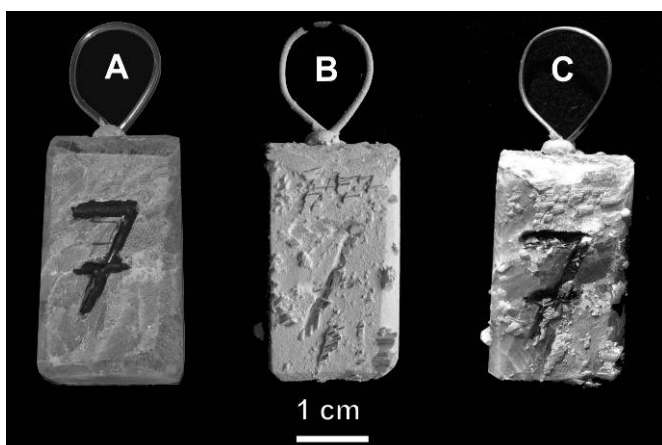


Fig. 7 – Una tavoletta di gesso prima di essere inserita nel bidone (A), al suo recupero il 3/02/2010 (B) e dopo aver asportato chimicamente tutto il carbonato di calcio (C)

Queste differenze hanno certamente una influenza sulla

velocità di deposizione dei cristalli di gesso: per la temperatura è stato possibile valutarne quantitativamente l'impatto (SANNA *et alii*, 2010), mentre si è deciso di trascurare l'effetto della diversa velocità di flusso, data la sua scarsa rilevanza.

Una volta sistemato lo strumento all'interno del laboratorio si sono introdotte al suo interno 11 tavolette di gesso (Fig. 7) di circa 66 cm², accuratamente pesate (v. Tab. 1).

Dopo poco più di 4 mesi è stata recuperata una prima tavoletta (5 di Tab. 1) sulla cui superficie si erano effettivamente sviluppati piccoli cristalli di gesso. Le analisi al microscopio ottico, e al microscopio elettronico a scansione (Fig. 8), poi, hanno evidenziato che i cristalli in formazione erano effettivamente euedrali e tutti isoorientati: avevano in pratica le stesse caratteristiche cristallografiche di quelli giganteschi naturali. Da quel momento ogni volta che si effettuava una nuova spedizione veniva recuperata un'altra tavoletta: è stato così possibile, dimostrare che l'aumento in peso delle stesse era proporzionale al tempo di immersione nell'acqua termale (Fig. 9).

Tabella 1

Tempo di permanenza, dati sperimentali di crescita di peso delle tavolette, di crescita annuale corretta per la temperatura e crescita radiale (mm). Gli asterischi si riferiscono alle tavolette recuperate il 3 Febbraio 2010, quando il bidone è stato rivenuto aperto, per cui la data di prelievo è stata fatta coincidere con quella presunta di apertura dello stesso (03/13/2009) (da SANNA *et alii*, 2011, modificata)

N	immissione	recupero	giorni	$\Delta p(g)$	$\Delta g/yr$	$\Delta h/yr$
1	18/11/06	03/12/09	1103	*1,877	0,604	0.040
2		18/05/07	191	0,382	0,730	0.048
3		28/02/08	485	0,780	0,587	0.038
4		03/12/09	1103	*2,003	0,738	0.048
5		27/03/07	139	0,234	0,614	0,040
6		06/09/07	302	0,524	0,633	0,041
7		03/12/09	1103	*2.210	0,711	0.047
8		03/12/09	1103	*1.989	0,640	0.041
9		persa				
10		03/12/09	1103	*1,878	0,600	0,038
11		03/12/09	1103	*1,892	0,608	0.039

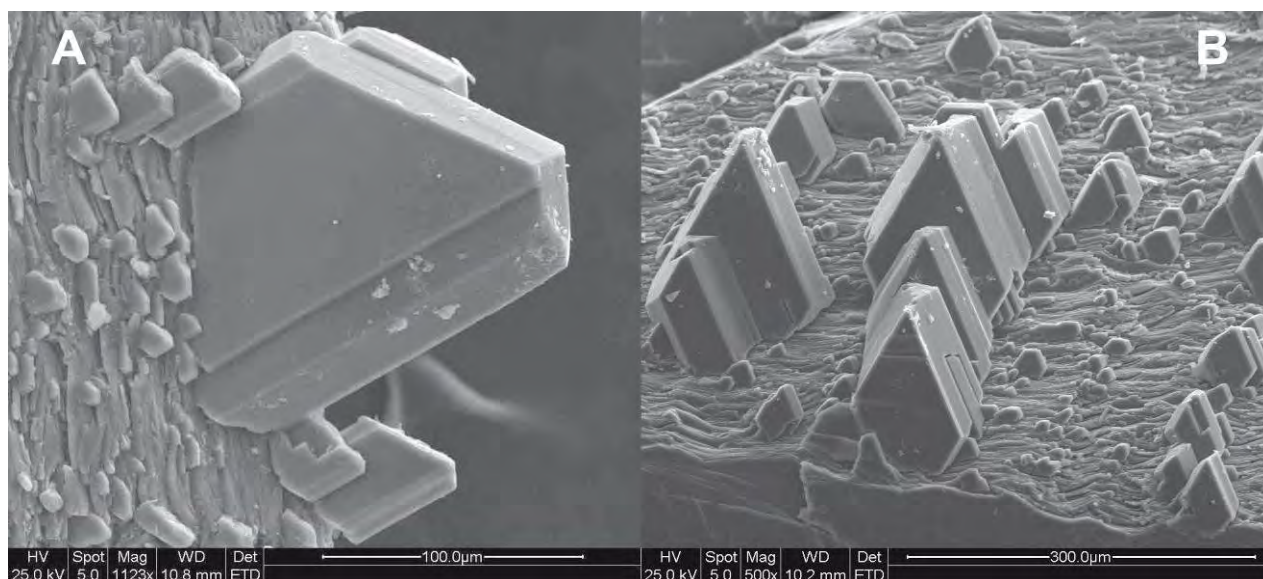


Fig. 8 – Immagini SEM della Tavoletta n.5 prelevata il 27/03/2007: A- un cristallo singolo di gesso di neoformazione; B- accrescimenti paralleli di cristalli di gesso

Accrescimento tavolette di gesso

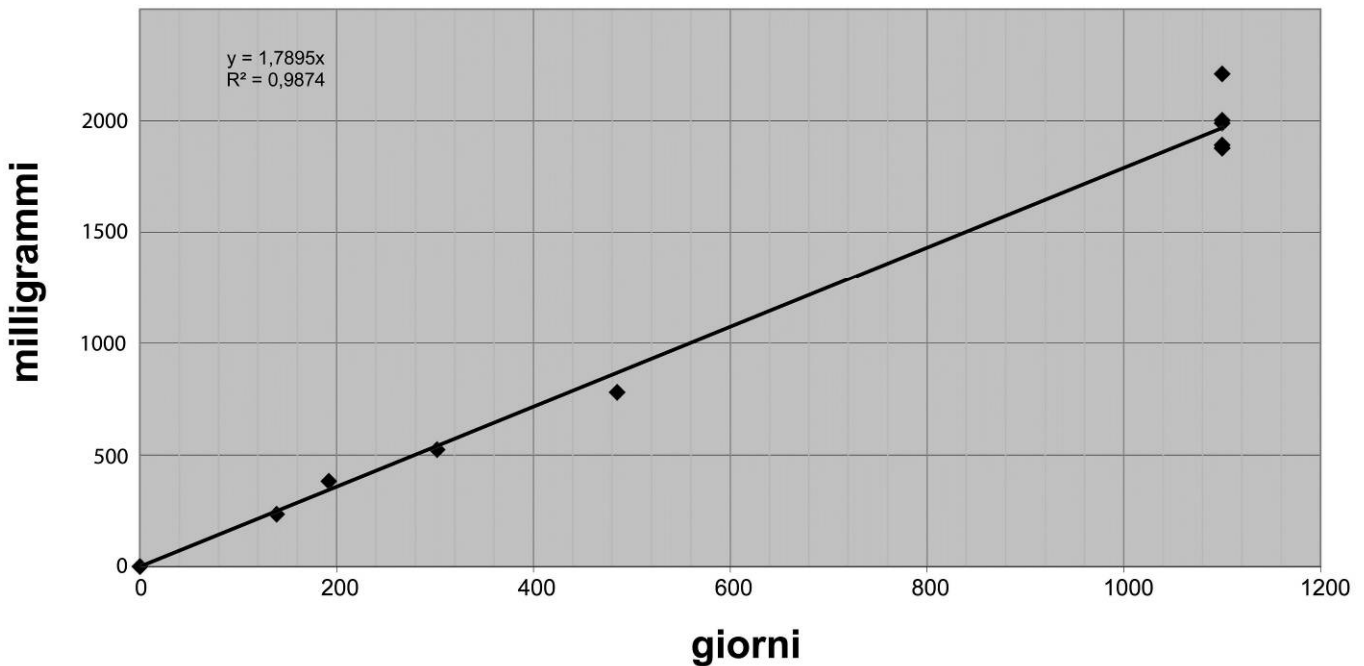


Fig. 9 – Didascalia della figura. (Stile: Didascalie figura) Se possibile posizionare le figure in alto o in basso alla pagina

Come precedentemente accennato, lo scopo principale degli esperimenti condotti nel laboratorio di -590 era quello di valutare il tempo necessario per lo sviluppo naturale dei cristalli di gesso più grandi e, dato che il loro sviluppo era ancora in atto al momento dello svuotamento delle grotte di -290 circa 20 anni fa, risalire anche a quando era iniziato il loro sviluppo.

Per ottenere questo risultato è stato necessario fare alcune assunzioni: la principale è stata quella di ritenere che lo

sviluppo dei grandi cristalli sia avvenuto a velocità costante. Tale assunzione è abbastanza ragionevole dato che lo studio della temperatura delle inclusioni fluide all'interno dei cristalli delle grotte di -290 (GAROFALO *et alii*, 2008) ha dato valori molto stabili attorno ai 55-57 °C. Ora, poiché la precipitazione del gesso (Fig.10) all'interno delle grotte di Naica è avvenuta per il disequilibrio nella solubilità tra gesso e anidrite al di sotto dei 59°C (GARCIA RUIZ *et alii* 2007), il grado di sovrassaturazione è funzione della temperatura e quindi se quest'ultima è rimasta costante anche la sovrassaturazione e conseguentemente la velocità di deposizione non è variata.

Partendo dal valore di accrescimento medio annuo ottenuto di 0,0042 mm/anno, il tempo necessario per lo sviluppo dei cristalli più grandi, nelle condizioni esistenti all'interno del laboratorio, sarebbe stato di 21.400 anni. Bisogna però tenere presente che alla temperatura di 51° (quella delle acque all'interno del laboratorio) la sovrassaturazione del gesso rispetto all'anidrite è di ben 11 volte superiore di quella a che esisteva all'interno delle grotte di -290 ove la temperatura era vicino ai 57°C: pertanto il valore di accrescimento deve essere corretto di oltre un ordine di grandezza, risultando 0.004 mm/anno. Sulla base di questo dato, l'età per i più grandi cristalli di gesso di Naica risulterebbe dell'ordine di 200.000-250.000 anni.

Se poi consideriamo che altri fattori (quali la salinità della soluzione, e il moto turbolento della stessa) hanno influenzato, anche se in maniera molto inferiore, la velocità di deposizione nel senso di un suo piccolo aumento (FORTI & LO MASTRO 2008), è probabile che l'età dei cristalli più grandi sia un poco superiore : tra i 240.000 e i 270.000. In ogni caso questi valori

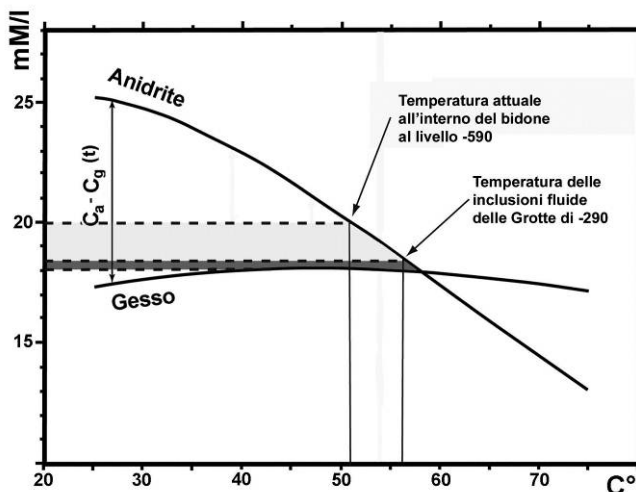


Fig. 10 – Disequilibrio nella solubilità di gesso in funzione della temperatura della soluzione: la temperatura nel bidone è inferiore a quella delle inclusioni fluide dei megacristalli (51° invece di 57°C). Questo fatto influenza la velocità di crescita per un fattore di circa 11 (modificato da GARCIA RUIZ *et alii*, 2007).

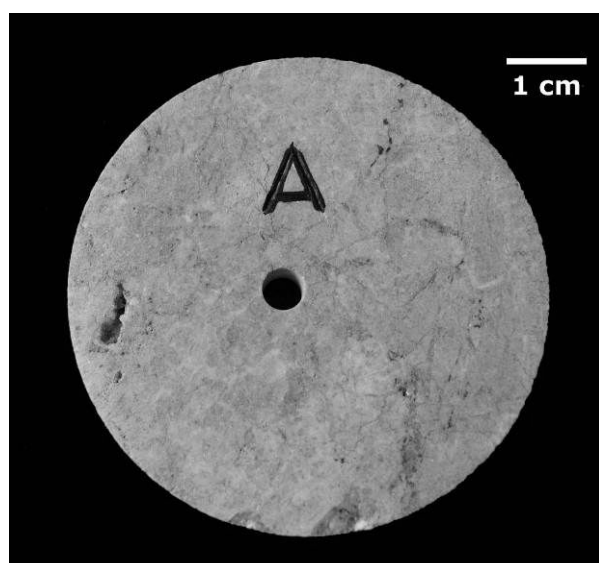


Fig. 11 – La tavoletta di calcare dolomitico utilizzata per l'esperimento di crescita del gesso nel laboratorio di -590

sono in perfetto accordo con quelli desunti dalle prime datazioni U/Th fatte sui cristalli di Naica (SANNA *et alii*, 2011).

Visto che l'esperimento di crescita dei cristalli per epitassia su substrato di gesso funzionava, sei mesi dopo l'inizio della sperimentazione, si è deciso di introdurre nel bidone anche 4 tavolette di calcare dolomitico prelevato dalla parete della Cueva de los Cristales (Fig. 11). Lo scopo era quello di verificare che effettivamente la deposizione avvenisse anche sulla roccia che costituisce le pareti delle cavità di -290. Anche in questo caso l'esperimento ha avuto successo (Tab. 2) e



Fig. 12 – Febbraio 2010: recupero delle tavolette dal bidone privo di coperchio e concrezionato di carbonato di calcio anche all'interno

Tabella 2

Tempo di permanenza e dati sperimentali di crescita di peso e spessore dell'unica tavoletta di calcare che è stato possibile analizzare

N.	immissione	recupero	giorni	$\Delta p(g)$	$\Delta g/yr$	$\Delta h/yr$
C	20/05/07	28/02/08	283	0,058	0,074	0,0043

inoltre ha dimostrato che la natura del supporto è di fondamentale importanza soprattutto nel primissimo periodo di sviluppo dei germi cristallini di gesso. Lo sviluppo per epitassia richiede infatti che la deposizione avvenga in continuità col reticolo cristallino della roccia ed evidentemente questo non poteva avvenire con un supporto di calcare, dove la deposizione può iniziare solo per nuova nucleazione, processo assolutamente poco favorito quando la sovrassaturazione è bassa.

La misura effettuata su una delle tavolette di calcare recuperata dopo 283 giorni (Tab. 2) ha confermato tutto questo: infatti il gesso depositato (per nuova nucleazione) era circa un decimo di quello che si era invece formato in un analogo lasso di tempo ma per epitassia, sul substrato gessoso.

L'esperimento avrebbe dovuto continuare per almeno uno o due altri anni solari, per poter vedere anche sperimentalmente come, di mano in mano che i cristalli di gesso crescono, parallelamente l'effetto inibente imputabile al processo di nuova nucleazione diminuisce.

Purtroppo, prima che fosse stato effettuato un secondo prelievo di una tavoletta di calcare, alla fine del 2009, il bidone è rimasto privo del coperchio stagno e quindi le tavolette si sono incrostate di carbonato di calcio (Fig. 12).

A differenza delle tavolette in gesso, che è stato possibile recuperare eliminando tutto il calcare che vi si era depositato sopra, in questo caso ovviamente questa operazione non era possibile e quindi l'esperimento non è stato concluso.

ALTRE RICERCHE EFFETTUATE NEL LABORATORIO

Il ritrovamento di concrezioni di calcite, aragonite e gesso (FORTI *et alii*, 2008, GAZQUEZ *et alii*, 2011) avvenuto nella parte terminale e più profonda della Cueva de las Espadas, dove è evidente che ha stazionato per un lungo intervallo di tempo un laghetto di acque termali, ha spinto i ricercatori a cercare di definirne la genesi, che si supponeva correlata alla

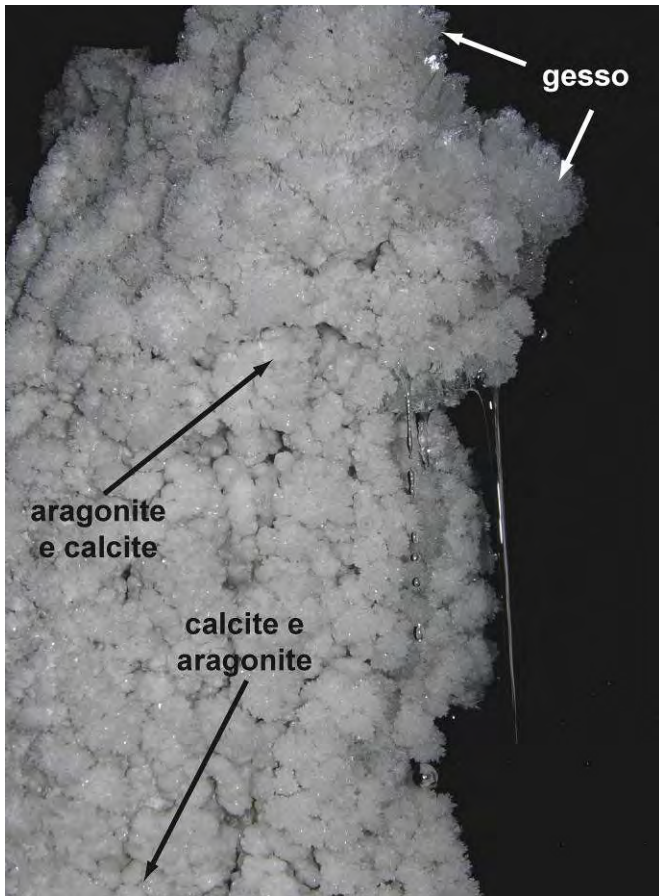


Fig. 13 – Concrezione naturale presente nel laboratorio di -590 che mostra tutta la sequenza deposizionale da parte delle scaturigini di acqua termale

presenza CO_2 verso la soluzione satura di gesso, con conseguente precipitazione del carbonato di calcio meno

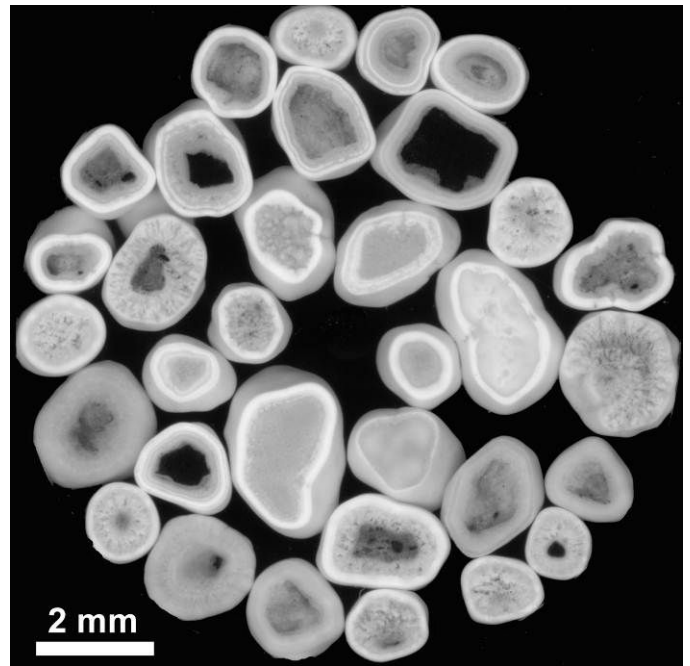


Fig. 14 – Sezione lucida delle pisoliti di livello -290: sono evidenti i differenti nuclei di gesso, calcare e dolomia

solubile.

Anche in questo caso è stato fondamentale il laboratorio sotterraneo di -590, ove è stato possibile avere una verifica diretta di questo meccanismo genetico osservando i processi di deposizione chimica attivi in tutte le zone in cui si ha scaturigine di acqua termale (FORTI *et al.*, 2008). In particolare è stato possibile rilevare la formazione di gesso macrocristallino al contatto con le fuoriuscite di acqua calda che, rapidamente, non appena diventa attivo il processo di

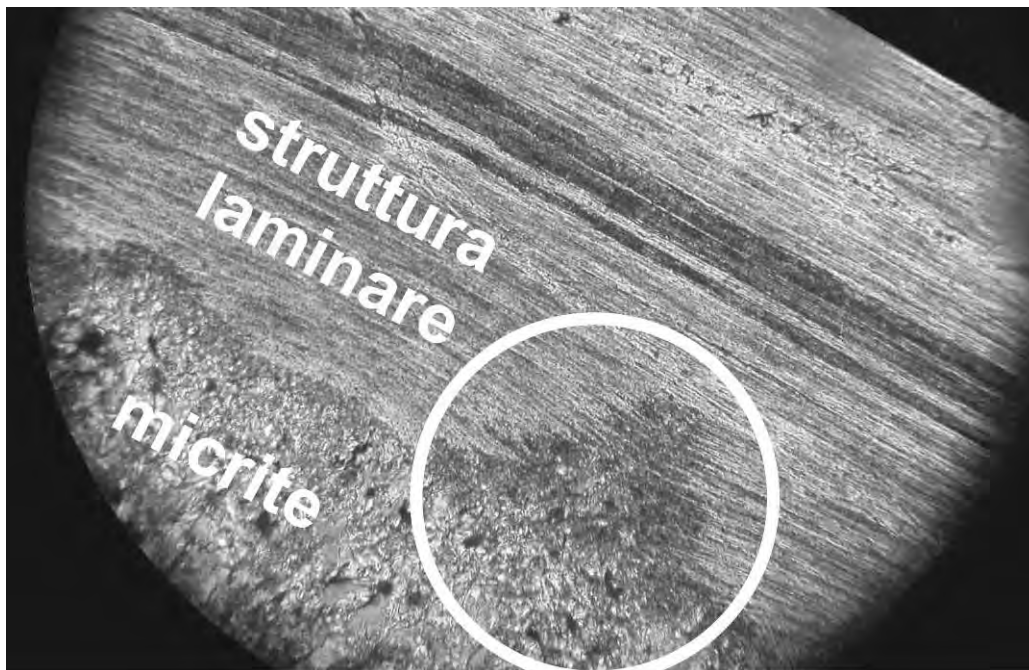


Fig. 15 – All'interno del cerchio è evidente il fenomeno di "cannibalismo" da parte della struttura micritica sulla struttura laminare delle pisoliti di livello -590

diffusione della CO₂ dall'atmosfera alla soluzione, viene sostituito dalla formazione di aragonite e successivamente, con il progressivo raffreddamento della soluzione, da quella della calcite (Fig. 13).

Molto interessanti sono risultate le pisoliti di neoformazione (<50 anni) (Fig. 14) sul pavimento della galleria mineraria fino ad una distanza di 10-20 metri dalla scaturigine termale del laboratorio: il loro nucleo, infatti è costituito da cristalli di gesso, o da frammenti di roccia calcarea, mentre la parte esterna è formata da sottilissime bande di calcite o di calcite associata a scarsa aragonite, come era logico aspettarsi a seguito del processo dovuto all'adsorbimento della CO₂ nella soluzione.

Particolarmente evidenti poi sono i fenomeni di "cannibalismo" da parte dei cristalli di calcite presenti all'interno delle pisoliti sulle sottilissime bande di accrescimento che caratterizzano la porzione più esterna delle pisoliti stesse (Fig. 15). Questo fenomeno ha permesso per la prima volta di stabilire sperimentalmente che la diagenesi da aragonite a calcite e da calcite microcristallina a calcite macrocristallina alle temperature del laboratorio (50-51°C) è estremamente veloce.

CONCLUSIONI

Il laboratorio sperimentale ipogeo "l'inferno", posizionato all'interno di una piccola cavità -590 metri all'interno della miniera di Naica (Chihuahua, Messico), pur avendo funzionato solo per poco più di quattro anni nel periodo 1996-2000, ha permesso di effettuare studi e ricerche particolari che non si sarebbero potute effettuare in nessun altro posto al mondo.

Purtroppo a causa di una imprevedibile decisione unilaterale presa alla fine del 2009 dalla compagnia Peñoles non è stato possibile completare tutti gli studi che inizialmente erano stati previsti.

A parte gli studi che vi sono stati condotti, resta comunque il fatto che questo laboratorio è stato, per un breve lasso di tempo, il più profondo al mondo.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia la compagnia Peñoles per aver consentito l'accesso alla Miniera di Naica e per aver aiutato tutti gli scienziati coinvolti nello studio. Si ringrazia anche la S&F Speleoresearch and Film di Città del Messico per l'aiuto logistico e per il materiale fotografico.

BIBLIOGRAFIA

- BADINO G., FORTI P., 2013 - *Naica caves: perhaps the most important mine caves of the world*. Atti Congresso Nazionale di Speleologia, Trieste, in stampa.
- FORTI P., LO MASTRO F., 2008 - *Il laboratorio sperimentale di -590 nella Miniera di Naica (Chihuahua, Mexico)*: Mondo Sotterraneo, XXI (1-2): 11-26.
- FORTI P., SANNA L., 2010 - *The Naica Project: a multidisciplinary study of the largest gypsum crystal of the world*. Episodes, 33 (1): 1-10.
- FORTI P., GALLI E., ROSSI A., 2008 - *Il sistema Gesso-Anidrite-Calcite: nuovi dati dalle concrezioni della miniera di Naica (Messico)*. Congresso Nazionale di Speleologia, Iglesias, Aprile 2007: 139-149.
- GÁZQUEZ F., CALAFORRA J.M., FORTI P., RULL F., MARTÍNEZ-FRÍAS J., 2012 - *Gypsum-carbonate speleo-thems from Cueva de las Espadas (Naica mine, Mexico): mineralogy and paleoenvironmental implications*, International Journal of Speleology, 41(2): 210-220.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., VILLASUSO, R., AYORA, C., CANALS, A., OTÁLORA, F., 2007 - *The Formation of Gypsum Megacrystals*: Geology v. 35, no. 4: 327-330.
- GAROFALO, P.S., FRICKER, M., GÜNTHER, D., FORTI P., MERCURI, A. M., LORETI, M., CAPACCIONI, B., 2009 - *Climatic control on the formation of the gigantic gypsum crystals of the Naica caves (Mexico)?* Earth and Planetary Science Letters, 289 (3/4): 260-269.
- HILL C.A., FORTI P., 1997 - *Cave minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville.
- SANNA L., FORTI P., LAURITZEN S.E., 2011 - *Preliminary U/Th dating and the evolution of gypsum crystals from Naica Caves (Mexico)*. Acta Carsologica, 40 (1): 17-28.

Il contributo italiano agli studi di morfologia e idrologia carsica nel corso degli ultimi 150 anni

LAMBERTO LAURETI⁽¹⁾

ABSTRACT

The development of the scientific study of the natural caves, as far as of the observations about the karst phenomena tends to be evident in Italy only in recent times, that is during the XIX century, even if on the previous ones were many examples of serious researches stimulated by hydrological purposes and made by noteworthy scientists. The interest towards the natural caves was also based on paleontological interests, mainly with reference to the “ossiferous caves”. The insertion of such researches into the area of natural sciences is placed only in the second half of the XIX century, in coincidence with the gradual organization of scientific societies and with the periodic increasing of specific congress meetings. In comparison with other European countries, as the France or England, our Country, also because of its political fragmentation, arrived only 150 years ago to the national unity, moved itself with a certain delay nevertheless rapidly filled during the last four decades of the XIX century. In this paper the author takes account of the events that were characteristic of the scientific debate in the second half of the XIX century and in the first fifty years of the national unity, together with the foundation of the main geographical and naturalistic societies and of alpine and excursional clubs. Particularly the author examines the initiatives taken in occasion of the numerous meetings, but also joined to the scientific press, with a gradual settling of the speleological and carsological themes.

KEY WORDS: *History of Speleology, Karst Researches in Italy, Italian Speleology*

RIASSUNTO

Lo studio scientifico delle cavità naturali, al pari delle osservazioni sui fenomeni carsici, comincia a svilupparsi in Italia in tempi relativamente recenti, vale a dire nel corso del XIX secolo, anche se non mancarono in precedenza esempi di serie ricerche, stimulate da finalità idrologiche e condotte da eminenti studiosi.

L'interesse per le cavità naturali fu anche motivato da interessi paleontologici, specialmente nei riguardi delle “grotte o caverne ossifere”. L'inserimento di tali ricerche nell'ambito delle scienze naturali si colloca solo nella seconda metà dell'800, in concomitanza con il graduale organizzarsi di società scientifiche e con il periodico svolgimento di specifiche riunioni congressuali. Rispetto ad altri paesi europei, come la Francia e l'Inghilterra, il nostro Paese, anche a causa della sua frammentazione politica conclusasi 150 anni or sono, si mosse con un certo ritardo che, però, negli ultimi quattro decenni del XIX secolo venne rapidamente colmato.

<laureti@unipv.it>

Nel presente contributo vengono esaminate le vicende che caratterizzarono il dibattito scientifico nella seconda metà dell'800 e nel primo cinquantennio dell'unità nazionale, ambedue accompagnati dalla fondazione delle principali società scientifiche di ambito geografico-naturalistico nonché di associazioni alpinistiche ed escursionistiche. In particolare si ricordano le iniziative prese in occasione delle numerose manifestazioni congressuali, ma anche nell'ambito della crescente editoria scientifica, che gradualmente porteranno ad una sistematizzazione delle tematiche speleologiche e carsologiche.

PAROLE CHIAVE: *Storia della Speleologia, Ricerche sul carsismo in Italia, Speleologia italiana*

1. Gli studi di morfologia e idrologia carsica alla vigilia dell'unità nazionale

Fino a quando il nostro Paese era diviso in numerose entità politiche formalmente indipendenti lo sviluppo delle attività di studio e di ricerca, nonostante la presenza di un buon numero di istituzioni universitarie, di accademie e di sodalizi scientifici variamente localizzati, l'interesse per i fenomeni carsici in generale (morfologia superficiale e sotterranea, idrologia, genesi, ecc.) poteva considerarsi alquanto limitato fatta eccezione per alcune situazioni particolari. In un documentato articolo, pubblicato oltre un secolo fa (1909) sul periodico “Mondo Sotterraneo”, Michele Gortani elenca una nutrita schiera di autori (fra cui molti italiani) che, fino a tutto il XVIII secolo, in vario modo si interessarono all'origine delle sorgenti, allo scorrimento delle acque nel sottosuolo nonché all'illustrazione di grotte e spelonche con quanto in esse poteva essere contenuto.

Tra essi, un importante contributo alla conoscenza dell'idrologia carsica lo si deve, come è noto, già nel XVIII secolo, ad Antonio Vallisneri (1661-1730), nativo della Garfagnana, con la conferma dell'origine pluviale delle sorgenti (avanzata circa un secolo e mezzo prima dal francese Bernard Palissy) nell'opera *Lezione accademica intorno all'origine delle fontane* (1715) (Fig. 1). Egli visitò le sorgenti del Secchia e da lì discese in Garfagnana e a Fornovolasco (Vergemoli, Lucca) dove esplorò la “Tana che urla”. Nella sua descrizione egli ammira la bellezza delle concrezioni che decorano la grotta. L'esplorazione della Tana che urla fu poi proseguita verso la fine del XIX secolo e agli inizi del XX.

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Università di Pavia,

Osservazioni sulle grotte toscane sono riportate anche dal naturalista Giovanni Targioni Tozzetti (1712-1783) nella sua ponderosa opera *Relazioni d'alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana* (tomo 10, pp. 223-228, 1777²) (Fig. 2).

L'attenzione verso le cavità naturali fu motivata inizialmente da interessi paleontologici, specialmente nei riguardi delle cosiddette "grotte o caverne ossifere". La ricerca di fossili, specialmente vertebrati, conservatisi all'interno di cavità naturali, era già effettuata saltuariamente nel corso del XVIII secolo, come testimoniano i ritrovamenti del veronese Gregorio Piccoli nelle grotte dei Monti Lessini (1739) e del pesarese Gian Battista Passeri nelle grotte del Monte Cucco (1775).

Ma è soprattutto durante il secolo successivo che essa si diffonde, specialmente con la convinzione dell'antichità della specie umana i cui antenati si riteneva avessero certamente trovato rifugio proprio nelle caverne naturali. Nella ricerca e nella diffusione delle grotte ossifere in Italia, una posizione particolare spetta senza dubbio alla Liguria grazie alle sistematiche ricerche di Arturo Issel (1842-1922) prolungatesi per oltre mezzo secolo, dai primi ritrovamenti nelle grotte del Finalese (1864) fino alla monumentale opera *Liguria geologica e preistorica* (1892, 2 volumi più un atlante) ed ai successivi aggiornamenti (1908 e 1921).

Tra i precursori di Issel nella ricerca e nello studio delle grotte ossifere vanno ricordati Paolo Savi (1825) e Giovanni Capellini (1850) che si occuparono della caverne nei monti spezzini, e molti altri con le loro ricerche paleontologiche nelle celebri grotte dei Balzi Rossi. Le opportunità fornite dalle ricerche nelle caverne ossifere condussero gradualmente ad un notevole sviluppo delle conoscenze nel campo della paleontologia e della stessa paleoantropologia.

Un fondamentale contributo agli studi sull'idrologia carsica è stato fornito dalle numerose ricerche compiute per la determinazione del corso sotterraneo del fiume Timavo al fine di valutarne le possibilità di sfruttamento idrico per il rifornimento della città di Trieste. Ben note sono le esplorazioni (iniziate nel 1839 da Antonio Federico Lindner e Giacomo Svetina e quindi portate avanti nel 1851 da Adolf Schmidl e Ivan Rudolf) per trovare una soluzione all'approvvigionamento idrico della città. Le indagini sulla circolazione idrica nel bacino del Timavo e in tutta l'area carsica triestina proseguiranno fino ai giorni nostri con l'impegno di studiosi e di semplici speleologi. La storia, speleologica e scientifica, di queste vicende è illustrata in un interessante quanto avvincente volume di Mario Galli (*Timavo. Esplorazioni e studi*, 1999) da cui si ricava come il carso triestino abbia costituito un vero e proprio banco di prova per l'elaborazione di teorie, ricostruzioni evolutive ed esperienze analitiche dove si incontrano i nomi (limitandosi ai soli italiani) di Eugenio Boegan, Guido Timeus, Giulio Grablovitz, Carlo D'Ambrosi, Walter Maucci, Ferruccio Mosetti, Fabio Forti e molti altri.

Con il conseguimento dell'unità nazionale ai governanti del giovane regno italiano si prospettò la necessità di rifondare ex-novo le strutture della complessa macchina statale estendendo all'intero territorio le strutture del regno sardo. Questa ricomposizione riguardò particolarmente il settore dell'istruzione e della ricerca scientifica. Essa venne attuata utilizzando la ben nota "legge Casati" (1859) che comportò, tra

l'altro, una radicale ristrutturazione dell'ordinamento universitario con la sostituzione del tradizionale insegnamento della Storia naturale con specifiche cattedre (di zoologia, botanica, geologia, mineralogia, ecc.) nell'ambito delle quali verranno altresì stimolate e potenziate le attività di ricerca.

In particolare, durante il primo cinquantennio di unità nazionale, nel campo delle Scienze della Terra si registrò l'avvio dei lavori relativi al rilevamento della Carta geologica nazionale a scala topografica unitamente alla fondazione delle prime società scientifiche in ambito geografico-naturalistico (come la Società Geografica Italiana nel 1867 e la Società Geologica Italiana nel 1882) che si aggiunsero così alle numerose accademie scientifiche già operanti in tutto il territorio nazionale. Va inoltre ricordata la costituzione, in ambito generalmente privato, di associazioni alpinistiche ed escursionistiche (in particolare del Club Alpino Italiano nel 1863), mentre venne ripresa e consolidata la tradizione di organizzare manifestazioni molto apprezzate come i Congressi degli Scienziati Italiani che avevano costituito, tra il 1839 (Pisa) e il 1847 (Venezia), un importante fattore di coagulo e di stimolo dei sentimenti risorgimentali e nazionalistici che avevano contrassegnato la comunità scientifica italiana.

E' in questa fase che comincia a prendere consistenza l'interesse per la ricerca, l'esplorazione e lo studio delle cavità naturali, tutti elementi che costituiscono l'oggetto della Speleologia, e con essa di quel particolare settore della geografia fisica che si occupa dei fenomeni carsici ipogei ed epigei (Carsologia). Tra gli enti che maggiormente si distinsero in questo tipo di ricerche va ricordata la Società Italiana di Scienze Naturali (fondata a Milano nel 1857 con il nome iniziale di Società Geologica), cui aderivano i più autorevoli naturalisti (geologi, botanici, zoologi, antropologi, ecc.) con una notevole presenza anche da altri paesi, e il già ricordato Club Alpino Italiano tra i cui principali scopi, oltre a quello della pratica alpinistica, era lo studio scientifico della montagna e della natura in genere, come dimostrano i numerosi saggi (di geologia, di meteorologia, di fisiologia, ecc.) contenuti nel suo storico "Bollettino". Sul primo numero di quest'ultimo (1865) Bartolomeo Gastaldi, socio fondatore del sodalizio nonché professore all'Istituto tecnico superiore per ingegneri (il futuro Politecnico) di Torino, redige un lungo articolo sulla Grotta di Bossea preceduto da una corposa illustrazione dei tipici aspetti dell'ambiente ipogeo. E' una sorta di biglietto di ingresso della speleologia nella massima assise alpinistica nazionale.

2. L'idrologia sotterranea e l'azione dell'acqua in cento anni di trattati istituzionali da Collegno a Gortani

a. Il livello di conoscenza alla fine della prima metà del XIX secolo: Collegno e Pilla

La prima *Carta geologica dell'Italia intera* (1844) si deve al nobile piemontese Giacinto Provana di Collegno (1794-1856) già ufficiale dell'esercito sardo e quindi professore di geologia all'università di Bordeaux. Redatta sulla base dei dati fino ad allora disponibili, questa carta, alla scala di 1:1

850.000, pur con le sue indeterminazioni (in effetti non regge il confronto con la carta geologica di Francia pubblicata qualche anno prima) rappresenta un encomiabile tentativo di soddisfare le esigenze avanzate nel corso delle citate Riunioni degli Scienziati Italiani. In tali consessi la presenza di geologi e geografi fu particolarmente attiva e non mancarono spesso accese discussioni tra esponenti delle vecchie e delle nuove generazioni.

Nel 1847, presso l'editore Pomba di Torino, il Collegno pubblica un corposo manuale (*Elementi di geologia pratica e teorica destinati principalmente ad agevolare lo studio del suolo dell'Italia*) di 450 pagine (Fig. 3). Nel Capitolo III dedicato alle "Modificazioni dovute all'atmosfera e all'acqua" l'Autore riconosce la presenza di "scanalature" sulle superfici calcaree esposte agli agenti atmosferici e ritiene che le acque circolanti nel sottosuolo dei monti calcarei se incontrano preesistenti cavità le allargano mediante azioni chimiche. Infatti sostiene che "l'acqua atmosferica contiene quasi sempre una certa quantità di acido carbonico". Ma ritiene "più importante l'azione meccanica dell'acqua sulle rocce colle quali viene a contatto nella sua circolazione sotterranea."

Breve fu la vita di Leopoldo Pilla (nato a Venafro nel 1805 e morto a Curtatone nel 1848 combattendo con i suoi studenti pisani) ma assai cospicua la sua produzione scientifica che gli valse la chiamata all'ateneo pisano come professore di geologia. Il Pilla ci ha lasciato un *Trattato di Geologia, diretto specialmente a fare un confronto tra la struttura fisica del settentrione e del mezzogiorno di Europa*, in due volumi (Vannucchi, Pisa 1847-1851) (Fig. 4) che può considerarsi, dopo quelli del Breislak e del Tondi, la prima sistematica trattazione sistematica di scienze della terra, con numerosi esempi di geologia regionale non solamente italiani. E con riferimento ai suoi viaggi compiuti in diversi paesi europei.

Nel volume I (Sezione II, Capitolo II relativo all' "Azione dell'atmosfera e delle acque") l'Autore sostiene che nella loro circolazione sotterranea le acque meteoriche "disciolgono le materie che incontrano e che in esse sono solubili, e saturate così di varie sostanze escono alla superficie del suolo." Attraversando le rocce calcaree le acque "menano seco una grande quantità di carbonato di calce, il quale depositano in certe determinate condizioni", come lo stillicidio che produce "concrezioni calcaree molto bizzarre e pittoresche conosciute col nome di *stalattiti* e *stalammitti*, ed in Toscana con quello di *colaticci*." Egli riconosce inoltre che "l'azione dissolvente delle acque" nel sottosuolo, "diuturna ed incessante", è in grado di favorire la formazione di grandi cavità il cui crollo può provocare "frane e avvallamenti" alla superficie del suolo stesso: caso tipico di doline di crollo.

b. Le acque sotterranee nel Corso di Stoppani

Chiamato per chiara fama a ricoprire la cattedra di geologia nell'Ateneo pavese per lui appositamente istituita (1861), Antonio Stoppani (1824-1891) si trasferì poi a quello che diventerà il Politecnico di Milano dividendosi tra questo e il locale Museo di Storia Naturale. Tra il 1865 e il 1871 esce in due successive edizioni il suo trattato, modestamente intitolato *Corso di Geologia* (G. Bernardoni e G. Brigola, Milano 1871-1873) in tre volumi.

Nella II parte del I volume ben quattro capitoli per circa 50

pagine sono dedicati alla circolazione idrica sotterranea e alle sorgenti con abbondanza di esempi ed un modo di esprimersi più moderno e un vocabolario in cui spesso si fa riferimento a termini della lingua francese e tedesca. "La causa primaria della circolazione sotterranea" viene attribuita alla permeabilità delle rocce, stante il loro stato di fessurazione, termine che però non viene utilizzato ("aggregato di solidi disgiunti da mille meati").

Anche allo Stoppani sono note le caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua piovana ed il suo contenuto in acido carbonico che lui considera derivato sia dall'atmosfera che dalla vegetazione. Dalla fuoriuscita dal sottosuolo di acque così composte, cioè ricche di bicarbonato di calce, deriva un rapido e forte abbandono del solido disciolto con conseguente formazione di cospicue incrostazioni. (Vol. I del Corso di geologia, par. 561, pag. 299-300)

Qui a fianco (Fig. 5) una pagina del suo Trattato da cui risulta che lo Stoppani era ben documentato sui tentativi effettuati da Lindner nella Grotta di Trebiciano. Egli inoltre conosce molto bene le aree carsificate della Lombardia, quando cita il Piano del Tivano con il Buco della Nicolina sopra Nesso e, sull'altra riva, il Buco dell'Orso sopra Laglio, nonché le grotte della Valganna.

Descrivendo un paesaggio carsico, come quello tipico dell'altopiano di Selvino in Val Seriana (ricco di "vasti imbuti, del diametro di circa 50 metri, ...quasi vulcanici crateri scavati nella dolomia") non usa mai il termine *dolina* preferendo quello francese di *empousieu* relativo alle stesse forme presenti nei calcari del Giura di Neuchâtel.

c. La Geodinamica alle soglie del XX secolo: Issel, De Marchi, Parona

Professore di Geologia a Genova, nonché appassionato ricercatore di caverne ossifere, Arturo Issel (1842-1922) è stato il primo forte fautore degli studi speleologici: a Genova nel 1892, durante il I Congresso Geografico Italiano, fa presente "la convenienza di promuovere l'esplorazione delle caverne d'Italia sotto l'aspetto della topografia, della idrografia sotterranea e della zoologia". Nel suo intervento, pur omettendo i termini di *speleologia* e di *carsismo*, dà un quadro esauriente del naturale patrimonio ipogeo italiano.

Nel I volume del suo *Compendio di Geologia* (Unione Tipografico-Editrice, Torino 1896) (Fig. 6) dedica solo una ventina di pagine alle acque sotterranee. In due paragrafi tratta dei "fenomeni carsici" e delle "grotte e caverne", di cui fornisce una sua definizione. Oltre alle note località del Carso cita anche la grotta di Monte Cucco e quelle della Liguria a lui ben note per via dei ricchi depositi ossiferi.

Pubblicato all'inizio del XX secolo, il *Trattato di Geografia Fisica* (Francesco Vallardi, Milano 1901) (Fig. 7) di Luigi De Marchi (1857-1936), Professore di Geografia a Padova, risente molto delle nuove teorie davisiane. Nel cap. V (le acque sotterranee) il De Marchi usa il termine "fessurazione" per le rocce attraversate dalle acque sotterranee il cui corso può essere modificato dalla presenza di "sifoni". Nota inoltre che "ciò che sappiamo intorno a tale circolazione fu rivelato dall'esplorazione delle caverne, che è diventata in questi ultimi anni una delle forme più emozionanti dell'alpinismo

scientifico, e ha dato origine a un nuovo ramo di studi, la Speleologia, con trattati e riviste propri”

Nel *Trattato di Geologia, con speciale riguardo alla Geologia d'Italia* (Francesco Vallardi, Milano 1903, 1924²) (Fig. 8), redatto su uno schema approntato da Torquato Taramelli, il suo allievo Carlo Fabrizio Parona (1885-1939), Professore di Geologia a Torino, dedica ampio spazio ai temi tipici della geografia fisica o, come allora si diceva, alla “geologia dinamica”. Nel capitolo V (circolazione dell’acqua nel sottosuolo, sorgenti) conferma la “fessurazione” dei calcari come fattore che facilita la penetrazione delle acque superficiali nel sottosuolo. Descrive i caratteri del “paesaggio carsico” riportando la varietà delle denominazioni delle doline. Attribuisce anche lui l’intermittenza di alcune sorgenti alla presenza di sifoni nel sottosuolo, come quelle di Oliero in Valle del Brenta e le grotte del Bandito in Val del Gesso. Ipotizza anche che l’intensità dell’erosione carsica sia coincisa in alcuni casi “con un periodo di più copiosa precipitazione atmosferica” e di più elevata concentrazione di CO₂ nell’aria e nelle acque piovane.

d. Rovereto e l'autonomia della Geomorfologia

Comparso alla fine dell’800 in America, il termine *geomorfologia* viene utilizzato da Gaetano Rovereto (1870-1952; successore di Issel nella cattedra di Geologia dell’Ateneo genovese) già nel 1903 con uno studio sulla morfologia delle valli liguri. Nel volume *Studi di Geomorfologia* (1908) dedica un’ampia introduzione a definire il termine e la disciplina relativa richiamando la definizione data dal Richthofen (“conoscenza genetica delle forme della terra”) nella sua *Führer für Forschungsreisende* (1886, 1901²).

Nel II volume della sua opera principale, “*Forme della Terra*”. *Trattato di Geologia Morfologica (Geomorfologia)* (1923-24) (Fig. 9), le 80 pagine del capitolo III sono dedicate a “Le regioni carsiche e la morfologia sotterranea”. In esso sono illustrate con chiarezza le condizioni per la carsificazione della roccia calcarea (purezza e fratturazione). Si precisa che nell’ampliamento dei meati sotterranei l’azione chimica precede l’erosione meccanica. Viene contraddetta la teoria, allora in voga, dell’acqua di fondo, e si descrivono con ricchezza di particolari le vie della circolazione sotterranea dando ampio spazio alla trattazione delle sorgenti intermittenti e dedicando una particolare attenzione al Timavo (“tipo di fiume sotterraneo ad autosotterramento”), sulla base delle ricerche di Boegan, Timeus e Grablovitz, e ai problemi relativi alla ricostruzione del reticolo sotterraneo. Molti paragrafi sono inoltre dedicati al modellamento carsico superficiale (valli cieche, chiuse, disseccate; campi carreggiati, gane, superfici scannellate; uvala, polja, doline; ponti naturali, ecc.) e ipogeo, nonché all’esame dei depositi relativi. Un paragrafo tratta dei fenomeni carsici in rocce non calcaree (gessi, conglomerati, ecc.).

Alla conclusione del capitolo, oltre a una cospicua rassegna bibliografica, il Rovereto suggerisce anche un “Metodo di studio” che tenga conto del fenomeno, sia in ambito superficiale che sotterraneo, con le relative condizioni idrologiche, partendo da quelle che egli definisce “funzioni distruttive” (cioè i processi erosivi), esaminando quindi le “influenze indirette” (morfologia e idrografia anteriore o

contermine) e infine le “funzioni di deposito o costruttive” (alabastro, travertino, terra rossa, ecc.).

e. Il Compendio di Gortani

Friulano di Tolmezzo, Michele Gortani (1883-1965), Professore di Geologia a Cagliari, Pavia e quindi a Bologna, sua città di elezione, dove ancora studente fondò una Società Speleologica (1903), nonostante gli impegni dell’attività politica (sia durante il Regno che nella Repubblica nazionale), ebbe sempre nel cuore la Carnia e le sue grotte, stimolando in ogni consesso le attività di ricerca ed esplorazione e facendo rinascere nel secondo dopoguerra l’Istituto Italiano di Speleologia a Bologna.

Nel II volume del suo *Compendio per naturalisti e ingegneri* (Del Bianco, Udine 1946-48), dedicato alla “geodinamica esterna”, il capitolo VI dedica una trentina di pagine alla circolazione delle acque sotterranee nelle rocce fessurate e nelle rocce carsiche (in queste la fessurazione si allarga per corrosione chimica). Ampio spazio è riservato alla descrizione di una tipica regione carsica nei suoi aspetti superficiali e sotterranei. Sulla scia delle idee di Davis definisce un “ciclo carsico” collegando l’evoluzione ipogea al ciclo dell’erosione superficiale anche in conseguenza delle oscillazioni del livello di base di cui fornisce numerosi esempi relativi alle regioni litoranee (in Istria, Dalmazia, Puglia, Campania). In un apposito paragrafo tratta i caratteri della circolazione sotterranea, disposto a seguire la teoria di Grund sull’acqua di fondo, ma con opportune modifiche. Conclude con una rassegna sulla distribuzione del carsismo nelle varie regioni del Globo e sul carsismo in rocce non calcaree (dolomie, gessi, conglomerati).

3. Lo sviluppo della speleologia italiana tra XIX e XX secolo

a. L’associazionismo speleologico e le ricerche sul carsismo

L’ultimo quarto del XIX secolo nelle regioni nord orientali d’Italia (Venezia Giulia e Friuli) l’abbondanza di fenomeni carsici favorisce la formazione di numerosi gruppi speleologici. Principali centri sono le città di Trieste e Udine. In particolare si distinguono la Società Alpina delle Giulie (1883) con una Commissione Grotte e la Società Alpina Friulana (1874) con un Circolo Speleologico e Idrologico che nel 1904 darà vita alla rivista *Mondo Sotterraneo* (Fig. 10). In ambito CAI si formano a Milano un Gruppo Grotte (1897) e a Roma un Circolo Speleologico (1904). Infine, all’alba del XX secolo (1903) a Bologna Michele Gortani con altri suoi colleghi fonda una Società Speleologica con una *Rivista Italiana di Speleologia*.

b. La nascita dell’Istituto Italiano di Speleologia

Nell’ambito dell’Azienda statale che gestiva le Grotte di Postumia inizia nel 1927 le pubblicazioni la rivista *Le Grotte d’Italia* sotto la direzione di Eugenio Boegan e nel 1929 viene fondato l’Istituto Italiano di Speleologia. Lo dirigerà Michele Gortani che nel corso dell’ XI Congresso Geografico Italiano (Napoli 1930) ne espone le finalità insieme con l’esposizione

dei problemi speleologici in Italia. Nell'occasione Gortani elenca i *principali temi della ricerca speleologica*: morfologia, genesi ed evoluzione delle grotte, idrologia sotterranea, meteorologia, fisica terrestre, ecc. Nel 1937 a Udine, Gortani parlerà ancora ai geografi italiani con una esortazione *per lo studio delle aree carsiche italiane*, rilevando che l'attività dei Gruppi Grotte aveva permesso di catalogare oltre 6300 cavità. E sottolinea, inoltre, l'interesse non solo scientifico ma anche pratico che rivestono la ricerca e la conoscenza delle condizioni idrogeologiche di molte regioni italiane dove le risorgenti carsiche costituiscono una fondamentale risorsa idrica.

c. Gli studi sul carsismo: monografie e collane

La collana di "Memorie Geografiche di Giotto Dainelli", nel decennio 1907-17, pubblica tre importanti monografie sul tema "Materiali per lo studio dei fenomeni carsici": I) *Il Colle del Montello* di Antonio Renato Toniolo (1907), dove è proposta una classificazione delle doline leggermente diversa da quella di Cvijic (1893). II) *Grotte e voragini del Friuli* di G. B. De Gasperi (1916) (Fig. 11) con una introduzione sullo studio regionale delle grotte in Italia e sulle Società speleologiche. III) *Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia* di Olinto Marinelli (1917) frutto di una minuziosa indagine svolta in tutta Italia (Sicilia, Appennini, Alpi), lavoro unico del suo genere per quell'epoca e che anticipa di oltre mezzo secolo un attuale filone di ricerca. Queste sono state riprese con notevole intensità nel corso degli ultimi decenni contribuendo ad una migliore conoscenza di queste specifiche fenomenologie.

Agli aspetti e ai problemi dei fenomeni e delle aree carsiche si interessò anche il sismologo Mario Baratta, professore all'Università di Pavia, che negli anni accademici 1916-17 e 1917-18, basandosi sulla sua solida preparazione geologica nonché sulle conoscenze dirette acquisite in varie parti d'Italia nell'ambito delle sue ricerche sismologiche, dedicò i suoi corsi monografici alla morfologia e ai fenomeni carsici esaminati nelle aree più rappresentative del Paese nonché alle caratteristiche del carsismo nella Venezia Giulia e nell'Istria per le quali conìò appositamente l'appellativo di *Carsia Giulia*.

Nel ventennio interbellico (anni '20 e '30) del XX secolo, quando nel panorama carsologico mondiale era apparso il trattato di Georg Kyrle *Grundriss der Theoretischen Speleologie* (Vienna 1923), Eugenio Boegan pubblica, nelle "Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia", *Il Timavo: studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea* (1938) lavoro fondamentale che riassume oltre un secolo di ricerche nel carso triestino.

Gradualmente anche nelle altre regioni italiane le ricerche si intensificano con risultati che, dalle semplici conoscenze catastrali, si elevano alla formulazione di ipotesi teoriche sull'origine e sull'evoluzione delle diverse fenomenologie carsiche sia superficiali che sotterranee. Nel 1946 il CNR, su iniziativa di Michele Gortani, istituisce un Centro di Studi di Geografia Fisica presso l'Università di Bologna da cui escono (tra il 1950 e il 1955) ben sette monografie: *Il fenomeno carsico in Piemonte* (tre volumi su zone interne e marginali delle Alpi e sulle Alpi Liguri, di Carlo Felice Capello), *Il Gran*

Sasso d'Italia, versante meridionale (Mario Ortolani e Attilio Moretti), *Carsismo e idrografia carsica nel Gruppo del Monte Baldo e nei Lessini Veronesi* (Angelo Pasa), *Il fenomeno carsico nel territorio varesino (Prealpi lombarde)* (due volumi di Attilio Ligasacchi e Giuliano Rondina sotto la direzione di Giuseppe Nangeroni).

Altre ricerche da segnalare sono quelle compiute in Trentino da Giovanni Battista Trener e Cesare Conci, nel Friuli da Egidio Feruglio, nella Venezia Giulia da Walter Maucci (noto per la teoria dell'erosione inversa relativa all'origine delle grandi cavità verticali) insieme con Carlo D'Ambrosi e Ferruccio Mosetti, mentre l'Appennino umbro-marchigiano fu campo di studio di Cesare Lippi Boncambi e l'Appennino laziale-abruzzese di Aldo Giacomo Segre. Professore di Geografia Fisica a Catania, quest'ultimo autore pubblica nel 1948 la monografia *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio* (Fig. 12), frutto di pluriennali ricerche ed esplorazioni compiute nell'Italia centrale con il Circolo Speleologico Romano. Lavoro moderno e ben documentato (e con ricca bibliografia) anche sotto il profilo storico, sia sul carsismo superficiale che su quello sotterraneo. In ambito internazionale va inoltre segnalata la partecipazione italiana all'*Atlante Internazionale dei fenomeni carsici* con la redazione del Foglio 2, (*Bosco del Cansiglio*, con una carta geomorfologica alla scala di 1:30 000) da parte di Giovanni Battista Castiglioni (1960).

4. La rinascita della speleologia italiana nella seconda metà del XX secolo e lo sviluppo degli studi sul carsismo

Dopo la fine del secondo conflitto mondiale, e nonostante la perdita di molte delle aree carsiche delle Alpi Orientali con il Carso e l'Istria, in Italia l'attività esplorativa e di studio riprende con notevole intensità: presso il TCI viene istituito nel 1946, su iniziativa di Claudio Sommaruga, un Centro Speleologico e nello stesso anno si svolge un Congresso nazionale ad Asiago, seguito da altri due a Milano (1948) e a Chieti (1949). Nello stesso anno Salvatore Dell'Oca fonda la *Rassegna Speleologica Italiana*, per un quarantennio l'organo ufficiale dei gruppi grotte italiani. Si rafforza inoltre la presenza italiana all'estero con la partecipazione di singoli speleologi a congressi ed esplorazioni in altri paesi. Un importante riconoscimento allo sviluppo raggiunto dalla ricerca nazionale è costituito dall'assegnazione all'Italia del II Congresso Internazionale di Speleologia che si terrà a Bari nel 1958. L'anno precedente, sempre a Bari, in occasione del XVII Congresso Geografico Italiano, la relazione fondamentale (*Il carsismo e l'idrologia carsica in Italia*) è tenuta da Giuseppe Nangeroni che fu a lungo presidente della ricostituita (1950) Società Speleologica Italiana. Nella sua relazione egli esamina alcuni i rapporti tra morfologia carsica e condizioni climatiche, affronta il problema della genesi delle cavità ipogee mostrando una certa attenzione alla teoria dell'*erosione inversa* da poco formulata da Walter Maucci (1951) considerando anche gli aspetti dell'evoluzione carsica in rapporto ai mutamenti climatici. Tra le successive manifestazioni internazionali si

ricorda qui il Seminario Internazionale sulla speleogenesi svoltosi a Varenna nel 1972 con la principale relazione letta da Franco Anelli scopritore (1938) e direttore per lunghi anni delle Grotte di Castellana. Nello stesso anno 1972 viene pubblicato dall'editore Elsevier un volume miscelaneo sulle più importanti regioni carsiche dell'emisfero settentrionale. Il saggio relativo all'Italia (*Karst of Italy*) è redatto da Severino Belloni, Bruno Martinis e Giuseppe Orombelli. Altre ricerche che in Italia si sono intensificate (accompagnate da relativi incontri di studio), specialmente nella seconda metà del XX secolo, sono quelle relative alle caratteristiche microforme carsiche superficiali la cui presenza è stata riscontrata in numerose regioni e quelle sui riempimenti naturali in grotta (Simposio di Varenna, 1960), già oggetto di attenzione da parte degli studiosi delle grotte ossifere. Altre manifestazioni, tra le numerose, da segnalare: il Simposio internazionale sulla speleogenesi (Varenna 1972) nonché quello sul carsismo delle evaporiti (Bologna e Palermo, 1985).

5. Considerazioni conclusive

Sono passati 120 anni da quando Martel (*Les Abimes*, 1894, pp. 545-46) dedicava solo quattro righe e due brevi note bibliografiche al nostro Paese. Da allora molta acqua è penetrata e riuscita dal sottosuolo. La speleologia italiana occupa una posizione di rilievo in ambito internazionale: per due volte ha avuto la presidenza dell'UIS (Cigna e Forti), ma sotto il profilo scientifico occorre intensificare ancora i nostri sforzi. Due recenti opere sul carsismo di due colleghi francesi, Jean-Nöel Salomon (*Précis de Karstologie*, 2006) e Eric Gill (*Karstologie, karst, grottes et sources*, 2011) riportano lunghi elenchi bibliografici. Nella prima è citato un solo titolo italiano risalente al 1958 e relativo al carso marocchino. Nella seconda, invece, le citazioni di voci italiane sono più numerose (almeno sette, tra il 1992 e il 2010, di cui solo una in lingua italiana, tre in francese e tre in inglese, con nomi di colleghi che hanno sempre guardato oltre frontiera: Paolo Forti, Alfredo Bini, Mario Parise, Jo De Waele ed altri). Fa piacere inoltre notare una nostra presenza nel volume 6 del recente *Treatise on Geomorphology* (2013) dedicato alla *Karst Geomorphology* con le dieci pagine del saggio di De Waele e Stefano Furlani sugli *Seawater and Biokarst Effects on Coastal Limestones*. Sarebbe quindi giunto il tempo per la realizzazione di un'opera italiana sul carsismo e l'idrologia carsica in generale come le due sopra citate (utilmente redatta in lingua inglese). Il bel capitolo scritto da Ugo Sauro nella *Geomorfologia* di Giovanni Battista Castiglioni (1979) costituirebbe una buona base di partenza, opportunamente aggiornato ed adeguato alle nuove conoscenze.

Riferimenti bibliografici

AA. VV., 1961 - *Atti del Symposium internazionale di speleologia sui riempimenti naturali di grotte*. Villa Monastero, Varenna (Como, 1960), In: "Memorie della Rassegna Speleologica Italiana e della Soc. Speleologica Italiana", 5: 2 voll. di 187 e 276 pp.

- AA. VV., 1975 - *Atti del Seminario Internazionale di Speleogenesi*. Villa Monastero, Varenna (Como, 5-8 ottobre 1972), In: "Le Grotte d'Italia": 418 pp.
- AA. VV., 1986 - *Atti del Simposio internazionale sul carsismo nelle evaporiti*. Bologna 21-26 ottobre 1985, In: "Le Grotte d'Italia", s. 4, vol. XII (1984-85): 420 pp.
- AA. VV., 1987 - *Atti del Simposio internazionale sul carsismo nelle evaporiti siciliane*. Palermo 27-30 ottobre 1985, In: "Le Grotte d'Italia", s. 4, vol. XIII (1986): 213 pp.
- AGOSTINI F. G., 1964 - *Intenti e contributi scientifici del Club Alpino Italiano nei primi cento anni di vita*. In: AA. VV., *I cento anni del Club Alpino Italiano 1863-1963*. Tamari, Bologna, estr. di 25 pp.
- BERTARELLI L. V., BOEGAN E., 1926 - *Due mila Grotte: quarant'anni di esplorazioni nella Venezia Giulia*. TCI, Milano: 494 pp.
- CASELLI C., 1906 - *Speleologia (Studio delle caverne)*. Manuali Hoepli, Milano: X-163 pp.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (Comitato per la Geografia, Geologia e Mineralogia), 1956-1983 - *Bibliografia geologica d'Italia*. Volumi vari relativi alle singole regioni con alcuni aggiornamenti.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (Comitato per le Scienze Storiche, Filologiche e Filosofiche), 1959-1970 - *Collana di Bibliografie Geografiche delle Regioni Italiane*. Volumi vari per ogni singola regione.
- FORTI F., 2003 - "Corrosione". "soluzione", "erosione" negli studi carsici. "Progressione", 48
- GORTANI M., 1909 - *Intorno ai primi studi di speleologia e idrologia sotterranea*. "Mondo Sotterraneo", V, 3-5 e 6: estr. di 14 pp.
- LAURETI L., 1995 - *The researches on karst of Mario Baratta (1868-1935)*. "Acta Carsologica" XXIV, Ljubljana: 323-331.
- LAURETI L., 1999 - *Sviluppo e orientamento della Geografia Fisica in Italia nel XX secolo*, In OROMBELLI G. (a cura di), *Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni*, G. Brigati, Genova: 447-468.
- LAURETI L., 2001 - *Storia della Speleologia*. "Quaderni didattici della SSI", 11, Erga Edizioni, Genova: 40 pp.
- LAURETI L., 2013 - *Agli albori delle ricerche sul carsismo e la speleologia in Italia*. "Atti del XXI Congresso nazionale di Speleologia" (Trieste, 2-5 giugno 2011), Edizioni Università di Trieste: 149-159.
- LORENZI A., 1919 - *Per la storia della Speleologia*. "Mondo Sotterraneo", 145: 1-6, estr.
- MADONIA G., FORTI P., 2003 - *Le aree carsiche gessose d'Italia*. "Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia", s. II, vol. XIV: 285 pp.
- MARINI D., 1986 - *Presentazione*, In: BERTARELLI L. V. e BOEGAN E., *cit.*, ristampa anastatica, Edizioni B-Mm Fachin, Trieste: 6 pp. n. n.
- PARONA C. F., 1913 - *Gli studi geologici ed il Club Alpino Italiano*, In: AA. VV., *L'opera del Club Alpino Italiano nel primo suo cinquantennio 1863-1913*, Soc. Tip. Editrice Nazionale, Torino: estr. di 16 pp.
- SAVELLI F., 2003 - *La speleologia nei gessi d'Italia. Un percorso storico*. In: MADONIA G. e FORTI P., *cit.*: 27-40.

Didascalie delle figure

Fig. 1 – Frontespizio della seconda edizione (1726) della *Lezione accademica* di Antonio Vallisneri.

Fig. 2 – Frontespizio del tomo decimo, seconda edizione (1787), delle *Relazioni d'alcuni viaggi* di Giovanni Targioni Tozzetti.

Fig. 3 – Frontespizio del manuale di *Geologia pratica e teorica* (1847) di Giacinto Collegno.

Fig. 4 – Frontespizio del primo volume del *Trattato di geologia* (1847) di Leopoldo Pilla.

Fig. 5 – Illustrazione relativa all'abisso di Trebiciano (Treblich) inserita nel primo volume del *Corso di geologia* (1871) di Antonio Stoppani.

Fig. 6 – Frontespizio del primo volume del *Compendio di geologia* (1896) di Arturo Issel.

Fig. 7 – Frontespizio del *Trattato di geografia fisica* (1901) di Luigi De Marchi.

Fig. 8 – Frontespizio del *Trattato di geologia* (1903) di Carlo Fabrizio Parona.

Fig. 9 – Quarta di copertina della rivista bimestrale *Mondo sotterraneo*, organo del Circolo speleologico e idrologico friulano, fondata nel 1904.

Fig. 10 – Frontespizio della rivista "Memorie Geografiche" con la monografia di Giovanni Battista De Gasperi sulle *Grotte e voragini del Friuli* (1916).

Fig. 11 – Frontespizio della monografia di Aldo Giacomo Segre *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio* (1948) inserita tra le pubblicazioni dell'Istituto di Geografia dell'Università di Roma

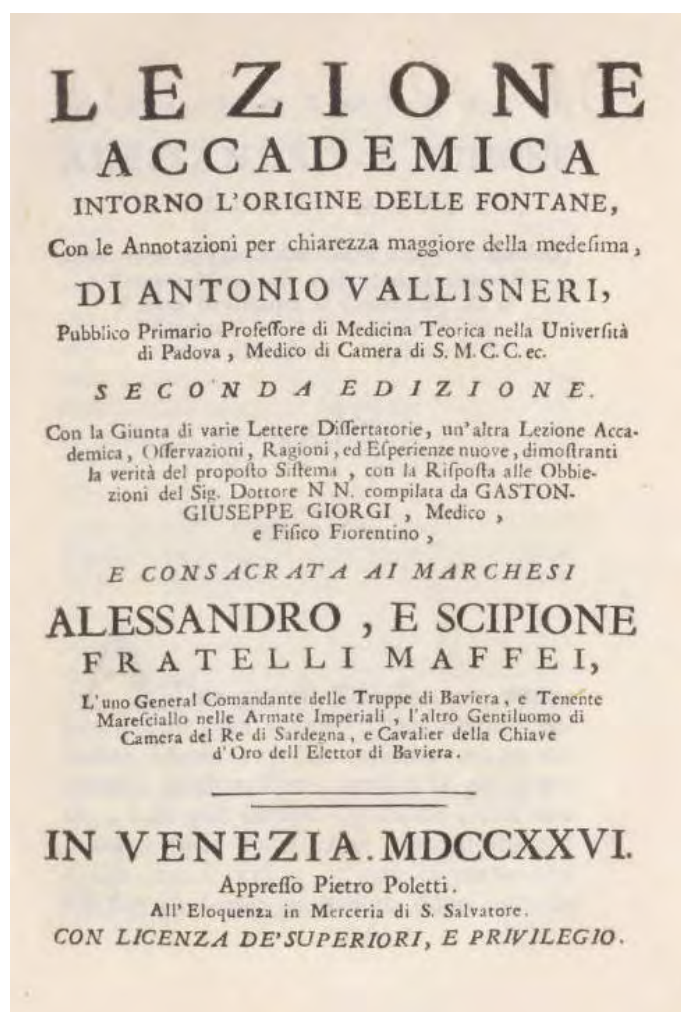


Fig. 1 – Frontespizio della seconda edizione (1726) della *Lezione accademica* di Antonio Vallisneri.



Fig. 2 – Frontespizio del tomo decimo, seconda edizione (1787), delle *Relazioni d'alcuni viaggi* di Giovanni Targioni Tozzetti.

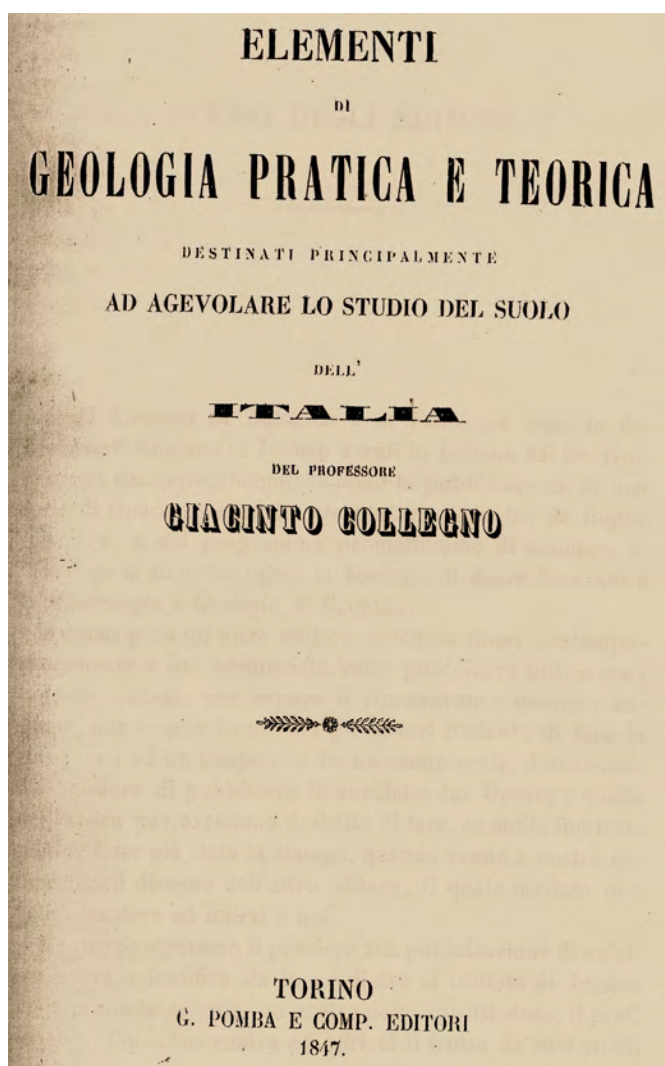


Fig. 3 – Frontespizio del manuale di *Geologia pratica e teorica* (1847) di Giacinto Collegno.

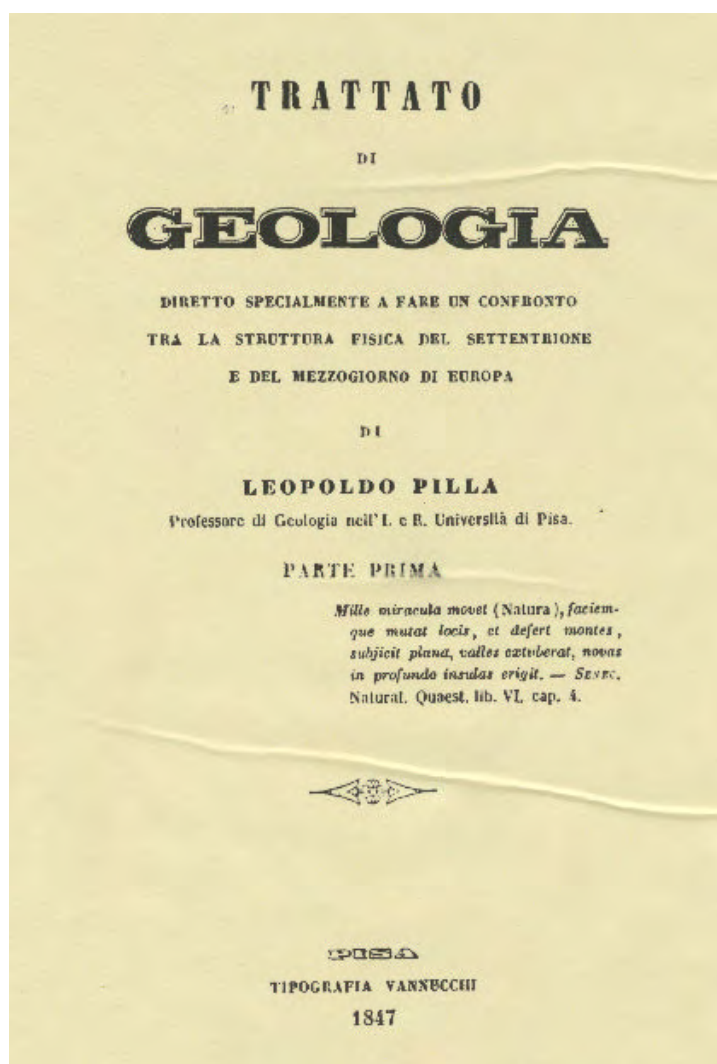


Fig. 4 – Frontespizio del primo volume del *Trattato di geologia* (1847) di Leopoldo Pilla



Fig. 5 – Illustrazione relativa all'abisso di Trebiciano (Treblich) inserita nel primo volume del *Corso di geologia* (1871) di Antonio Stoppani

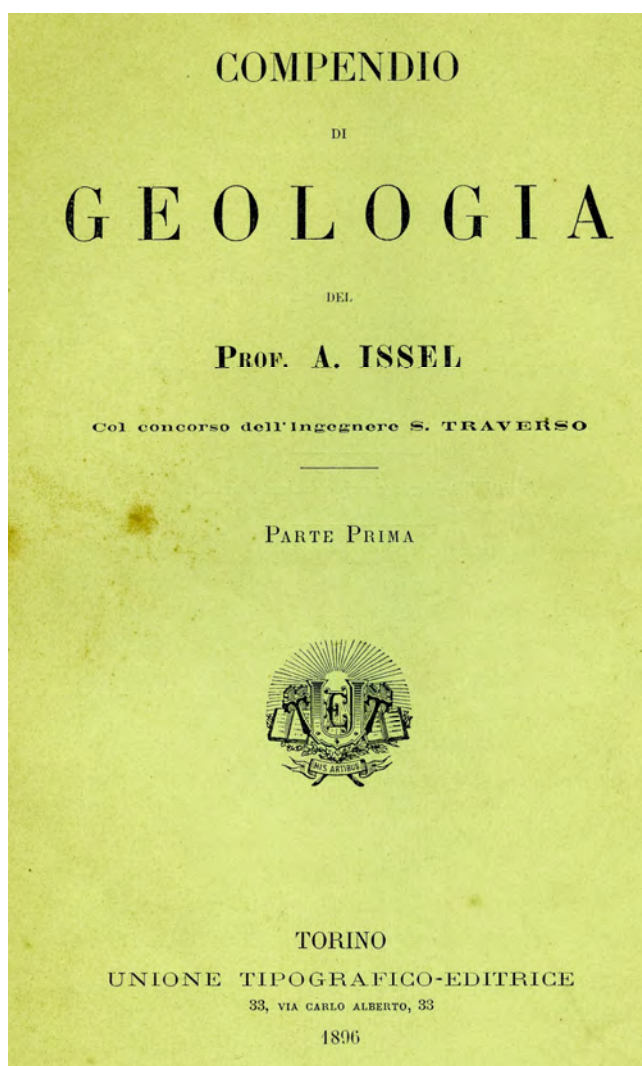


Fig. 6 – Frontespizio del primo volume del *Compendio di geologia* (1896) di Arturo Issel.

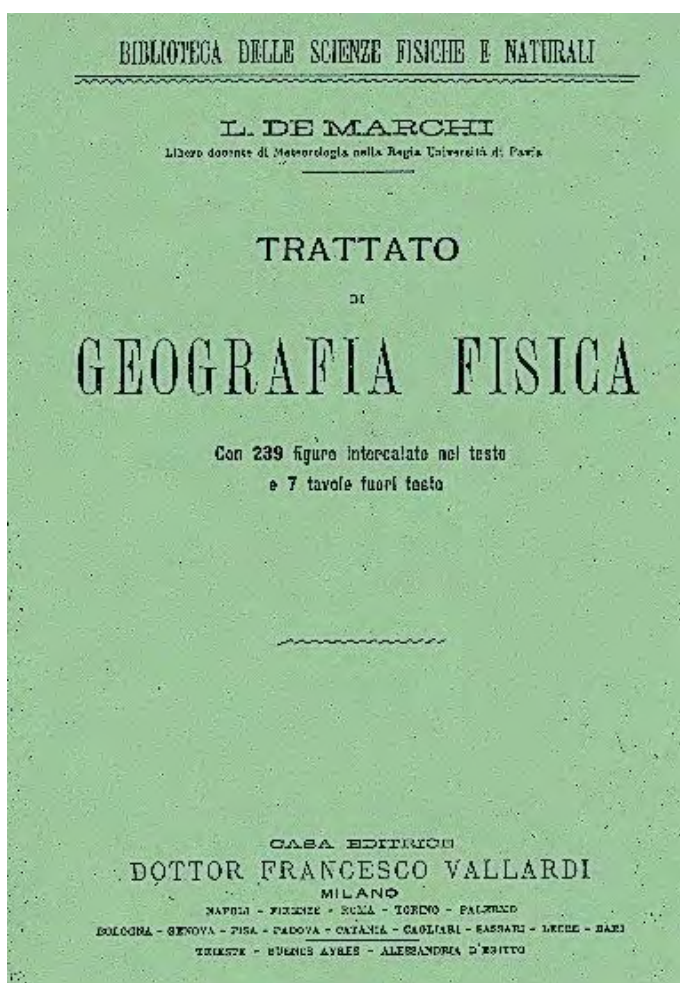


Fig. 7 – Frontespizio del *Trattato di geografia fisica* (1901) di Luigi De Marchi.

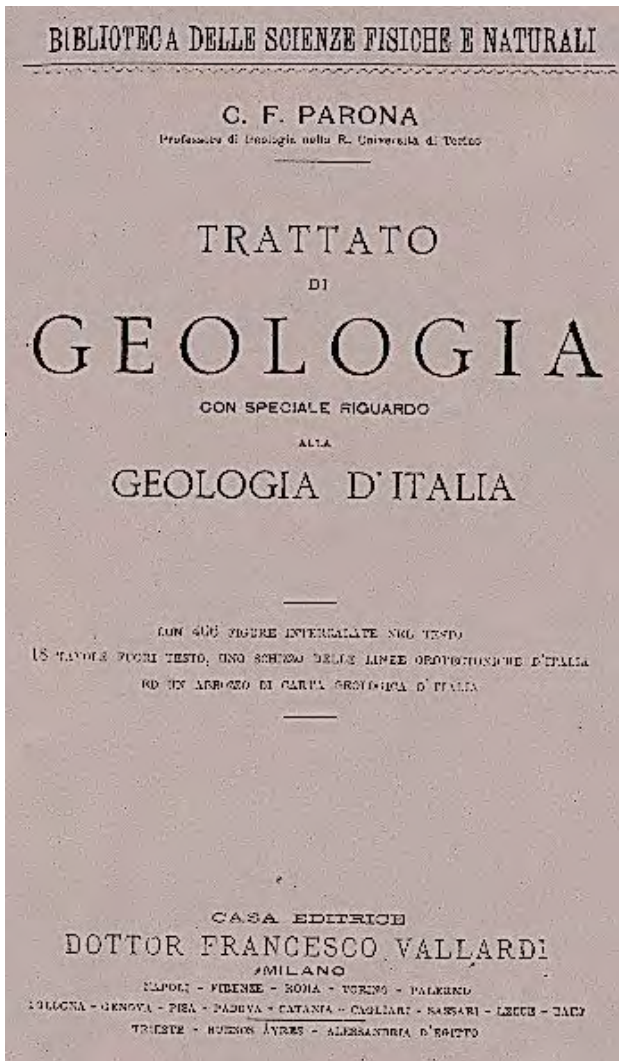


Fig. 8 – Frontespizio del *Trattato di geologia* (1903) di Carlo Fabrizio Parona

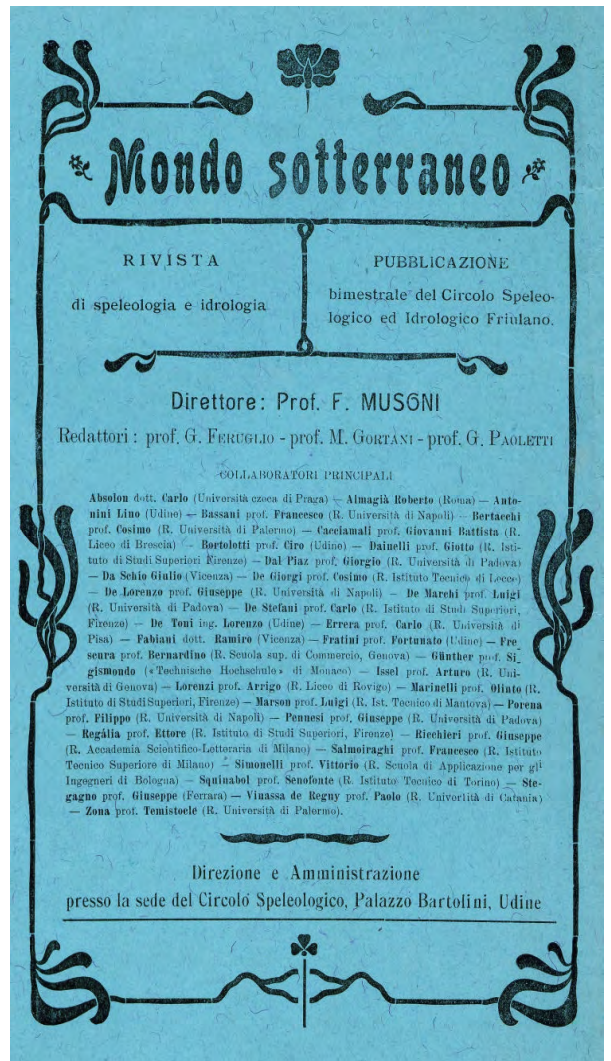


Fig. 9 – Quarta di copertina della rivista bimestrale *Mondo sotterraneo*, organo del Circolo speleologico e idrologico friulano, fondata nel 1904.



Fig. 10 – Frontespizio della rivista “*Memorie Geografiche*” con la monografia di Giovanni Battista De Gasperi sulle *Grotte e voragini del Friuli* (1916).

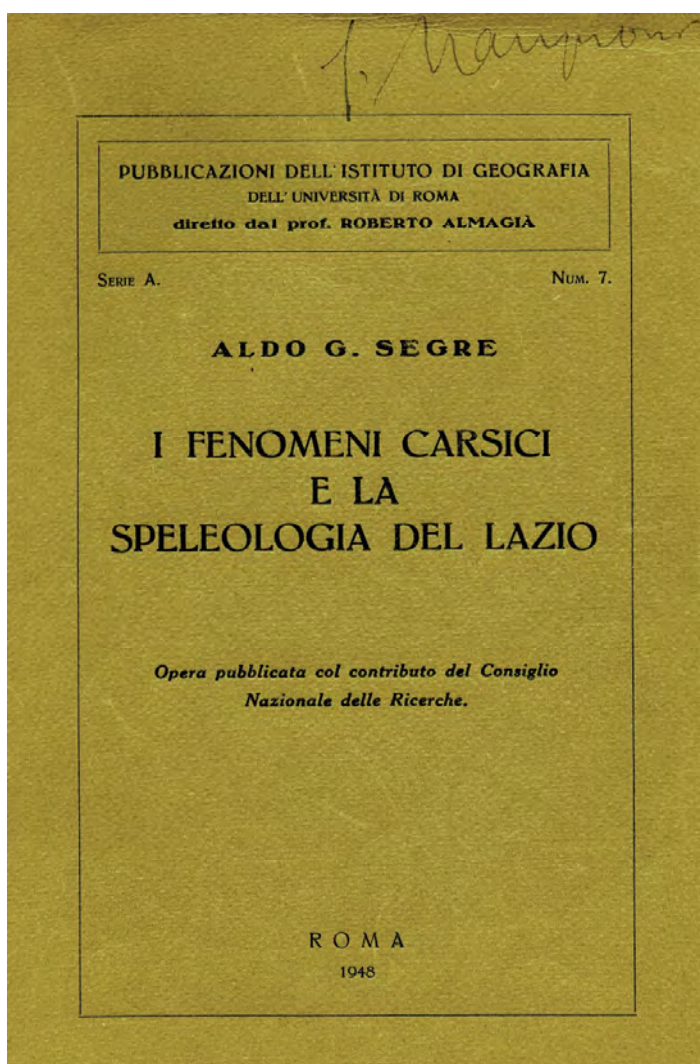


Fig. 11 – Frontespizio della monografia di Aldo Giacomo Segre *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio* (1948) inserita tra le pubblicazioni dell'Istituto di Geografia dell'Università di Roma

Trent'anni di ricerche carsologiche nelle evaporiti della Sicilia

GIULIANA MADONIA(*), MARCELLO PANZICA LA MANNA(**), MARCO VATTANO(*, ***)

RIASSUNTO

In Sicilia le rocce evaporitiche, appartenenti al Gruppo Gessoso-solfifero del Messiniano, sono presenti in una vasta area di oltre 1000 km² che si estende principalmente nel settore centro-meridionale dell'Isola, ma con affioramenti riscontrabili anche in aree nella Sicilia occidentale (province di Palermo e Trapani) e nelle propaggini nord-orientali del gruppo montuoso dei Peloritani, in provincia di Messina. I litotipi gessosi, preponderanti per estensione e, subordinatamente, quelli halitici facenti parte delle successioni evaporitiche, sono sede di notevoli emergenze carsiche rappresentate sia da forme superficiali (depressioni, karren, ecc.) sia da cavità sotterranee.

Lo studio sistematico del carsismo nelle evaporiti della Sicilia, rimasto praticamente nell'oblio dopo le pregevoli indagini pionieristiche di Olinto Marinelli e Mariano Gemmellaro nel periodo a cavallo tra la fine dell'800 e i primi del '900, prende sviluppo a partire dalla fine degli anni '70 del '900, dapprima con l'attività di alcuni gruppi speleologici siciliani, con la scoperta, esplorazione e documentazione di numerose cavità anche di considerevole sviluppo e profondità, e quindi con il successivo interessamento del mondo scientifico universitario, che porterà alla produzione di una notevole mole di pubblicazioni e all'organizzazione di convegni e *stage* sull'argomento.

Gli Autori forniscono un elenco bibliografico aggiornato di contributi scientifici e descrittivi sul carsismo nelle evaporiti della Sicilia.

ABSTRACT

In Sicily Messinian evaporites of Gruppo Gessoso Solfifero cover an extended area for more than 1000 km². Evaporites crop out mainly in the central-southern sector of the island, and in western Sicily (Palermo and Trapani provinces) and in the north-eastern areas of the Peloritani Mountains (Messina province) where small outcroppings occur.

Gypsum and subordinately halite rocks, which are included in the evaporitic successions, are characterized by abundant and very significant surficial (karren, dolines, bubbles, karst valleys, polje) and subterranean karst features (caves).

After the valuable pioneering investigations by Olinto Marinelli and Mariano Gemmellaro carried out in the period between the late '800 and early '900, the systematic study of karst in the evaporites of Sicily remained virtually forgotten for more than half a century.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare, Università di Palermo, Via Archirafi 22, 90123 Palermo, Italy, giuliana.madonia@unipa.it

(**) Regione Siciliana - Dipartimento Regionale dell'Ambiente, Via Ugo la Malfa 169, 90146 Palermo, Italy, marcello.panzicalamanna@regione.sicilia.it

(***) ANS Le Taddarite, Via Terrasanta 46, 90145 Palermo, Italy, marco.vattano@unipa.it

The interest about these issues restarted since the late 70s of the '900, first with the activity of some Sicilian caving groups that discovered, explored and documented numerous caves also of considerable development and depth, and then with the successive involvement of the scientific community that will lead to the production of several papers and the organization of conferences and workshops.

KEY WORDS: *Aree protette, Carsismo, Evaporiti, Gruppo Gessoso-solfifero, Sicilia.*

PREMESSA

In Sicilia sono presenti i più estesi affioramenti di rocce evaporitiche dell'intero bacino del Mediterraneo che occupano principalmente vaste aree del settore centro meridionale dell'Isola e subordinatamente alcuni territori occidentali e nord-orientali delle province di Trapani, Palermo e Messina, per un'estensione di complessivi 1000 km² circa (Fig. 1).

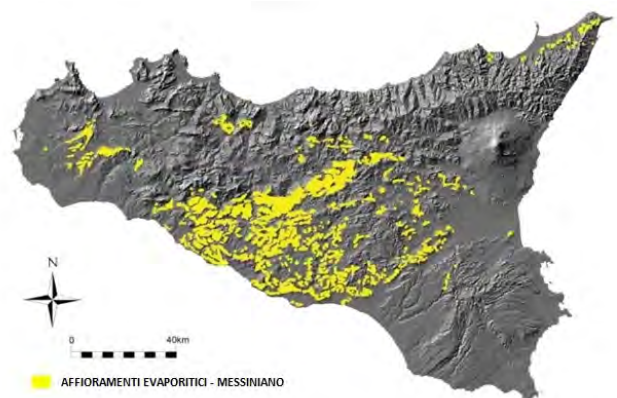


Fig. 1 – La distribuzione degli affioramenti evaporitici del Messiniano in Sicilia

Gli affioramenti evaporitici siciliani, appartenenti al Gruppo gessoso-solfifero del Messiniano, sono costituiti da litotipi di diversa composizione chimico-mineralogica tra i quali si riconoscono calcari, gessi di deposizione primaria e secondaria, sali sodici (prevalentemente halite) e potassici. Le successioni saline nonché le mineralizzazioni a zolfo, presenti sia nei litotipi carbonatici che solfatici, sono state oggetto nei secoli passati e in parte tuttora, per quanto riguarda il salgemma, di un importante sfruttamento minerario che ha rappresentato una cospicua fonte di benessere per l'economia siciliana.

I litotipi delle successioni evaporitiche messiniane della Sicilia, con particolare riferimento agli affioramenti gessosi e subordinatamente a quelli halitici, sono caratterizzati dalla presenza di una notevole abbondanza di forme carsiche epigee a piccola e grande scala (karren, depressioni quali doline e polje, valli cieche) ed ipogee (inghiottitoi e grotte).

L'estensione degli affioramenti e l'abbondanza delle forme carsiche incoraggiarono gli studiosi di geografia e geologia ad intraprendere ricerche sistematiche fin dagli anni a cavallo tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo, ben presto interrottesi e riprese solo dopo un lungo intervallo di tempo alla fine degli anni '70 del '900.

I PIONIERI DELLA RICERCA CARSOLOGICA NELLE EVAPORITI DELLA SICILIA

A cavallo tra la fine dell'800 e l'inizio del '900 si sviluppa in Sicilia una cospicua attività di ricerca sui fenomeni carsici che interessano gli affioramenti evaporitici messiniani, con particolare riguardo alle aree centro meridionali dell'agrigentino e al settore occidentale della Valle del Belice (GEMMELLARO, 1850; DE GREGORIO, 1910; STEFANINI, 1916; CIPOLLA, 1934; TREVISAN & DI NAPOLI, 1937).

Il primo studioso che fornisce un quadro organico sulla consistenza e distribuzione dei fenomeni carsici nei gessi messiniani della Sicilia è il geografo Olinto Marinelli (1874-1926), professore presso l'Istituto di studi superiori di Firenze e accademico dei Lincei, che nel corso di ripetute indagini condotte tra il 1896 e il 1917 segnala la presenza di tali fenomeni sia alla scala complessiva degli affioramenti evaporitici dell'Isola, sia approfondendo la descrizione di aree circoscritte caratterizzate da particolari ed abbondanti forme epigee ed ipogee (MARINELLI, 1896; 1899a; 1899b; 1900; 1910; 1911; 1917) - (Fig. 2).

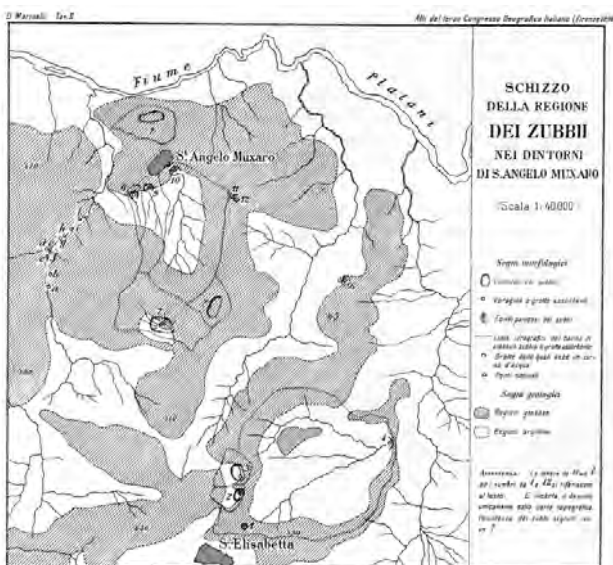


Fig. 2 – Tavola tratta dal lavoro di O. Marinelli - Fenomeni analoghi a quelli carsici nei gessi della Sicilia - 1899

palermitano Mariano Gemmellaro (1879-1921) che, pur se meno prolifico nel campo degli studi sul carsismo nelle evaporiti, grazie alla pubblicazione del 1917 che descrive in maniera dettagliata ed esauriente principalmente le forme epigee dell'area di Santa Ninfa (TP), darà un fondamentale impulso alle ricerche e scoperte che si svilupperanno più compiutamente a distanza di oltre 60 anni (Fig. 3).

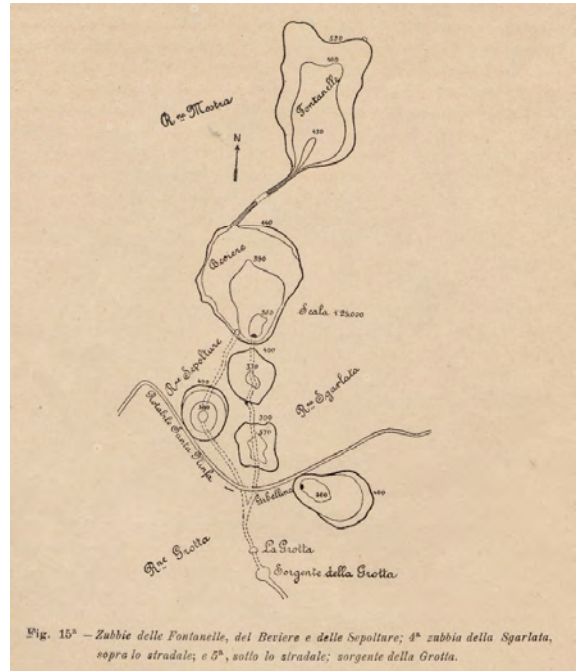


Fig. 3 – Tavola tratta dal lavoro di M. Gemmellaro - Le doline della formazione gessosa a N.-E. di Santaninfa (Trapani) - 1915

LE RICERCHE PIÙ RECENTI

Esauritasi l'attività dei primi Studiosi, le ricerche sul carsismo delle evaporiti della Sicilia, a parte qualche sporadico caso, rimangono nell'oblio per circa mezzo secolo. Solo dalla seconda metà degli anni '70 del '900, sulla scia di alcune iniziative delle principali Associazioni speleologiche in ambito nazionale, si "riscopre" in Sicilia l'interesse per la ricerca delle grotte nelle evaporiti, che portano nel giro di pochi anni alla individuazione ed esplorazione di notevoli sistemi carsici; alcuni Gruppi speleologici siciliani si dedicano infatti sia alla verifica delle cavità sotterranee già individuate, ma non esplorate compiutamente dai primi Studiosi, sia alle ricerche in aree di nuovo interesse.

Le ricerche speleologiche

Nella consapevolezza dell'enorme potenziale di nuove scoperte che le formazioni gessose della Sicilia avrebbero potuto riservare alle attività di ricerca, su iniziativa del Gruppo Speleologico "Palermo" del Club Alpino Italiano, successivamente seguito da altri Gruppi regionali, vengono intraprese una serie di esplorazioni sulla base di ricognizioni sul campo e dell'esame delle antiche pubblicazioni, oltre che su segnalazioni di appassionati residenti nelle aree gessose; tali

Altro studioso che si ritiene opportuno citare è il geologo

attività conducono ben presto alla conferma della diffusione e rilevanza del fenomeno carsico ipogeo nelle rocce gessose della Sicilia (PANZICA LA MANNA, 1992; 1993).

Le prime ricerche si concentrano sui rilievi di gesso selenitico delle *Serre di Ciminna*, a circa 40 km a Sud-Est della città di Palermo, dove la presenza di numerose doline sulle aree sommitali della dorsale induce ad ipotizzare l'esistenza di notevoli reticoli ipogei. In realtà la maggior parte delle depressioni risulta priva di ingressi ipogei praticabili e l'unica cavità di rilevante interesse è l'*Inghiottitoio delle Serre*, caratterizzato da speleotemi gessosi a grandi cristalli (Fig. 4).



Fig. 4 – La galleria iniziale dell'Inghiottitoio delle Serre di Ciminna (PA) - (Ph. M. Vattano)

Le cavità ipogee più comuni nelle *Serre* sono in realtà quelle localizzate in corrispondenza delle pareti perimetrali del rilievo e derivano prevalentemente da fenomeni gravitativi di versante, favoriti dall'intensa fratturazione dell'ammasso roccioso; in queste cavità si rinvennero frequentemente cristallizzazioni secondarie di gesso (macrocristalli e forme lenticolari) ed in alcuni casi manifestazioni sorgentizie alimentate dall'acquifero evaporitico (MADONIA *et alii*, 1983). Analoga tipologia di cavità viene anche esplorata e documentata nei limitrofi rilievi del Monte Misciotto (BUFFA *et alii*, 1995).

Le ricerche, condotte anche con la partecipazione di Gruppi speleologici nazionali riuniti in occasione anche di campi coordinati, si indirizzano quindi verso le aree dei più estesi affioramenti evaporitici della Sicilia centrale (provincia di Caltanissetta) e meridionale (provincia di Agrigento) e successivamente nell'area di Santa Ninfa, nella Valle del Belice (provincia di Trapani).

Nel territorio del comune di Campofranco (CL) viene segnalato un inghiottitoio attivo alla fine di una valle cieca che si sviluppa sulle argille del Serravalliano medio-Messiniano inferiore e trova recapito alla base del rilievo gessoso di Monte Conca (CALVARUSO *et alii*, 1978); l'esplorazione della grotta permetterà di scoprire una delle più interessanti cavità in gesso, non solo in ambito siciliano ma sicuramente dell'intero panorama italiano ed anche internazionale. L'*Inghiottitoio di Monte Conca* (svil. m 2250 ca., prof. m -130) - (Figg. 5 e 6).

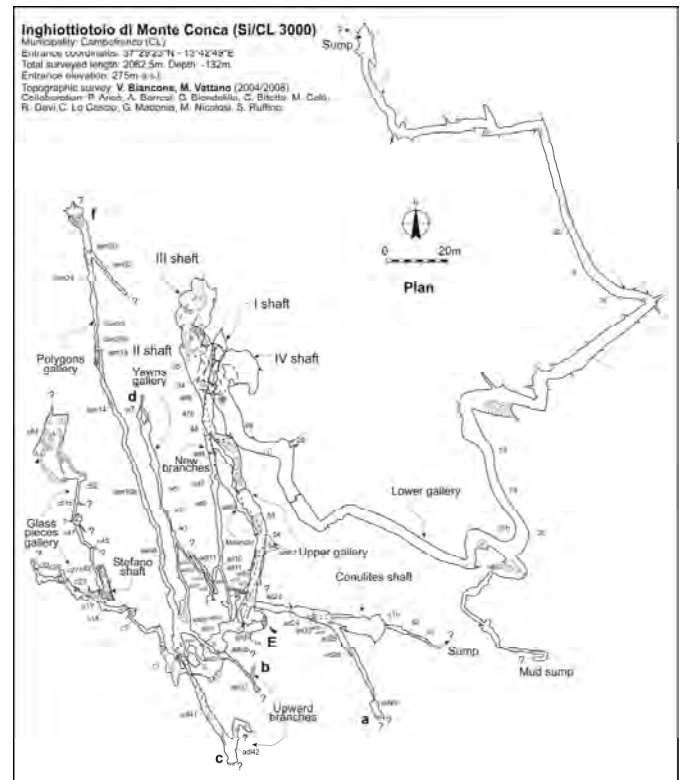


Fig. 5 – Rilievo topografico (pianta) dell'Inghiottitoio di Monte Conca (Campofranco - CL)

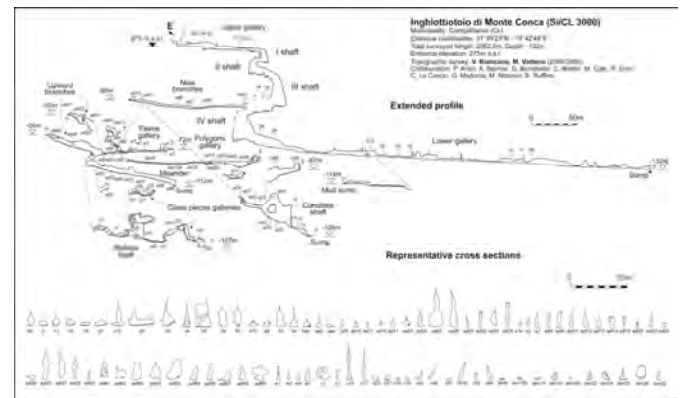


Fig. 6 - Rilievo topografico (sezioni longitudinale e trasversali) dell'Inghiottitoio di Monte Conca (Campofranco - CL)

L'Inghiottitoio si sviluppa con andamento misto verticale ed orizzontale, con gallerie, sia attive che inattive, disposte su più livelli e intercalate da pozzi-cascata di notevole interesse morfologico (Fig. 7).

La grotta insieme alla connessa *Risorgenza* attiva e ad altre cavità fossili correlate, costituisce un sistema carsico ipogeo completo che fornisce utili informazioni sull'evoluzione morfologica ed idrologica dell'intero rilievo evaporitico (CATELLANI, 1988; PANZICA LA MANNA, 1997; BIANCONE & VATTANO, 2002; 2004; 2008; 2010; , MADONIA & VATTANO, 2011).



Fig. 7 – Il 4° pozzo dell'Inghiottitoio d Monte Conca (Campofranco - CL) - (Ph. M. Vattano)

Nelle aree dell'agrigentino e della Valle del Belice le ricerche si sviluppano a partire dalla verifica degli studi di Marinelli e Gemmellaro, che avevano segnalato la presenza di cavità sotterranee senza procedere ad esplorazioni speleologiche dettagliate.

Tra le cavità di maggiore rilievo è necessario citare la *Grotta di Sant'Angelo Muxaro (Grutta Ciavuli)*, inghiottitoio attivo a sviluppo prevalentemente orizzontale con rami inattivi e recapito in una risorgenza sifonante. In alcuni rami inattivi è possibile inoltre osservare interessanti speleotemi cristallini di gesso selenitico (MADONIA *et alii*, 1986; PANZICA LA MANNA, 1995; INTERLANDI *et alii*, 2007, VATTANO, 2008) - Fig. 8.

Dal territorio di Sant'Angelo Muxaro, dove in prossimità della *Grotta* viene documentato il complesso delle *Grotte d'acqua* nel Vallone Ponte, le ricerche si estendono alle aree dei comuni circostanti con importanti scoperte quali il *Traforo di Montallegro*, la *Zubbia Camilleri* in territorio di Cattolica Eraclea, il *Labirinto dell'Istrice* a Naro ed una serie di inghiottitoi e grotte tettoniche nei territori di Raffadali, Siculiana e Racalmuto (BIANCONE *et alii*, 1993; UNIONE SPELEOLOGICA PORDENONESE, 1995; IEMMOLO, 2000; VECCHIO, 2000; LO PRESTI, 2004, VATTANO, 2008, IEMMOLO & VATTANO, 2012).

Nella Valle del Belice le ricerche si concentrano prevalentemente sull'altopiano di Santa Ninfa dove viene esplorato e rilevato il sistema ipogeo *Inghiottitoio del Biviere-Grotta di Santa Ninfa*, che si sviluppa su almeno due livelli di

gallerie attive ed inattive (Fig. 9).



Fig. 8 – Speleotemi cristallini di gesso nella Grotta di Sant'Angelo Muxaro (AG) - (Ph. M. Vattano)

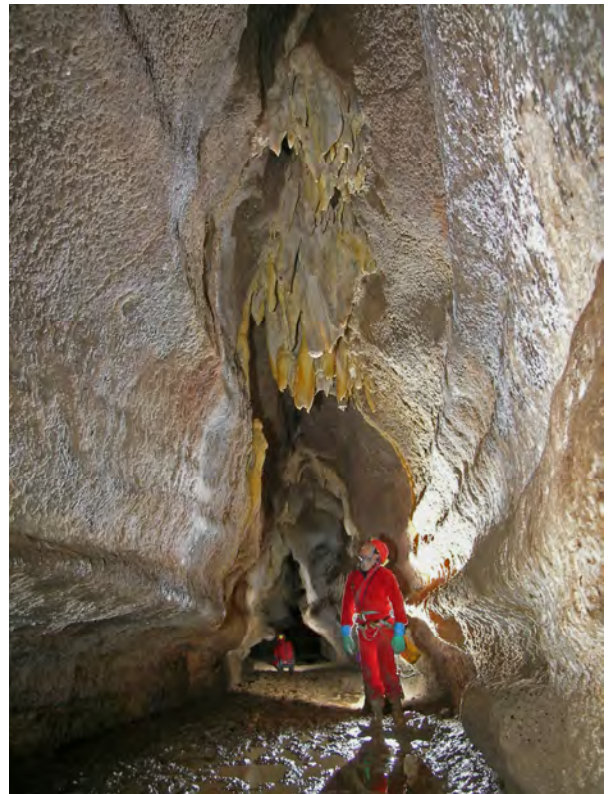


Fig. 9 – La galleria superiore inattiva della Grotta di Santa Ninfa (TP) - (Ph. M. Vattano)

Nell'area vengono individuate ed esplorate anche numerose altre cavità, sia ad andamento verticale che orizzontale, connesse con il sistema di doline e valli cieche (*Grotta della Volpe Rossa, Inghiottitoio dei Rovi*), oltre che ubicate sui versanti perimetrali del rilievo gessoso e geneticamente legate a fenomeni di fratturazione tettonica e/o a movimenti gravitativi indotti dai sottostanti terreni plastici, come ad esempio la *Grotta delle Eccentriche* (FEDERAZIONE

SPELEOLOGICA REGIONALE DELLA EMILIA-ROMAGNA, 1986; CHIESI *et alii*, 1987, 1989; PANZICA LA MANNA 1989).

Sempre nel territorio del Belice riveste una particolare importanza la *Grotta di Entella*, paleorisorgenza del sistema carsico dell'omonima Rocca (Fig. 10), costituita da livelli sub orizzontali inattivi sovrapposti, collegati da pozzi e camini verticali.



Fig. 10 – Il rilievo di gesso selenitico di Rocca d'Entella – Contessa Entellina (PA) - (Ph. M. Vattano)

Dal quadro sopra delineato, sinteticamente riassunto nella successiva Tab. 1, le attività di ricerca speleologica ad oggi condotte offrono solo un parziale panorama della consistenza del fenomeno carsico ipogeo nei litotipi gessosi della Sicilia. Dette ricerche proseguono costantemente nella considerazione che ulteriori importanti scoperte siano certamente da attendersi nel prossimo futuro.

Denominazione	Svil. m	Prof . m
Inghiottitoio di Monte Conca (CL)	205 0	-130
Grotta di S. Angelo Muxaro (AG)	176 0	-34
Grotta di Santa Ninfa (TP)	135 0	-25
Zubbia Camilleri (AG)	108 4	-80
Grotta di Entella (PA)	900	+ 90
Labirinto dell'Istrice (AG)	450	-30
Grotta della Volpe Rossa (TP)	371	
Grotta del Traforo (AG)	363	-26
Risorgenza di Monte Conca (CL)	260	+9
Inghiottitoio delle Serre di Ciminna (PA)	120	-20
Grotta del Vecchiuzzo (PA)	86	0
Risorgenza di S. Angelo Muxaro (AG)	46	0

Tab. 2 – Le più significative cavità in gesso della Sicilia

Gli studi scientifici

Alle attività di esplorazione e documentazione dei Gruppi speleologici siciliani fa seguito l'interessamento del mondo accademico, in particolare nella figura dell'Istituto di Geologia

dell'Università di Palermo, che intraprende una serie di ricerche sistematiche sugli aspetti epigei del carsismo nelle evaporiti siciliane, approfondendo nel contempo anche lo studio scientifico, geomorfologico ed idrologico, dei reticoli ipogei esplorati dai Gruppi speleologici. Tali attività si sviluppano ulteriormente nel corso degli anni, fino alla data odierna, in collaborazione anche con altri Atenei e Istituzioni di ricerca italiani e stranieri, nell'ambito di progetti comuni di studio, consentendo di pervenire alla pubblicazione di numerosi contributi scientifici.

La produzione scientifica degli Autori che si dedicano allo studio del carsismo nelle evaporiti siciliane si orienta da un lato a fornire un quadro complessivo e dettagliato sulla consistenza ed estensione del fenomeno nell'ambito dell'intero territorio dell'Isola, dall'altro ad approfondire temi di ricerca su aree più ristrette, ma di particolare interesse morfologico, oltre che sulla genesi e sviluppo di forme particolarmente caratteristiche del territorio siciliano.

Il momento iniziale del rifiorire delle ricerche può essere individuato nella organizzazione della sessione siciliana del "1° Simposio Internazionale sul Carsismo nelle Evaporiti" (1985) tenutosi a Bologna, che vede appunto a Palermo, con escursioni in varie aree della Sicilia, la sua prosecuzione e che consente di fare già un punto a quella data sullo stato delle conoscenze del fenomeno nel territorio isolano (AGNESI *et alii*, 1986).

Da tale punto di partenza le ricerche procedono proficuamente con la realizzazione nel 1986 di un approfondito studio multidisciplinare (geologia, mineralogia, geomorfologia, idrogeologia, speleologia, biospeleologia, etnoantropologia) dell'area di Santa Ninfa, che vede la cooperazione di diversi Atenei e Gruppi speleologici italiani. Tale studio, sulla base delle osservazioni epigee ed ipogee, consente di ricostruire l'evoluzione paleoambientale dell'area nell'intero contesto della Valle del Belice (AGNESI & MACALUSO, 1989).

Negli anni successivi le attività di ricerca si concentrano sullo studio geomorfologico di aree caratterizzate da notevole abbondanza di depressioni carsiche, consentendo di individuare emergenze di notevole interesse tra le quali merita sicuramente menzione il polje del *Pantano* nel comune di Siculiana (AG), forma di notevole estensione planimetrica e di rara presenza



Fig. 11 – Il Polje del Pantano a Torre Salsa (Siculiana, AG) - (Ph. M. Vattano)

nel contesto generale del carsismo nei (SAURO, 1996; MACALUSO & MADONIA, 1999; AGNESI *et alii*, 2003; MACALUSO *et alii*, 2003; DI MAGGIO *et alii*, 2013) - (Figg. 11 e 12).



Fig. 12 – Dolina di soluzione a Monte Misciotto (Caccamo, PA) - (Ph. M. Vattano)



Fig. 13 - Solchi da carso coperto in affioramento a seguito di scavi archeologici - Rocca d'Entella – Contessa Entellina (PA) - (Ph. M. Vattano)



Fig. 14 – Rillenkarrren su halite in C.da Salina (Cammarata, AG) - (Ph. M. Vattano)

Altre forme che costituiscono oggetto di studi approfonditi sono da individuare nelle molteplici tipologie di *karren* presenti in Sicilia, che si rinvengono su differenti litotipi che vanno dai gessi selenitici, alle gessareniti e gessopeliti, ai gessi alabastrini, come anche su affioramenti di halite (FORTI, 1996; MACALUSO & SAURO, 1996; MADONIA & SAURO, 2009) - (Figg. 13 e 14).

Di tali forme viene anche realizzato l'esauriente compendio iconografico "*Atlante dei Karren nelle evaporiti della Sicilia*" nel quale sono annoverate anche le forme di soluzione in ambiente marino-costiero (MACALUSO *et alii*, 2001) - (Fig. 15).



Fig. 15 – Rillenkarrren costieri su gessopeliti (Marina di Palma di Montechiaro, AG) - (Ph. U. Sauro)

Nell'ambito delle morfologie riconducibili ai karren sono state condotte diverse ricerche per lo studio, in correlazione anche con analoghe situazioni della regione di Sorbas (Almeria-Spagna), di morfologie non comuni, quali *bolle di scollamento* e *tumuli*, che assumono in Sicilia particolare rilevanza per varietà di forme e dimensioni (contrade *Serra Balate* - Palma di Montechiaro e *Muxarello* - Sant'Angelo Muxaro in provincia di Agrigento) (MACALUSO & SAURO, 1996; 1998; FERRARESE *et alii*, 2002) - (Fig.16).

Si ritiene opportuno al riguardo puntualizzare il particolare interesse rivestito da dette forme superficiali, legate a fenomeni di soluzione-ricristallizzazione, che nel passato erano state poco studiate rispetto ai più consueti e conosciuti karren "classici": forme epigee che oltre alla valenza scientifica posseggono indubbiamente notevole rilevanza estetica e paesaggistica.

In ambito ipogeo le ricerche si sono rivolte negli ultimi anni in particolare alla correlazione delle evidenze geomorfologiche e sedimentologiche osservate in grotta con la ricostruzione dell'evoluzione dei bacini idrografici esterni con le relative mutazioni nel tempo dei relativi livelli di base (VATTANO, 2004; 2008; 2010; BUSCAGLIA *et alii*, 2010; MADONIA & VATTANO, 2011; BUSCAGLIA *et alii*, 2012).



Fig. 16 – Bolla di scollamento su gesso selenitico C.da Serra Balate (Palma di Montechiaro, AG) - (Ph. M. Vattano)

Si ricordano infine le ricerche più recenti che sono in corso di sviluppo e che riguardano lo studio del fenomeno degli sprofondamenti superficiali, derivanti dal crollo di cavità sotterranee a seguito di processi carsici di solubilizzazione degli strati evaporitici spesso costituiti da litotipi salini (MADONIA *et alii*, 2006; LIGUORI & MANNO, 2008; LIGUORI *et alii*, 2008; DI MAGGIO *et alii*, 2010). Questi fenomeni di collasso (comunemente noti nella letteratura internazionale come *sinkholes*), il cui studio è particolarmente tenuto in considerazione dalla pubblica amministrazione per i risvolti di carattere sociale, sono connessi sia a cause naturali che antropiche, queste ultime di notevole rilevanza in Sicilia per la presenza di numerose miniere abbandonate di zolfo e di sali alcalini particolarmente solubili (Fig. 17).



Fig. 17 – Sinkhole nell'area mineraria a salgemma in C.da Salina (Cammarata, AG) - (Ph. M. Vattano)

LE INIZIATIVE DI TUTELA E VALORIZZAZIONE

Grazie all'intensificarsi delle ricerche sulle aree carsiche nelle evaporiti siciliane che hanno avvalorato l'interesse

scientifico, culturale e naturalistico di tali fenomeni, l'Amministrazione regionale ha riconosciuto la necessità di porre in essere idonei strumenti per la loro tutela (PANZICA LA MANNA, 1989). Per tale ragione diverse emergenze naturalistiche legate a fenomeni carsici, sia epigei che ipogei, sono state inserite nel Piano Regionale dei Parchi e delle Riserve e successivamente istituite quali aree protette (AGNESI, 2004; CASAMENTO & PALMERI, 2001; 2004; DIMARCA & FALCI, 2001; BIANCO *et alii*, 2003; CASAMENTO *et alii*, 2004; DIMAGGIO *et alii*, 2012) - Tab. 2.

Area Protetta	Ente gestore	Rete Natura 2000
R.N.O. Torre Salsa	WWF Italia	SIC
R.N.I. Grotta di S. Angelo Muxaro	Legambiente Sicilia	-
R.N.I. Monte Conca	CAI Sicilia	SIC/ZPS
R.N.I. Lago Sfondato	Legambiente Sicilia	SIC
R.N.O. Lago Soprano	Prov. Reg. Caltanissetta	SIC
R.N.O. Monte Capodarso e Valle dell'Imera meridionale	Italia Nostra	SIC
R.N.I. Contrada Scaleri	Prov. Reg. Caltanissetta	-
R.N.S. Lago di Pergusa	Prov. Reg. Enna	SIC/ZPS
R.N.I. Grotta di Entella	CAI Sicilia	SIC/ZPS
R.N.O. Serre di Ciminna	Prov. Reg. Palermo	SIC
R.N.I. Grotta di Santa Ninfa	Legambiente Sicilia	SIC
R.N.I. Lago Preola e Gorghi Tondi	WWF Italia	SIC/ZPS

Tab. 2 – Le aree naturali protette in rocce evaporitiche.

A seguito delle esperienze maturate in circa quindici anni di gestione delle Riserve Naturali Regionali delle aree carsiche evaporitiche, di concerto con i soggetti gestori delle stesse aree, del Parco Regionale delle Madonie e del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare dell'Università di Palermo, l'Assessore Regionale del Territorio Ambiente ha istituito nel 2012 una apposita "Rete", con l'obiettivo di coordinare le attività delle stesse aree protette e pervenire alla individuazione

di iniziative comuni di gestione, ricerca, divulgazione e fruizione (PANZICA LA MANNA & CHIARAMONTE, 2012).

PRINCIPALI FONTI BIBLIOGRAFICHE

Viene fornito di seguito un elenco dei principali contributi scientifici e di documentazione sui fenomeni carsici presenti nelle evaporiti della Sicilia, redatto in ordine cronologico.

- GEMMELLARO C., 1850 - *Sul preteso vulcano di Montegrande presso Pietraperzia*. Atti dell'Accademia Gioenia di Scienze Naturali, s. 2, t. 7: 143-154, Catania.
- MARINELLI O., 1896 - *Alcune notizie sopra il Lago di Pergusa in Sicilia*. Rivista Geografica Italiana, a. 3 (9): 509-519.
- MARINELLI O., 1899a - *Fenomeni analoghi a quelli carsici nei gessi della Sicilia*. Atti del III Congresso Geografico Italiano: 1-14, Firenze.
- MARINELLI O., 1899b - *Termini geografici dialettali raccolti in Sicilia*. Rivista Geografica Italiana, a. 6 (10): 606-620, Roma.
- MARINELLI O., 1900 - *Conche lacustri dovute a suberosioni nei gessi in Sicilia*. Rivista Geografica Italiana, a. 7 (5): 273-285.
- DE GREGORIO A., 1910 - *Formazione di un nuovo lago minuscolo a Mimiani (presso Marianopoli)*. Il Naturalista Siciliano, 1: 223-224.
- MARINELLI O., 1910 - *Fenomeni carsici nei gessi dei dintorni di Calatafimi*. Mondo Sotterraneo, 7 (1-2): 16-20.
- MARINELLI O., 1911 - *Per lo studio delle grotte e dei fenomeni carsici della Sicilia*. Atti del VII Congresso Geografico Italiano: 1-21, Palermo.
- GEMMELLARO M., 1915 - *Le doline della formazione gessosa a N.-E. di Santaninfa (Trapani)*. Giornale di Scienze Naturali ed Economiche, Palermo, 41: 1-49 + IV.
- STEFANINI G., 1916 - *Una regione carsica nei gessi di Sicilia studiata dal Prof. M. Gemmellaro*. Rivista Geografica Italiana, a. 23 (1): 56-58, Roma.
- MARINELLI O., 1917 - *Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia*. Memorie Geografiche di Giotto Dainelli, supplemento a Rivista Geografica Italiana, 34: 264-416.
- CIPOLLA F., 1934 - *Nuovi contributi alla geologia e geografia fisica di Mazara del Vallo e suoi dintorni (prov. Di Trapani)*. Bollettino della Società di Scienze Naturali ed economiche, n. s., 16: 28-35 + 2 tav.
- TREVISAN L. & DI NAPOLI E., (1937). *Tirreniano, Siciliano e Calabriano nella Sicilia sud-occidentale. Note di stratigrafia, Paleontologia e Morfologia*. Giorn. Sc. Nat. e Econ. Palermo, 39/8: 1-38.
- CUMIN G., 1953 - *Il Laghetto "Lo Sfondato" nella Sicilia centrale*. Bollettino della Società Geografica Italiana, s. 6, 5: 207-211.
- SAIBENE C., 1957 - *Note sul carsismo in Sicilia*. Atti del XVII Congresso Geografico Italiano: 137-145, Bari.
- COLLISANI A., 1975 - *La Grotta del Vecchiuzzo*. Sicilia Archeologica, 8 (28-29): 17-27.
- CALVARUSO E., CUSIMANO G., FAVARA R., MASCARI A. & PANZICA LA MANNA M., 1978 - *Primo contributo alla conoscenza del fenomeno carsico nei gessi in Sicilia, Inghiottitotio di M. Conca (Campofranco - CL)* - In: GS CAI Perugia (Ed.), Atti XIII Congresso Nazionale di Speleologia, Perugia (preprints), Perugia.
- BOVIO MARCONI J., 1979 - *La grotta del Vecchiuzzo*. Roma.
- MADONIA P., PANZICA LA MANNA M., VIVOLI P., 1983 - *Attuali conoscenze sul fenomeno carsico della provincia di Palermo*. Le Grotte d'Italia, s. 4, 11: 183-194.
- ABBATE R., MARINO A., 1986 - *Le attuali conoscenze sul fenomeno carsico nelle aree gessose della Siciliane*. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Bologna 21-26 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4, 12: 17-23.
- AGNESI V., MACALUSO T., PANZICA LA MANNA M. (a cura di), 1986 - *Il carsismo nelle evaporiti in Sicilia*. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Palermo 27-30 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4: 13.
- AGNESI V., MACALUSO T., PIPITONE G., 1986 - *Fenomeni carsici epigei nelle evaporiti della Sicilia*. In: Agnesi et alii (Eds.), Il carsismo nelle evaporiti in Sicilia. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Palermo 27-30 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4, 13: 123-161.
- CHOPPY J., 1986 - *Les karsts de gypse italiens*. Karstologia, 8: 39-46
- MADONIA P., PANZICA LA MANNA M., 1986 - *Fenomeni carsici ipogei nelle evaporiti in Sicilia*. In: Agnesi et alii (Eds.), Il carsismo nelle evaporiti in Sicilia. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Palermo 27-30 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4, 13: 163-189.
- AGNESI V., MACALUSO T., PANZICA LA MANNA M., PIPITONE G., 1986 - *Il carsismo nelle evaporiti della Sicilia: escursioni*. In: Agnesi et alii (Eds.), Il carsismo nelle evaporiti in Sicilia. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Palermo 27-30 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4, 13: 205-213.
- FEDERAZIONE SPELEOLOGICA REGIONALE DELLA EMILIA-ROMAGNA., 1986 - *Campagna speleologica nell'area carsica di S. Ninfa(Trapani, Sicilia)*. Sottoterra, A. XXV, 75: 38 sp. + 1 tav.
- MANNINO G., 1986 - *Le grotte del palermitano*. Quaderni del Museo Geologico "G. G. Gemmellaro", 2, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo: 159 pp.
- SAURO U., 1986 - *Lo stato attuale degli studi sul carsismo delle evaporiti in Italia*. In: Agnesi et alii (Eds.), Il carsismo nelle evaporiti in Sicilia. Atti del Simposio Internazionale sul carsismo delle evaporiti, Palermo 27-30 ottobre 1985, Le Grotte d'Italia, s. 4, 13: 93-106.
- RUGGIERI G. & TORRE G., 1987 - *Carsismo fossile sopramiocenico nei gessi messiniani di Ciminna (Palermo)*. Giornale di Geologia, s. 3, 49: 81-88.

- CHIESI M., FORTI P., PANZICA LA MANNA M., 1987 - *I gessi di Santa Ninfa*. Speleologia, 17: 12-16.
- CATELLANI C., 1988 - *I gessi di Milena*. Speleologia, Anno 9, 19: pp. 57.
- AGNESI V. & MACALUSO T., a cura di (1989 - *I gessi di Santa Ninfa (Trapani)*). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 202 pp.
- AGOSTINI S. & CUCCHI F., 1989 - *Caratteristiche geologiche dell'area di S. Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 15-22.
- AGNESI V., MACALUSO T., MENEGHEL M., SAURO U., 1989 - *Geomorfologia dell'area carsica di S. Ninfa (Sicilia occidentale)*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 23-48.
- BINI A., CUCCHI F., FORTI P., PANZICA LA MANNA M., 1989 - *Evoluzione speleogenetica con particolare riguardo alla Grotta di S. Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 161-168.
- BINI A., 1989 - *Morfologia e sedimentologia ipogea delle cavità di S. Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 101-135.
- CELICO P., MONTELEONE S., PIPITONE G. & PRANZINI G., 1989 - *Studio idro-geologico dei gessi di S. Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 155-160.
- CHIESI M., FORTI P., PANZICA LA MANNA M., 1989 - *Le esplorazioni speleologiche nell'area carsica di S. Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 85-92.
- GATANI M. G., LAURETI L., MADONIA P., PISANO A., 1989 - *Caratteri e distribuzione delle microforme carsiche nel territorio di Sant a Ninfa*. In: Agnesi V. & Macaluso T. (Eds.), I Gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica. Memorie dell' Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 3: 49-58.
- PANZICA LA MANNA M., 1989 - *Il Piano Regionale dei Parchi e delle Riserve Naturali come strumento per la salvaguardia del patrimonio carsico e speleologico della Sicilia*. Atti del XV Congresso Nazionale di Speleologia, 10-13 settembre 1987, Castellana Grotte: 1067-1074.
- PANZICA LA MANNA M., 1989 - *Aspetti del carsismo ipogeo nell'area di Santa Ninfa*. In: Agnesi V., Macaluso T., Ulzega A. (Eds.), Guida alle escursioni (Penisola di Capo San Vito, Isole Egadi, S. Ninfa), Trapani 27-30 giugno 1989, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo.
- CHIESI M. & FORTI P., 1992 - *Le concrezioni e le mineralizzazioni della Grotta della Milocchite MG 2 (Milena - Caltanissetta)*. Mondo Sotterraneo, n. s., 1-2: 29-38.
- PANZICA LA MANNA M. (1992 - *Fenomeni carsici e speleogenesi in Sicilia*. Rivista Mineraria Siciliana, 162: 47-70.
- NICOD J., 1993 - *Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées; première partie: processus et cavernement*. Karstologia, 20: 1-10.
- NICOD J., 1993 - *Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées; seconde partie: géomorphologie, hydrologie et impact anthropique*. Karstologia, 21: 15-30.
- PANZICA LA MANNA M., 1993 - *Karst and speleology in Sicily*. Proceedings European Conference of Speleology, August 20-23, 1992 Helecine - Belgium, Bulletin de la Société géographique de Liège, 29: 163-168.
- BIANCONE V., MESSANA E., PANZICA LA MANNA M., 1994 - *Carsismo ipogeo in aree gessose nei pressi di Agrigento (Sicilia centro-meridionale)*. Atti del 3° Convegno Regionale di Speleologia, Catania 8-11 dicembre 1994, Atti dell' Accademia Gioenia di Scienze Naturali, 27 (348): 477-506.
- BUFFA V., CATALANO E., CUSIMANO R., 1995 - *Ricerche effettuate nei gessi di Monte Misciotto e Cozzo Bosco*. Atti del 1° Convegno Regionale di Speleologia della Sicilia, Ragusa 14-16 dicembre 1990, 1: 133-154.
- CUCCHI F., 1995 - *Analisi dei condizionamenti geostrutturali nella speleogenesi delle cavità dell'area di Santa Ninfa (Trapani) mediante il metodo delle progressioni di sviluppo*. Atti del 1° Convegno Regionale di Speleologia della Sicilia, Ragusa 14-16 dicembre 1990, 1: 36-40.
- PANZICA LA MANNA M., 1995 - *Il sistema carsico ipogeo di S. Angelo Muxaro (AG)*. Atti del 1° Convegno Regionale di Speleologia della Sicilia, Ragusa 14-16 dicembre 1990, 1: 47-53.
- SAURO U., 1995 - *Highlights on doline evolution*. In: Barany-Kevei I. (Ed.), Environmental effects on Karst Terrains; (homage to Laszlo Jackucs). Acta Geograph. Szegediensis, 34, univ. of Szeged: 107-121.
- UNIONE SPELEOLOGICA PORDENONESE, 1995 - *Campagna speleologica Sicilia '90. Comune di Racalmuto - 31 agosto 9 settembre 1991*. Atti del 1° Convegno Regionale di Speleologia della Sicilia, Ragusa 14-16 dicembre 1990, 1: 54-65.
- FORTI P., 1996 - *Erosion rate, crystal size and exokarst microforms*. In: Fornos J. J & Gines A., (Eds.), Karren landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca: 261-276.
- MACALUSO T. & SAURO U., 1996 - *The Karren in evaporite rocks: a proposal of classification*. In: Fornos, J.J. & Gines A., (Eds.), Karren landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca: 277-293.
- FORTI P., 1996 - *Speleothems and cave minerals in gypsum*

- caves*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 91-104.
- FORTI P. & SAURO U., 1996 - *The gypsum karst of Italy*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 239-250.
- KLIMCHOUK A., 1996 - *The dissolution and conversion of gypsum and anhydrite*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U., Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 21-36.
- KLIMCHOUK A., 1996 - *The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 49-60.
- KLIMCHOUK A. & ANDREJCHUK V., 1996 - *Sulphate rocks as an arena for karst development*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 9-20.
- MACALUSO T. & SAURO U., 1996 - *Weathering crust and karren on exposed gypsum surfaces*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 115-126.
- SAURO U., 1996 - *Geomorphological aspects of gypsum karst areas with special emphasis on exposed karst*. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (Eds.), Gypsum karst of the world, International Journal of Speleology, 25 (3-4): 105-114.
- HILL C. & FORTI P., 1997 - *Cave minerals of the World*. Huntsville, Alabama, National Speleological Society: 464 pp.
- PANZICA LA MANNA M., 1997 - *Aspetti del fenomeno carsico sotterraneo nel territorio di Milena (CL)*. In: La Rosa V. (Ed.), Dalle Capanne alle Robbe - La storia lunga di Milocca-Milena. Milena, Pro Loco: 27-36 + 2 tav.
- RUGGIERI G. & TORRE G., 1997 - *Geologia del lembo Neoautoctono di Ciminna (Palermo)*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 21 (1-2): 109-127.
- CALAFORRA J. M., 1998). *Karstologia de yesos*. Universidad de Almeria, Servicio de Publicaciones Instituto de Estudio Almerienses: 384 pp.
- CUCCHI F., FORTI P., FINOCCHIARO F., 1998 - *Gypsum degradation in Italy with respect to climatic, textural and erosional conditions*. Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 3, T. 4: 41-49.
- MACALUSO T. & SAURO U., 1998 - *Aspects of weathering and landforms evolution on gypsum slopes and ridges of Sicily*. Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 3, T. 4: 91-99.
- CALAFORRA J.M. & PULIDO -BOSCH A., 1999 - *Genesis and evolution of gypsum tumuli*. Earth Surface Processes and Landforms, 24: 919-930.
- MACALUSO T. & MADONIA G., 1999 - *Aspetti geomorfologici dell'area di Sant' Angelo Muxaro*. Atti del convegno Natura, mito e storia nel regno Sicano di Kokalos, Sant' Angelo Muxaro 25-27 ottobre 1996: 47-59.
- IEMMOLO A., 2000 - *Zubbia Camilleri, Cattolica Eraclea - Agrigento*. Speleologia, 42: 49-53.
- VECCHIO E., 2000 - *Il sistema carsico ipogeo Grotta del Traforo di Montallegro (AG)*. Atti del 3° Convegno di Speleologia della Sicilia, Palermo 3-5 aprile 1998: 157 - 164.
- FAVARA R., FRANCOFONTE S., GRASSA E, LIOTTA M., PROIETTO E, RICCOBONO G., VALENZA M., 2001 - *Studio idrogeochimico degli acquiferi presenti nell'area della Riserva Naturale Grotta di Santa Ninfa*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 25, suppl: 237-254.
- CASAMENTO G. & PALMERI A., 2001 - *La Riserva Naturale "Grotta di Santa Ninfa"*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 25, suppl: 217-225.
- DIMARCA A. & FALCI A., 2001 - *La Riserva Naturale "Lago Sfondato" ed il comprensorio di Mimiani*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 25, suppl: 395-400.
- MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A., SAURO U., 2001 - *Atlante dei Karren nelle evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo "G. G. Gemmellaro", 5, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo: 143 pp.
- MADONIA P., 2001 - *Considerazioni preliminari sul monitoraggio di temperatura, umidità e concentrazione di CO₂ nell'atmosfera ipogea della Grotta di Santa Ninfa*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 25, suppl. : 255-269.
- MADONIA P., 2001 - *Problematiche cartografiche ed idrogeologiche relative alla ripermetrizzazione della Riserva Naturale "Grotta di S. Ninfa"*. Il Naturalista Siciliano, s. 4, 25, suppl. : 227-236.
- BIANCONE V. & VATTANO M., 2002 - *Esplorazioni speleologiche nella Riserva Naturale Integrale "Monte Conca" (Campofranco-CL) (Speleological explorations in the "Monte Conca" Natural Protect area)*. Speleologia Iblea, 10: 205-211.
- FERRARESE F., MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A., SAURO U., 2002 - *Solution and recrystallization processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily*. Geomorphology, 49 (1-2): 25-43.
- HAUSER S., CUSIMANO G., VASSALLO M., 2002 - *Idrogeochimica di ambienti umidi costieri: Mazara del Vallo, Trapani*. GEAM, Rivista dell'Associazione georisorse e ambiente, 4: 71-76.
- AGNESI V., MACALUSO T., MADONIA G., PANZICA LA MANNA M., 2003 - *Sicilia*. In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), Le aree carsiche gessose d'Italia - Sicilia. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. 2, 14: 253-278.
- BIANCO D., PANZICA LA MANNA M., SAURO U., 2003 -

- Tutela e valorizzazione delle aree carsiche italiane nelle rocce evaporitiche: problemi e prospettive.* In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 14: 115-120.
- FORTI P. & ROSSI A., 2003 - *Il Carsismo ipogeo nei gessi italiani.* In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 14: 65-87.
- MACALUSO T., MADONIA G. & SAURO U., 2003 - *Le forme di soluzione nei gessi.* In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 14: 55-64.
- PROVINCIA REGIONALE DI PALERMO - ASSESSORATO TUTELA AMBIENTALE, UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PALERMO - C.I.R.I.T.A., 2003 - *Studi e cartografie necessari alla predisposizione dei piani di sistemazione delle riserve naturali orientate "Bagni di Cefalà Diana e Chiarastella" "Serre di Ciminna" ed "Isola di Ustica".* Convenzione tra la Provincia Regionale di Palermo - Assessorato Tutela Ambientale - Direzione Tutela Ambientale Riserve Naturali ed Aree Protette, e il C.I.R.I.T.A Università degli Studi di Palermo.
- SAURO U., 2003 - *Aspetti evolutivi del paesaggio carsico nei gessi in Italia.* In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 14, 41-45.
- AGNESI V., 2004 - *Forme carsiche nelle evaporiti.* In: De Filippis R. (Ed.), *Italia. Atlante dei tipi geografici.* Istituto Geografico Militare, Firenze: 317-319.
- AGNESI V., 2004 - *Il contributo delle riserve naturali alla tutela di aspetti geomorfologici significativi.* *Il Naturalista Siciliano*, s. 4, 28 (1): 21-32.
- CASAMENTO G. & PALMERI A., 2004). *Tutela e valorizzazione della Riserva Naturale "Grotta di Santa Ninfa" e del Sito di Importanza Comunitaria "Complesso dei Monti di Santa Ninfa-Gibellina e Grotta di Santa Ninfa".* Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia, Custonaci (TP), 1 - 5 maggio 2002, *Speleologia Iblea*, 10 (2002): 307-310.
- CASAMENTO G., DIMARCA A., MENTO G., & MESSANA V., 2004 - *La tutela delle aree carsiche gessose in Sicilia: status e prospettiva.* In Forti P. (Ed.), *Gypsum karst areas in the world: their protection and tourist development*, *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 16: 115-124.
- CUSIMANO G., GATTO L., HAUSER S. & LA PICA L., 2004 - *Idrogeologia ed idrogeochimica dell'area della riserva di Monte Conca (Caltanissetta).* *Il Naturalista Siciliano*, s. 4, 28 (3-4): 1105-1124.
- ELMI C., FORTI P., PANZICA LA MANNA M., 2004 - *Studio geomorfologico, idrogeologico e speleologico del territorio del Parco Minerario Floristella Grottacalda (Enna).* Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia, Custonaci (TP), 1 - 5 maggio 2002, *Speleologia Iblea*, 10 (2002): 243-255.
- LOPRESTI C., 2004 - *"Zubbia Cammilleri" una grotta nei gessi di Cattolica Eraclea.* Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia, Custonaci (TP), 1 - 5 maggio 2002, *Speleologia Iblea*, 10 (2002): 237-239.
- VATTANO M., 2004 - *Geomorphological aspects of Monte Conca Karst system (Caltanissetta, Sicily).* In Forti P. (Ed.), *Gypsum karst areas in the world: their protection and tourist development*, *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 16: 103-114.
- CAPITANO L., LOMBARDO G., PANZICA LA MANNA M., 2005 - *Cavità naturali nelle miniere del bacino solfifero della Sicilia. Prospettive di recupero e fruizione turistica e culturale.* Atti del Simposio internazionale "Le Grotte di Miniera - tra economia mineraria ed economia Turistica", Iglesias 1-4 dicembre 2004, *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, 17: 191-198.
- AGNESI V. & MADONIA G., 2006 - *First study of gypsum karst in Sicily. The contribution of Olinto Marinelli and Mariano Gemmellaro.* *Quaderni del Museo Geologico "G. G. Gemmellaro"*, 9: 29-35.
- NICOD J., 2006 - *Lakes in Gypsum Karst: some examples in Alpine and Mediterranean countries.* *Acta Carsologica*, 35 (1): 69-78.
- MADONIA P., NASELLI-FLORES L., PARELLO P., PARLATO B., VIOLA A., 2006 - *Geological development of a gypsum lake formed at the beginning of the 20th century in central Sicily, Italy: integration of historical data with modern survey techniques.* *Chemistry and Ecology*, 22 (Supplement 1): 333-347.
- INTERLANDI M., LOMBARDO G., GUCCIARDO D., BUSCAGLIA G., 2007). *Il sistema carsico della Riserva Naturale "Grotta di Sant'Angelo Muxaro".* Atti del 2° Seminario Internazionale di studi su "Il carsismo negli Iblei e nell'Area sud mediterranea, Ragusa 28-30 maggio 2004, *Speleologia Iblea*, 12: 119-124.
- CALAFORRA J.M., FORTI P., FERNANDEZ-CORTES A., 2008 - *Speleothems in gypsum caves and their paleoclimatological significance.* *Environmental Geology*, 53 (5): 1099-1105.
- LIGUORI V., MANNO G., 2008 - *Mine sinkhole in Sicily: geomorphologic and environment hazard.* The First International Symposium of Living with Landscapes "SINAI 2008" Special issue. *The Egyptian Journal of Environmental Change*, Damanhour.
- LIGUORI V., MANNO G., MORTELLARO D., 2008 - *Evaporite karst in Sicily.* *Environmental Geology*, 53 (5): 975-980
- MADONIA P., 2008 - *Monitoring climatic changes and carbon cycle in canyon and caves: the C6 project.* *Proceedings, 1st WSEAS International Conference on Environmental and Geological Science and Engineering (EG'08), Malta, September 11-13, 2008:* 135-142.
- VATTANO M., 2008 - *Evoluzione geomorfologica di aree carsiche nelle evaporiti della Sicilia centro-meridionale attraverso l'analisi delle relazioni tra forme carsiche ipogee e forme del rilievo di superficie.* Tesi di dottorato, Università degli Studi di Palermo: 250 pp.

- MADONIA G. & SAURO U., 2009 - *The karren landscapes in the evaporitic rocks of Sicily*. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (Eds.), *Karst rock features - Karren sculpturing*, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna/ Ljubljana, Carsologica, 9: 525-533.
- BUSCAGLIA G., INTERLANDI M.M., VATTANO M., 2010 - *Geomorphology and speleogenesis of the Vallone Ponte-Grotte d'Acqua karst system (Sant'Angelo Muxaro - southern Sicily)*. Proceedings of 3rd International Symposium on Karst Evolution in the South Mediterranean Area, Ragusa, May 29-31 2009, *Speleologia Iblea*, 14: 161-172.
- DI MAGGIO C., DI TRAPANI F.P., MADONIA G., SALVO D., VATTANO, M., 2010 - *First report on the sinkhole phenomena in the Sicilian evaporites (southern Italy)*. Atti del 2° Workshop internazionale "I Sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato", 3-4 dicembre 2009, Roma, ISPRA: 299-313.
- VATTANO M., 2010 - *The "Paleorisorgenza" of the Monte Conca gypsum karst system (south-central Sicily)*. Proceedings of 3rd International Symposium on Karst Evolution in the South Mediterranean Area, Ragusa, May 29-31 2009: 137-141.
- MADONIA, G. & VATTANO M., 2011 - *New knowledge on the Monte Conca gypsum karst system (central-western Sicily, Italy)*. *Acta Carsologica*, 40 (1): 53-64.
- DI MAGGIO C., MADONIA G., PARISE M., VATTANO M., 2012 - *Karst of Sicily and its conservation*. *Journal of Cave and Karst Studies*, 74 (2): 157-172.
- MADONIA G., VATTANO M., PANZICA LA MANNA M., CHIARAMONTE F., 2012 - *Evaporites in Sicily: geological and karst features*. Proceedings of the 11TH European Geoparks Conference, 19-21 September 2012, Arouca (P): 183-184.
- IEMMOLO A. & VATTANO M., 2012 - *Zubbia Gapparrone*. *Speleologia*, 66: 28-33
- PANZICA LA MANNA M. & CHIARAMONTE F., 2012 - *The protected evaporite areas network of Sicily*. Proceedings of the 11TH European Geoparks Conference, 19-21 September 2012, Arouca (P).
- BUSCAGLIA G., INTERLANDI M.M., MADONIA G., VATTANO M., 2012 - *Il sistema carsico Vallone Ponte - Grotte d'Acqua*. *Speleologia*, 67: 35-41.
- DI MAGGIO C., MADONIA G., MESSANA V., PANZICA LA MANNA M., VATTANO M., 2013 - *Il carsismo nel rilievo gessoso di Rocca di Entella (Sicilia occidentale)*. In questo volume.

CONCLUSIONI

Dopo un lungo periodo di stasi seguito alle prime indagini condotte in Sicilia oltre un secolo addietro per lo studio dei fenomeni carsici nelle evaporiti, negli ultimi trent'anni si sono acquisite numerose e valide informazioni in questo campo di ricerca delle scienze della terra.

Le ricerche speleologiche, che per lungo tempo avevano trascurato le esplorazioni delle grotte in gesso, hanno permesso di scoprire innumerevoli sistemi carsici di notevole interesse morfologico, naturalistico ed estetico.

In generale si può affermare che le ricerche sul carsismo nelle evaporiti della Sicilia hanno consentito di pervenire a notevoli progressi sulla conoscenza di tale fenomeno, sia in ambito epigeo che ipogeo, e nei diversi campi delle scienze della terra ad esso applicate. Importanti infatti sono state le scoperte di nuove specie mineralogiche e gli approfondimenti interpretativi di morfologie legate alla solubilizzazione dei litotipi gessosi e di peculiari forme e processi di cristallizzazione finora poco studiati e/o conosciuti.

Infine conforta rilevare che grazie alle ricerche di cui si è discusso è stato possibile giungere alla tutela di significative emergenze carsiche, sia epigee che ipogee, tramite l'istituzione di aree protette ad esse dedicate.

Esempi di cartografia geomorfologico-carsica in Puglia

MARIO PARISE (*), MARIANGELA PEPE (**)

RIASSUNTO

Il territorio pugliese, ben noto tra le aree di maggiore interesse carsico in Italia per la predominanza nella quasi totalità della regione di rocce solubili, presenta (con l'eccezione del Promontorio del Gargano) una topografia in prevalenza piatta e a scarsa energia di rilievo. Tale aspetto fa sì che le forme prodotte dal paesaggio carsico vengano facilmente modificate, se non del tutto cancellate, dall'azione antropica, che sempre più spesso tende ad appropriarsi di nuove porzioni di territorio, senza preoccuparsi troppo di salvaguardarne l'origine naturale, nè tantomeno le relative funzioni idrauliche e geomorfologiche.

Risulta pertanto di estrema importanza la redazione di cartografie geomorfologiche nel quale siano rappresentati gli elementi del paesaggio carsico, intendendo tra questi sia quelli epigei che ipogei (o quantomeno i punti di accesso a cavità e sistemi carsici sotterranei). Le carte geomorfologiche di aree carsiche costituiscono infatti uno strumento di primaria importanza ai fini della identificazione delle zone maggiormente suscettibili a eventi di dissesto idrogeologico, dagli sprofondamenti (*sinkholes*) agli eventi di alluvionamento. Tali elaborati cartografici richiedono una particolare attenzione per il riconoscimento di forme del paesaggio che sono a volta appena accennate, e pertanto vengono frequentemente trascurate nel caso di studi non finalizzati espressamente all'analisi degli elementi carsici.

Al fine di evidenziare, da un lato, la difficoltà nell'individuare e rappresentare cartograficamente tali elementi, e, dall'altro, la necessità di tenerli nel debito conto, anche per la pianificazione e la corretta gestione del territorio, si presentano in questo contributo alcuni esempi di cartografia geomorfologico-carsica, da vari settori del territorio pugliese (Murge, Salento interno e costiero). In particolare, si descriveranno alcuni caratteri di geomorfologia carsica delle zone di Ruvo di Puglia (Alte Murge), Ostuni (nella cosiddetta "Soglia Messapica", ossia la zona di transizione tra Murge e Salento), e Santa Cesarea Terme (Salento).

PAROLE CHIAVE: *carsismo, cartografia, doline, geomorfologia, pericolosità.*

ABSTRACT

The territory of Apulia (south-east Italy), well known as one of the most remarkable areas of Italy as concerns karst, due to wide presence of soluble rocks at the outcrop, presents (with the exception of the Gargano Promontory) a prevalingly flat topography, with low to very low relief. This feature makes extremely common the possibility to modify or cancel the landforms produced by karst processes, especially through human activities. These latter have a strong increase in gaining more and more pieces of land, without

taking into the due account neither the natural landscape and its hydraulic and geomorphological functions.

Producing geomorphological maps in karst, depicting the main features of the karst landscape (both at the surface and underground) is therefore of vital importance. Geomorphological maps in karst may represent a tool of primary relevance to identify the areas prone to hydrogeological hazards, including sinkholes, floods, etc. Such maps have necessarily to be produced paying a particular care to recognition of those landforms that, being subdued, are often not considered in studies not specifically dedicated to karst.

Aimed at highlight the difficulties in the identification and mapping of karst landforms, and, at the same time, the need to take them into account for planning and land use management, this contribution briefly describes some examples of karst geomorphological mapping in different sectors of Apulia (Murge, inland and coastal Salento). In particular, the study areas are the sector near Ruvo di Puglia (High Murge), Ostuni (in the so-called "Messapic Threshold", that is the transition area between Murge and Salento), and Santa Cesarea Terme (Salento).

KEY WORDS: *karst, mapping, doline, geomorphology, hazard.*

INTRODUZIONE

L'elaborazione di carte geomorfologiche è uno strumento indispensabile per la conoscenza delle forme del paesaggio riconoscibili sul territorio, nonché ai fini della comprensione dei processi morfogenetici che le hanno prodotte.

In territori carsici, data la peculiarità di tali ambienti, l'analisi geomorfologica deve necessariamente comprendere sia i caratteri epigei che quelli ipogei. La stretta connessione (geologica, idraulica e idrogeologica) esistente tra i due domini va quindi analizzata congiuntamente, al fine di comprendere le dinamiche evolutive che hanno portato al paesaggio attuale, nonché alle forme relitte o fossili su di esso presenti. Allo stesso tempo, le forme del paesaggio carsico possono anche derivare dall'azione combinata di altri processi geomorfologici (ad esempio, quelli fluviali o quelli costieri), o, ancora, essere almeno in parte modificate dall'azione di uno tra i più potenti agenti morfogenetici, cioè l'uomo (NORTH *et al.*, 2009). Ciò fa comprendere che la cartografazione di forme anche poco evidenti, di scarso rilievo, può risultare importante nel carso, specialmente ai fini di tematiche geologico-applicative, per la individuazione, ad esempio, delle aree potenzialmente soggette a fenomeni di dissesto idrogeologico (in primis, aree alluvionabili e sprofondamenti).

Nel presente contributo, successivamente ad alcune considerazioni di carattere generale sulla redazione di carte geomorfologiche in ambiente carsico, si illustrano brevemente

(*) CNR-IRPI, Bari; m.parise@ba.irpi.cnr.it

(**) Autorità di Bacino della Puglia

i caratteri carsici di alcune zone del territorio pugliese, descritti grazie alla elaborazione di cartografia a grande scala.

CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA IN AREA CARSICA

Nonostante la peculiarità dell'ambiente carsico sia ormai ampiamente riconosciuta nell'ambito della comunità scientifica, sia in relazione ai caratteri geologico-morfologici che a quelli idrologici e idrogeologici (WHITE, 1988; PALMER, 1991, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007), di frequente la redazione di cartografia geomorfologica in territori carsici non dà il giusto rilievo alle forme del paesaggio prodotte dai processi carsici, inserendo queste all'interno di legende e schemi generalmente utilizzati in altri territori. Tale mancanza di approfondimento e di dettaglio nella rappresentazione delle forme carsiche si traduce spesso in una non piena comprensione delle dinamiche agenti sul paesaggio, nonché degli effetti eventualmente prodotti sull'ambiente antropizzato.

Un aspetto estremamente delicato è rappresentato dall'utilizzo dei dati derivanti da attività speleologica in ambito scientifico. Tra gli aspetti fondamentali dell'attività speleologica, la documentazione di quanto viene esplorato nel sottosuolo, e la divulgazione del relativo materiale, svolgono un ruolo cruciale. In particolare, la redazione di mappe e



Fig. 1 - Carta geomorfologica del settore a sud di Ruvo di Puglia.

sezioni delle grotte ha da sempre rappresentato la modalità principale con cui si "trasmetteva" all'esterno la conoscenza del sottosuolo. Vanno però considerati i limiti che, specialmente nel passato, caratterizzavano tali rilievi: da incertezze nell'ubicazione dell'accesso, e ancor più nella relativa quota altimetrica, agli inevitabili errori sia in fase di rilievo che di restituzione dei dati (MARTIMUCCI & PARISE, 2012). Tali errori erano funzione degli strumenti utilizzati, oltre che della abilità dei rilevatori e disegnatori. Negli ultimi anni (all'incirca a partire dal 2005) la situazione è notevolmente migliorata, e le tecniche di rilievo attualmente adoperate dalla Federazione Speleologica Pugliese presentano sufficiente precisione e affidabilità da consentire la georeferenziazione dei dati e il confronto con il sovrastante urbanizzato, come più

volte avvenuto negli scorsi anni. Tra i numerosi possibili esempi, si ricorda lo sprofondamento di San Procopio a Barletta, dove nell'arco di sole quattro giornate di intenso lavoro, è stato possibile fornire all'amministrazione comunale un quadro esaustivo dell'andamento delle cavità sotterranee all'origine del *sinkhole*, completo di indicazioni sui caratteri di stabilità delle stesse (DE GIOVANNI *et al.*, 2011).

L'utilizzo di rilievi speleologici "datati" (intendendo con tale termine anche rilievi eseguiti sino ai primi anni del 2000) in ambito scientifico ha quindi grossi limiti che andrebbero opportunamente evidenziati. L'individuazione di elementi di geomorfologia carsica ipogea, esclusivamente basata sull'analisi dei rilievi, senza inoltre avere alcuna interazione con speleologi che effettivamente hanno esplorato e cartografato la cavità, porta pertanto a conclusioni che appaiono quantomeno discutibili. A tale proposito, si veda il lavoro di CANORA *et alii* (2012) e la relativa discussione di DE WAELE & PARISE (2013). Il riconoscimento di morfologie prodotte da processi carsici nel sottosuolo, e ancor più la loro interpretazione, non possono assolutamente prescindere da una visione diretta (o quantomeno con documentazione fotografica o video) degli ambienti in questione. Altrimenti, il rischio di



Fig. 2 - Tipica lama, ad andamento ad ampi meandri, nella porzione settentrionale del territorio rappresentato in Fig. 1.

dare una interpretazione non corroborata da alcun dato reale, risulta estremamente elevato. In particolare, ciò si verifica per alcuni elementi morfologici ipogei come tratti sub-orizzontali nell'andamento delle cavità, o presenza di meandri. Come evidenziato da PALMER (2000), l'attribuzione di passaggi carsici in grotta, presenti alla stessa quota, ad un'origine legata al livello di base dell'epoca della formazione del passaggio, appare molto semplificata. Tratti sub-orizzontali di notevole lunghezza si possono osservare, ad esempio, di frequente in grotte formatesi in massicci a giacitura debolmente inclinata o prossima all'orizzontalità, ed indurre pertanto in errore.

La distribuzione e la geometria dei passaggi ipogei all'interno di sistemi e grotte di origine carsica derivano da una combinazione di locali fattori litologici, strutturali e idrologici (PALMER, 1987, 2005; PARISE, 2012), con particolare rilievo per quel che riguarda la presenza di livelli rocciosi caratterizzati da minore solubilità nell'ambito della successione stratigrafica.

L'interpretazione della genesi di morfologie del paesaggio carsico ipogeo, e la loro connessione a dinamiche di più ampio

respiro, dovrebbero pertanto basarsi necessariamente su reali osservazioni in sito (PLAN *et alii*, 2009; GUEGUEN *et alii*, 2012) che, nel caso di cavità carsiche, implicano rilievi diretti nel sottosuolo, o quantomeno l'analisi critica di un'approfondita documentazione video e fotografica. In mancanza di tali dati, qualunque conclusione venga tratta risulta non supportata da elementi e osservazioni di carattere scientifico, e rimane pertanto a livello di semplice ipotesi o supposizione.

In territori carsici, un ulteriore problema è costituito dalla scarsa evidenza morfologica di forme del paesaggio che svolgono un ruolo cruciale dal punto di vista idrologico, e che risulta pertanto necessario non trascurare.

La precisa definizione di elementi carsici di "lettura" problematica a causa della scarsa evidenza morfologica assume notevole importanza, ad esempio, allorché si verificano eventi di dissesto idrogeologico quali fenomeni di allagamento a seguito di intense piogge (PARISE, 2003, 2008).

Nel carso pugliese, in gran parte caratterizzato da topografia piatta o blanda, le tracce dell'antico reticolo idrografico sono rappresentate da solchi a fondo piatto, che gradualmente si raccordano con i pendii circostanti, in genere con una più o meno sottile copertura di terra rossa e depositi residuali. Si tratta delle cosiddette *lame*, secondo un termine locale che anche etimologicamente ne indica il carattere eminentemente superficiale: esso deriva infatti dal termine latino *lama*, che indica palude, stagno, e risulta quindi collegato alla presenza di acqua in superficie (PARISE *et al.*, 2003). In passato, la presenza, seppur sottile, di suolo lungo le *lame* faceva sì che queste fossero le uniche zone coltivabili, in contrasto con il circostante paesaggio brullo e roccioso (COLAMONICO, 1917). Il termine *lama* si contrappone nettamente a quello di *gravina*, utilizzato invece per indicare le profonde valli carsiche e fluvio-carsiche incise in particolare nell'arco jonico tarantino (COLAMONICO, 1953; PALAGIANO, 1965). *Gravina* deriva la sua origine etimologica dal termine pre-latino *grava*, che significa pozzo o fosso (PARISE *et al.*, 2003; PARISE, 2007).



Fig. 3 – Ingressi di due cavità nel territorio di Ruvo di Puglia, ubicati in posizione morfologica differente: a sinistra PU 1265, sulla sommità di un pianoro che funge da leggero displuvio orografico tra due lame, e a destra PU 1268, all'interno di una netta dolina da crollo (le piccole dimensioni non ne consentono la rappresentazione in Fig. 1).

ESEMPI DAL TERRITORIO PUGLIESE

Ruvo di Puglia

La rete carsica superficiale del settore a sud di Ruvo di Puglia è caratterizzata dalla compresenza di valli fluvio-carsiche e doline (Fig. 1). Le prime si articolano in una fitta rete di solchi e lame, le quali confluiscono in aste principali, anche di notevole lunghezza. Queste si presentano localmente strette, incise e con andamento meandriforme (Fig. 2), e alimentano il sistema di drenaggio superficiale che dall'altopiano murgiano si sviluppa verso l'Adriatico (SAURO, 1991; PARISE, 2011). Pur essendo il regime di questa rete idrografica sostanzialmente effimero, non mancano comunque evidenze dell'azione erosiva dell'acqua incanalata in occasione dei principali eventi meteorici, con locali incisioni del substrato calcareo alla base dei depositi colluviali.

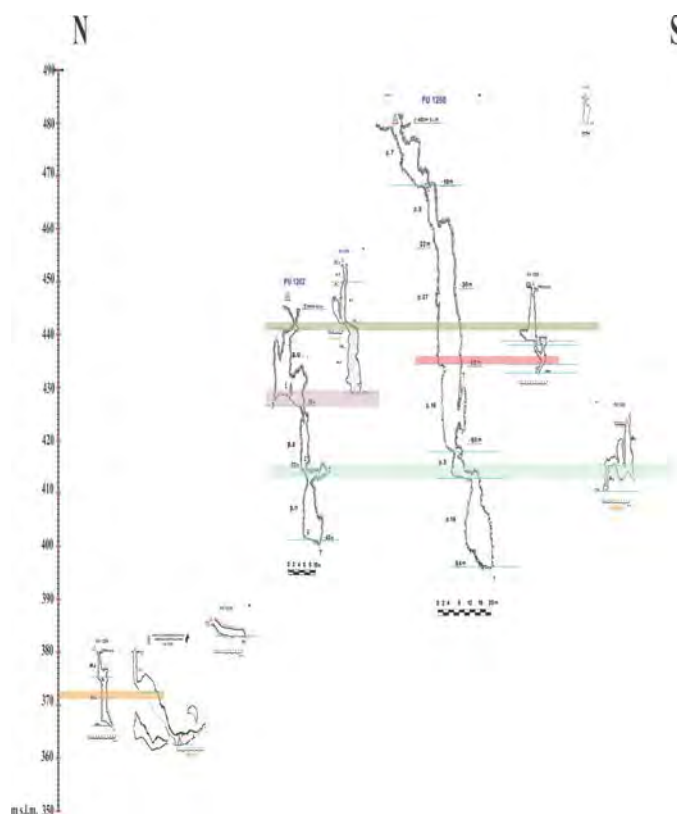


Fig. 4 – Sezioni delle principali cavità del territorio di Ruvo di Puglia, con indicazione di presumibili livelli paleocarsici. Le sezioni sono tratte dal Catasto delle Grotte Naturali della Puglia, gestito dalla Federazione Speleologica Pugliese (www.fspuglia.it).

La rete idrografica superficiale è completata da aree endoreiche, che in genere non superano il terzo ordine gerarchico, e che alimentano bacini di estensione non superiore a qualche centinaio di metri quadrati. Nonostante le dimensioni non elevate, tali aree endoreiche possono assumere notevole importanza, e essere connesse a significative emergenze ipogee. Da segnalare in tal senso il caso della Grave della Ferratella (Pu 444 nel Catasto Regionale delle Grotte Naturali <http://www.fspuglia.it>): a lungo considerata come la più profonda grotta della Puglia (profondità esplorata 320 m), il

suo accesso è stato obliterato a causa di lavori agricoli nell'estate del 1980 (LAROCCA & BERNOCCO, 1988; IURILLI & RUINA, 1999).

Le doline risultano variabili come forme e dimensioni, con prevalenza di doline da dissoluzione, ma presenza anche di doline da crollo, come ad esempio quella all'interno della quale si apre la Grave della Cavallerizza (Pu 1262). Di particolare interesse l'analisi degli accessi delle cavità note, in funzione della loro localizzazione nell'ambito delle forme del paesaggio: alcune cavità (tra cui la su citata Grave della Ferratella) si aprono all'interno di più o meno ampie doline, ma sono numerosi anche gli accessi in corrispondenza dei fianchi vallivi o delle zone di displuvio della rete idrografica (Fig. 3). L'analisi combinata delle forme principali riconosciute nel paesaggio carsico mostra come queste si sovrappongano e intersechino secondo modalità alquanto complesse, così suggerendo l'occorrenza di più fasi carsiche nell'area (Fig. 4).

Ostuni

La porzione di territorio pugliese localizzata tra le Murge ed il Salento costituisce la cosiddetta Soglia Messapica, vale a dire un settore di transizione tra le due aree sub-carsiche della Puglia centro-meridionale. In quest'ambito territoriale, i comuni di Ostuni e Ceglie Messapica sono tra i più rappresentativi per quel che riguarda le forme carsiche osservabili sul territorio. In particolare, il settore che comprende Monte S. Biagio, il promontorio di Risieddi e la dorsale su cui sorge il centro abitato di Ostuni presenta particolare interesse, rappresentando la porzione più esterna della scarpata murgiana, in corrispondenza della quale si osserva il raccordo con la piana adriatica, mediante versanti impostati su scarpate di linea di faglia. E' possibile quindi distinguere tre diversi ambiti geomorfologici: l'altopiano, la scarpata murgiana, la piana.

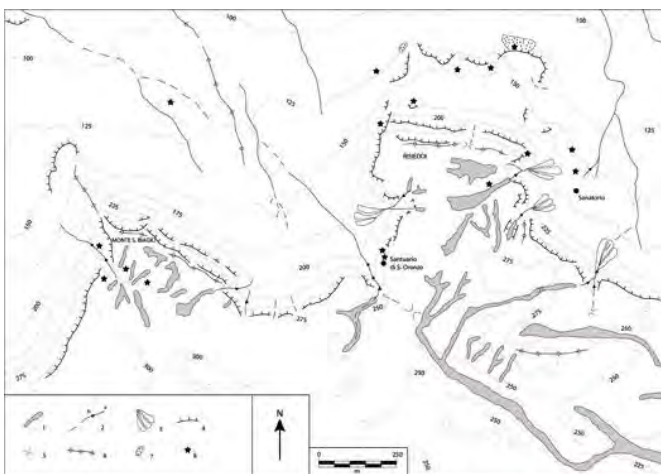


Fig. 5 - Carta geomorfologica dell'area tra Monte S. Biagio e Ostuni. Legenda: 1) lama; 2) corso d'acqua temporaneo (a), tratteggiato dove meno definito, localmente in approfondimento (b); 3) conoide alluvionale; 4) scarpata; 5) sella morfologica; 6) cresta morfologica; 7) cava; 8) ubicazione grotte. Equidistanza 25 m.

L'altopiano si estende a W e SW della scarpata murgiana, ed è rappresentato dal tipico paesaggio carsico delle Murge sud-orientali, con un susseguirsi di doline più o meno ampie, generalmente colmate da terra rossa e depositi residuali, che di frequente occludono l'accesso ai principali punti di assorbimento dislocati al fondo delle depressioni. Nelle zone a minore spessore di depositi residuali, si individua ancora un accenno delle antiche reti idrografiche, come ad esempio nel settore sommitale del Promontorio di Risieddi (Fig. 4).

La scarpata murgiana costituisce indubbiamente l'elemento di maggiore rilevanza morfologica nel settore in esame, con continuità di svariati chilometri ed un complessivo andamento in direzione NW-SE. E' costituita da una serie di gradini morfologici di origine tettonica, di altezza ed estensione alquanto variabile, ma che nel complesso marcano con apprezzabile continuità il passaggio dall'altopiano sommitale alla piana costiera. Tale elemento risulta interrotto, nel tratto compreso tra Fasano ed Ostuni, soltanto in corrispondenza del Canale di Pirro, un vasto polje carsico allungato in senso W-E (PARISE, 2006) e che si estende da Putignano verso l'Adriatico (con un'ulteriore prosecuzione interna, seppur meno marcata morfologicamente, nel Canale di Frassineto presso Gioia del Colle).

Originariamente considerata una linea tettonica, la scarpata nei pressi di Ostuni è stata poi interpretata in maniera differente: secondo GUARNIERI *et alii* (1990) e LAVIANO (1999), l'area interna dell'altopiano murgiano e il locale top della sequenza carbonatica corrisponderebbero a una unità di retro scogliera del tardo Mesozoico, costituita dal Calcare di Altamura, mentre la scarpata di Ostuni sarebbe il margine orientale della piattaforma carbonatica apula. L'altezza della scarpata non è uniforme per tutto il suo sviluppo, raggiungendo i massimi valori in corrispondenza del settore di Fasano. Nei dintorni di Ostuni, il tratto più elevato corrisponde a Monte S. Biagio, che supera di poco i 300 m s.l.m. Le aree di scarpata sono ad acclività medio-alta; localmente, presentano variazioni rispetto all'andamento generale per la presenza di discontinuità tettoniche minori, specialmente nel settore del Santuario di S. Oronzo. La distribuzione dei principali sistemi di discontinuità nell'area in esame risulta comunque concentrata lungo famiglie a orientazione NW-SE, e subordinatamente ENE-WSW (Fig. 5). La scarpata è profondamente incisa da valli, impostatesi come solchi di erosione che hanno origine a partire dall'altopiano sommitale. Alla base, al raccordo con la sottostante piana, si osservano corpi di antiche conoidi (Fig. 4), prevalentemente alimentate nel corso delle passate ere geologiche.

Lungo la piana costiera si individuano vari terrazzi morfologici, resti di piattaforme di abrasione marina, che interessano la Formazione Plio-Pleistocenica delle Calcareniti di Gravina (DIGERONIMO, 1970).

Nel resto della piana si individuano accenni di lame, sub parallele e con andamento perpendicolare alla costa, che costituiscono l'unico elemento geomorfologico caratterizzante un settore altrimenti monotono.

Gran parte delle numerose grotte carsiche di Ostuni si aprono proprio in corrispondenza dei principali elementi strutturali su descritti, e/o al contatto tra litotipi che, seppur tutti di natura carbonatica, presentano alcune significative differenze in termini di ambiente deposizionale e, di

conseguenza, nei caratteri di permeabilità (DELLE ROSE & PARISE, 2003; PARISE, 2012). La cavità di maggiore interesse è certamente la Grotta di Santa Maria di Agnano, PU 1201 (COPPOLA, 1992; COPPOLA & PARISE, 2005), ubicata al margine settentrionale della scarpata del promontorio di Risieddi (Fig. 5), al cui interno sono stati rinvenuti eccezionali reperti archeologici, incluse due sepolture, una delle quali è una gestante di circa 20 anni con i resti di un feto ad uno stadio di sviluppo avanzato (COPPOLA & VACCA, 1995).

Al pari di molte altre grotte della zona, anche Santa Maria di Agnano si sviluppa in corrispondenza del contatto stratigrafico discordante tra il Calcere di Altamura e il Calcere di Ostuni (PARISE, 2012). Quest'ultimo, infatti, costituisce la parte più interna, nonché la volta, della caverna, ed è caratterizzato da abbondante presenza di rudiste. A differenza del pavimento della grotta, ben stratificato, il Calcere di Ostuni ha un aspetto massivo, la cui continuità appare solo localmente interrotta da settori a maggiore presenza di contenuto macrofossilifero.

La volta dell'ambiente principale della cavità mostra peculiari morfologie a forma di cupola, la cui forma e dimensione è variabile, da ampie e circolari, a più strette e profonde.

Santa Cesarea Terme

La zona di Santa Cesarea Terme rappresenta un importante sito turistico lungo la costa orientale della Puglia, anche grazie alla presenza delle locali terme, alimentate da emergenze che sgorgano in quattro grotte ubicate alla base della falesia rocciosa (VISINTIN, 1944, 1945; ZEZZA, 1980; CALÒ *et al.*, 1983; CALÒ & TINELLI, 1995, 2004). Le acque, caratterizzate da temperature in superficie, intorno ai 20-30°C, sono utilizzate per la cura di alcune patologie respiratorie e dell'apparato locomotore.

Al pari del resto del territorio salentino (PALMENTOLA, 1987; RICCHETTI, 1987; PARISE, 2008), le forme del rilievo risultano estremamente blande, specialmente nei tratti più interni, mentre assumono significato ed evidenza morfologica netta soltanto in prossimità delle falesie rocciose che si affacciano verso est. La carta geomorfologica riportata in Fig. 6 mostra alcune significative forme del paesaggio carsico, eminentemente rappresentate da doline, anche di dimensioni ragguardevoli. La più estesa è certamente presente nella porzione settentrionale del territorio in esame, a nord dell'abitato di Cerfignano. Come di frequente si osserva nelle aree carsiche del territorio pugliese (PARISE, 2008), si tratta di doline a loro volta posizionate all'interno di più ampie aree pianeggianti, delle quali costituiscono un ulteriore approfondimento, più o meno marcato dal punto di vista altimetrico. Nel caso specifico, la dolina occupa la porzione centrale di una vasta area pianeggiante all'interno della quale confluiscono una serie di lame, alcune delle quali chiaramente delimitate da scarpate. Si tratta complessivamente di una zona di richiamo idrico, le cui quote più basse risultano più basse di 4-5 metri rispetto alle aree circostanti.

Tra le altre doline riportate sull'elaborato cartografico come aventi netta evidenza morfologica, ne spiccano alcune, come ad esempio quella di località Macube, di forma ellittica, allungata in senso E-W, e con un dislivello rispetto alle aree limitrofe pari a 6-7 metri. In zone più prossime alla costa Adriatica, si segnalano anche le doline di località Malepasso (Fig. 7; posizionata subito a monte di una netta scarpata, prodotta da antichi fenomeni gravitativi ma certamente a controllo tettonico, con direzione NW-SE) e di località Sportelle, entrambe di forma più nettamente circolare.

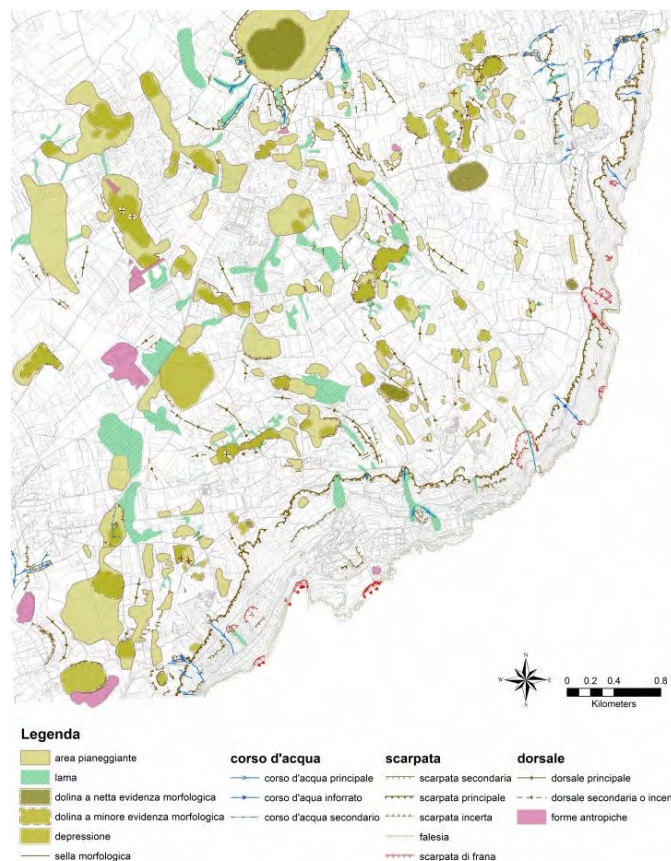


Fig. 6 – Carta geomorfologica dell'area di Santa Cesarea Terme (base topografica delle Carte Tecniche Regionali in scala 1:5,000).

Sono comunque numerosi i settori in cui le doline, e più in generale le depressioni prodotte dal fenomeno carsico, risultano particolarmente frequenti. L'area a nord della su citata località Macube, ad esempio, risulta particolarmente articolata dal punto di vista morfologico, con un susseguirsi di doline e aree depresse separate da blande dorsali o, più frequentemente, da piccole selle morfologiche. Situazioni analoghe, ma con ancora minore evidenza morfologica, si riscontrano anche in prossimità dei centri abitati, dove però la individuazione delle forme del paesaggio è notevolmente complicata dall'azione antropica e dall'urbanizzazione che, date le complessive basse pendenze, hanno avuto facile gioco nel cancellare in parte o del tutto le originarie forme del paesaggio. In tal senso, sintomatica la situazione del settore tra Cocumola e Cerfignano, dove le principali depressioni individuate risultano chiaramente interrotte dallo sviluppo delle



Fig. 7 – Blanda dolina di dissoluzione nel territorio di Santa Cesarea Terme.



Fig. 8 – Lama e, sullo sfondo, la falesia rocciosa, nella porzione meridionale del territorio rappresentato in Fig. 6.

aree urbane, e/o modificate a seconda della realizzazione di particolari infrastrutture o assi stradali.

In prossimità della fascia costiera, l'elemento morfologico più evidente, riconoscibile con grande continuità seppure con evidenza morfologica variabile a seconda dei luoghi, è la scarpata principale che segue l'andamento della linea di costa a distanze comprese tra i 200 e 500 metri. Tra questa e il mare, si individuano altre scarpate, di più ridotta estensione, sino a raggiungere l'attuale falesia, che in più punti appare interessata da crolli e distacchi di roccia. La continuità della scarpata principale è a luoghi interrotta da scarpate riconducibili, almeno in parte, ad antichi fenomeni gravitativi, nonché dalla presenza di *lame* o di vie di scorrimento di corsi d'acqua temporanei, localmente anche inforrati (Fig. 8). Tra questi ultimi, il sistema certamente di maggiore interesse è quello ubicato al margine NE dell'area di studio. Da non trascurare anche i corsi d'acqua di minore importanza, sempre a carattere temporaneo, che possono cioè attivarsi solo in occasione delle principali precipitazioni meteoriche.

Per quanto riguarda le *lame*, queste costituiscono un elemento di notevole importanza, anche ai fini del ruscellamento superficiale. Le *lame* divengono infatti la



Fig. 9 – Rilievo della Grotta Sulfurea (PU 103), a cura della Federazione Speleologica Pugliese.

principale via di deflusso delle acque a seguito di intensi eventi di pioggia, e di frequente interruzioni di tali morfologie o cambi di uso del suolo in corrispondenza delle stesse sono all'origine di fenomeni di alluvionamento, con danni anche ingenti alle eventuali abitazioni e infrastrutture presenti nelle vicinanze.

Da notare come sia osservabile un indubbio controllo, almeno relativamente ad alcune forme cartografate, da parte della tettonica: ciò si riconosce, ad esempio, nella distribuzione delle *lame* e delle depressioni di forma allungata, che frequentemente si dispongono individuando alcune direzioni preferenziali di sviluppo, a presumibile controllo strutturale. Tra quelle più evidenti, si segnalano nell'area in esame le direzioni NW-SE (certamente quella dominante in questo settore), con subordinati allineamenti in senso NE-SW e N-S.



Fig. 10 – Ingresso della Grotta Fetida (PU 102), ad evidente controllo strutturale.

Gli stessi orientamenti strutturali hanno esercitato un evidente controllo nello sviluppo delle principali grotte carsiche dell'area, incluse le note grotte termali (Grotta Fetida, PU 102; Grotta Sulfurea, PU 103; Grotta Gattulla, PU 105; Grotta Sulfurara, PU 914), come si può notare sia dai rilievi planimetrici delle cavità (Fig. 9), che dalle discontinuità strutturali osservabili all'accesso e all'interno delle grotte stesse (Fig. 10).

CONCLUSIONI

Gli elementi di maggiore importanza discussi nel presente lavoro si possono ricondurre alle seguenti considerazioni:

- una completa disamina delle caratteristiche geomorfologiche dell'ambiente carsico non può prescindere dall'analisi congiunta delle forme presenti in superficie e nel sottosuolo;
- in riferimento al paesaggio epigeo, l'identificazione di forme blande o poco evidenti assume notevole importanza, quali indizi di processi che altrimenti risulterebbero di assai difficile riconoscimento;
- l'utilizzo dei rilievi speleologici in ambito scientifico, senza una loro verifica sulla base delle tecniche oggi disponibili, induce con elevata probabilità a conclusioni non scientifiche, in quanto non adeguatamente supportate da dati;
- la cartografia geomorfologica di frequente necessita, specialmente in condizioni di topografia generalmente piatta ed a scarso rilievo, di elevata scala di lavoro, al fine del riconoscimento delle forme presenti e della loro corretta interpretazione;
- negli ultimi decenni il ruolo svolto dall'uomo come agente morfogenetico, in grado di modificare significativamente, se non addirittura cancellare, forme del paesaggio carsico, non può essere trascurato.

OPERE CITATE

- CALÒ G. & TINELLI R., 1995 - *Systematic hydrogeological study of a hypothermal spring (S. Cesarea Terme, Apulia), Italy*. Journal of Hydrology, 165: 185-205.
- CALÒ G. & TINELLI R., 2004 - *Le acque sulfuree nel contesto idrogeologico dell'area di Torre Mozza di Ugento (Penisola Salentina, Puglia)*. Acque Sotterranee, 89: 9-22.
- CALÒ G., SPIZZICO M., TINELLI R. & ZEZZA F. (1983 - *Hydrogeological investigations on the area surrounding Santa Cesarea Terme springs (southern Apulia)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 18 (2): 129-144.
- CANORA F., FIDELIBUS M.D. & SPILOTRO G., 2012 - *Coastal and inland karst morphologies driven by sea level stands: a GIS based method for their evaluation*. Earth Surface Processes and Landforms 37 (13): 1376-1386.
- COLAMONICO C., 1917 - *Il Pulo di Altamura*. Mondo Sotterraneo: 1-14, Udine.
- COLAMONICO C., 1953 - *Lame e gravine in Puglia*. Le Vie d'Italia, 11: 704, Milano.
- COPPOLA D., 1992 - *Nota preliminare sui rinvenimenti nella grotta di S. Maria di Agnano (Ostuni, Brindisi): i seppellimenti paleolitici ed il luogo di culto*. Rivista di Scienze Preistoriche, XLIV: 211-227.
- COPPOLA D. & PARISE M., 2005 - *La grotta S. Maria di Agnano (Pu 1201) a Ostuni*. Atti Convegno "Stato e conservazione delle aree carsiche", Spelaion 2005, Martina Franca, 8-11 dicembre 2005: 149-160.
- COPPOLA D. & VACCA E., 1995 - *Les sépultures paléolithiques de la grotte de Sainte Marie d'Agnano à Ostuni (Italie)*. Nature et Culture, Colloque de Liège, 13-17 dicembre 1993, 68 (2): 797-810.
- DE GIOVANNI A., MARTIMUCCI V., MARZULLI M., PARISE M., PENTIMONE N. & SPORTELLI D., 2011 - *Operazioni di rilievo e analisi preliminare dello sprofondamento in località San Procopio (Barletta) del 2-3 maggio 2010*. Opera Ipogea, 1/2: 151-158.
- DELLE ROSE M. & PARISE M., 2003 - *Le grotte di Ostuni in relazione alla locale serie stratigrafica*. Puglia Grotte, bollettino del Gruppo Puglia Grotte, Castellana-Grotte: 53-62.
- DE WAELE J. & PARISE M., 2013 - *Discussion on the article "Coastal and inland karst morphologies driven by sea level stands: a GIS based method for their evaluation" by Canora F, Fidelibus D, Spilotro G*. Earth Surface Processes and Landforms, DOI:10.1002/esp.3412.
- DI GERONIMO I., 1970 - *Geomorfologia del versante adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi)*. Geologica Romana, 9: 47-57.
- FORD D. & WILLIAMS P., 2007 - *Karst Hydrogeology and Gemorphology*. Wiley: pp. 562.
- GUARNIERI G., LAVIANO A. & PIERI P. (Eds.), 1990 - *The second International Conference on Rudists. Guide book*. Rome and Bari, 1-7 October, Levante Ed., Bari.
- GUEGUEN E., CAFARO S., SCHIATTARELLA M. & PARISE M., 2012 - *A new methodology for the analysis of morpho-structural data of karstic caves in the Alburni Mountains of southern Italy*. Rendiconti Online Società Geologica Italiana, 21 (1): 614-616.
- IURILLI V. & RUINA G., 1999 - *Indagini geologiche e geofisiche sulla Grave "Ferratella" in agro di Ruvo di Puglia (Bari)*. Itinerari Speleologici, 8 (II): 23-30.
- LAROCCA F. & BERNOCCO S., 1988 - *Grotte e voragini nel territorio comunale di Ruvo di Puglia (Ba)*. Itinerari Speleologici, 3 (II): 33-70.
- LAVIANO A., 1999 - *I fossili nelle pietre della fortezza dell'Isola di San Paolo*. In: G. Mastronuzzi & P. Marzo, Eds., Le Isole Cheradi fra natura, leggenda e storia. Fondazione Ammiraglio Michelagnoli - Università degli Studi di Bari: 161-170.
- MARTIMUCCI V. & PARISE M., 2012 - *Cave surveys, the representation of underground karst landforms, and their possible use and misuse*. 20th International Karstological School "Karst forms and processes", Postojna, 18-21 June 2012, Guide Book & Abstracts: 69-70.

- NORTH L.A., VAN BEYNEN P.E. & PARISE M., 2009 - *Interregional comparison of karst disturbance: West-central Florida and southeast Italy*. J. Env. Man., 90 (5): 1770-1781.
- PALAGIANO C., 1965 - *Sulle lame e gravine della Puglia*. Annali Fac. Econ. Comm., n.s., 21: 357-386, Bari.
- PALMENTOLA G., 1987 - *Lineamenti geologici e morfologici del Salento leccese*. Atti del Convegno sulle "Conoscenze Geologiche del territorio Salentino", Quad. Ric. Centro Studi geotecnici, Lecce, 11: 7-30.
- PALMER A.N., 1987 - *Cave levels and their interpretation*. National Speleological Society Bulletin, 49: 50-66.
- PALMER A.N., 1991 - *Origin and morphometry of limestone caves*. Geological Society of America Bulletin, 103 (1): 1-21.
- PALMER A.N., 2000 - *Hydrogeologic control of cave patterns*. In: Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybrodt W. (Eds.) *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society: 77-90. Huntsville, Alabama.
- PALMER A.N., 2005 - *Passage growth and development*. In Culver D.C. & White W.B. Eds. *Encyclopedia of caves*. Elsevier Academic Press: 440-444.
- PALMER A.N., 2007 - *Cave geology*. Cave Books, Dayton, Ohio: 454 pp.
- PARISE M., 2003 - *Flood history in the karst environment of Castellana-Grotte (Apulia, southern Italy)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3 (6): 593-604.
- PARISE M., 2006 - *Geomorphology of the Canale di Pirro karst polje (Apulia, southern Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., suppl. vol. 147: 143-158.
- PARISE M., 2007 - *Pericolosità geomorfologica in ambiente carsico: le gravine dell'arco ionico tarantino*. Atti e Memorie Commissione Grotte "E. Boegan", 41: 81-93.
- PARISE M., 2008 - *Elementi di geomorfologia carsica della Puglia*. In: Parise M., Inguscio S. & Marangella A., Eds. Atti del 45° Corso CNSS-SSI di III livello di "Geomorfologia Carsica. Grottaglie, 2-3 febbraio 2008: 93-118.
- PARISE M., 2011 - *Surface and subsurface karst geomorphology in the Murge (Apulia, southern Italy)*. Acta Carsologica, 40 (1): 79-93.
- PARISE M., 2012 - *Breakdown deposits: characteristics and their significance in the evolution of karst systems*. 20th International Karstological School "Karst forms and processes", Postojna, 18-21 June 2012, Guide Book & Abstracts: 70.
- PARISE M., 2012 - *Caratteri geologici e speleogenesi della Grotta di Santa Maria di Agnano (Ostuni, provincial di Brindisi)*. In: COPPOLA D. (Ed.), *Il riparo di Agnano nel Paleolitico superiore. La sepoltura Ostuni I ed i suoi simboli*. Università di Roma Tor Vergata, ISBN 978-88-903346-5-8: 75-91.
- PARISE M., FEDERICO A., DELLE ROSE M. & SAMMARCO M., 2003 - *Karst terminology in Apulia (Southern Italy)*. Acta Carsologica, 32: 65-82.
- PLAN L., FILIPPONI M., BEHM M., SEEBACHER R. & JEUTTER P., 2009 - *Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology - A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria)*. Geomorphology, 106: 118-129.
- RICCHETTI G., 1987 - *Carta geomorfica del Salento meridionale*. Atti del Convegno sulle "Conoscenze Geologiche del territorio Salentino", Quad. Ric. Centro Studi geotecnici, Lecce, 11: 207-222.
- SAURO U., 1991 - *A polygonal karst in Alte Murge (Puglia, Southern Italy)*. Zeit. für Geomorphologie, 35 (2): 207-223.
- VISINTIN B., 1944 - *Studio sull'acqua della Grotta Gattulla delle Terme demaniali di S. Cesarea*. Rend. Ist. Sup. San., 7 (2).
- VISINTIN B., 1945 - *Studio sull'acqua della Grotta Gattulla delle Terme demaniali di S. Cesarea*. Ann. Chim. Appl., 35 (6-7): 97-111.
- WHITE W.B., 1988 - *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York: pp. 464.
- ZEZZA F., 1980 - *Le sorgenti ipotermali solfuree di Santa Cesarea Terme*. Azienda di cura e soggiorno e turismo Santa Cesarea Terme. Salentum, anno III: 1-2.

Condizionamento geo-strutturale ed analisi tridimensionale del sistema carsico del Monte Corchia (Alpi Apuane, Toscana)

LEONARDO PICCINI (*)

RIASSUNTO

Lo sviluppo e l'evoluzione di un sistema carsico dipendono da molteplici fattori legati soprattutto all'assetto geo-strutturale del corpo roccioso in cui il sistema si sviluppa e alle vicende tettoniche e paleo-idrologiche che si succedono nel tempo. Distinguere gli effetti dei primi fattori, che hanno un ruolo essenzialmente passivo, dai secondi, che invece interagiscono attivamente con lo sviluppo del sistema carsico, non è semplice e richiede prima di tutto la modellizzazione tridimensionale accurata delle grotte conosciute. Studi di questo tipo sono di fatto perseguibili solo in quei sistemi dove le esplorazioni speleologiche hanno permesso una conoscenza approfondita del reticolo sotterraneo.

Il Complesso Carsico del Monte Corchia (Alpi Apuane, Toscana) è uno dei sistemi carsici maggiormente sviluppati e meglio conosciuti del territorio italiano. Contrariamente a quanto avviene in molti altri casi, la particolare struttura geologica del Monte Corchia fa sì che in questo sistema siano particolarmente riconoscibili gli effetti dei fattori tettonici (sollevamento) e paleo-idrologici (progressivo abbassamento del livello di base). L'analisi tridimensionale del sistema ha comunque reso evidente il condizionamento geo-strutturale, che varia nelle varie fasi evolutive in conseguenza del diverso assetto idro-morfologico.

In questi ultimi anni, vari strumenti software permettono una modellizzazione accurata dei sistemi carsici e un'analisi morfometrica meno affetta da influenze soggettive legate alla "percezione" personale dell'operatore. Il modello tridimensionale del sistema carsico del Corchia, sebbene non ancora completo, permette di valutare il condizionamento geo-strutturale con accuratezza e quindi di mettere maggiormente in risalto gli effetti della evoluzione paleo-idrologica locale.

KEY WORDS: *sistema carsico, livello di base, speleogenesi, Alpi Apuane.*

INTRODUZIONE

Durante tutte le fasi del loro sviluppo, i sistemi carsici si trovano a poter "scegliere" tra discontinuità con caratteristiche differenti che influenzano in maniera diversa lo sviluppo dei condotti. Queste discontinuità possono essere ricondotte a tre tipi: 1- superfici litologiche (per lo più coincidenti con le superfici di strato), 2- superfici di dislocazione (con o senza movimento), 3- superfici di clivaggio (in particolare il clivaggio di frattura). L'influenza delle superfici litologiche è maggiore quando mettono a contatto litotipi con una diversa solubilità o una differente risposta agli stress tettonici, mentre

fratture, faglie e sovrascorrimenti si manifestano a volte con fasce di roccia cataclasata e quindi più permeabile. Le superfici di clivaggio, quando presenti, hanno invece un ruolo minore e determinano un aumento della anisotropia della roccia che può portare a un differente grado di solubilità nelle diverse direzioni.

I fattori che influenzano la scelta di una superficie piuttosto che un'altra sono sostanzialmente due: 1- fattori lito-strutturali: sono privilegiate quelle discontinuità che permettono già dalle prime fasi di sviluppo dei condotti un flusso idrico maggiore; 2- fattori idrogeologici: vengono privilegiate quelle discontinuità che consentono un deflusso più breve, e quindi secondo un gradiente più favorevole, verso i punti di emergenza (KLIMCHOUK & FORD, 2000).

In questi ultimi anni ha avuto un discreto riscontro il modello dell' "inception horizon" (letteralmente "orizzonte di innesco") proposto da LOWE nel 1992 (e pubblicato nel 2000) e recentemente ripreso da FILIPPONI (FILIPPONI *et alii*, 2009; SAURO *et alii*, 2013). Secondo tale principio la speleogenesi s'impone, sin dalle fasi iniziali, in precisi orizzonti stratigrafici, caratterizzati da condizioni più favorevoli allo sviluppo di condotti carsici, che poi si mantengono nel tempo come superfici di sviluppo preferenziale in condizioni freatiche prima e vadose poi. Tale modello non può però essere generalizzato e, di fatto, al momento è stato testato solo in situazioni con assetto strutturale a strati orizzontali o poco inclinati. AUDRA & PALMER (2013) invece danno maggiore importanza ai fattori idrogeologici riconoscendo nella zona di oscillazione piezometrica, la cosiddetta zona epifreatica, la fascia di maggior sviluppo di condotti carsici e delegando quindi alla dinamica nel tempo di questa zona la presenza di livelli altimetrici con maggior sviluppo di condotti sotterranei ("cave levels" di PALMER, 1987).

Il Complesso Carsico del Monte Corchia (CCMC) è uno dei più vasti sistemi sotterranei italiani, con uno sviluppo stimato di almeno 65 km e una profondità di 1187 m (FALLANI & PICCINI, 1990). L'elevata conoscenza, ottenuta in oltre 160 anni di esplorazioni portate avanti con una sistematicità che hanno pochi uguali al mondo in una grotta tecnicamente impegnativa, consente di indagare il diverso peso che i fattori geo-strutturali e quelli idrogeologici hanno avuto nel tempo sulla speleogenesi.

Per il Corchia, gli effetti della struttura sull'andamento del sistema nel suo insieme non sono però di facile determinazione a causa della complessa geometria della struttura ospite. Inoltre, si tratta di un sistema molto complesso dal punto di vista morfologico, caratterizzato da una lunga storia evolutiva

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via G. La Pira, 4 - 50121 Firenze.
Società Speleologica Italiana; e-mail: leonardo.piccini@unifi.it

(PICCINI, 1991, 1994, 1998, 2011b).

parte dell'unità metamorfica delle Alpi Apuane, affiorante in

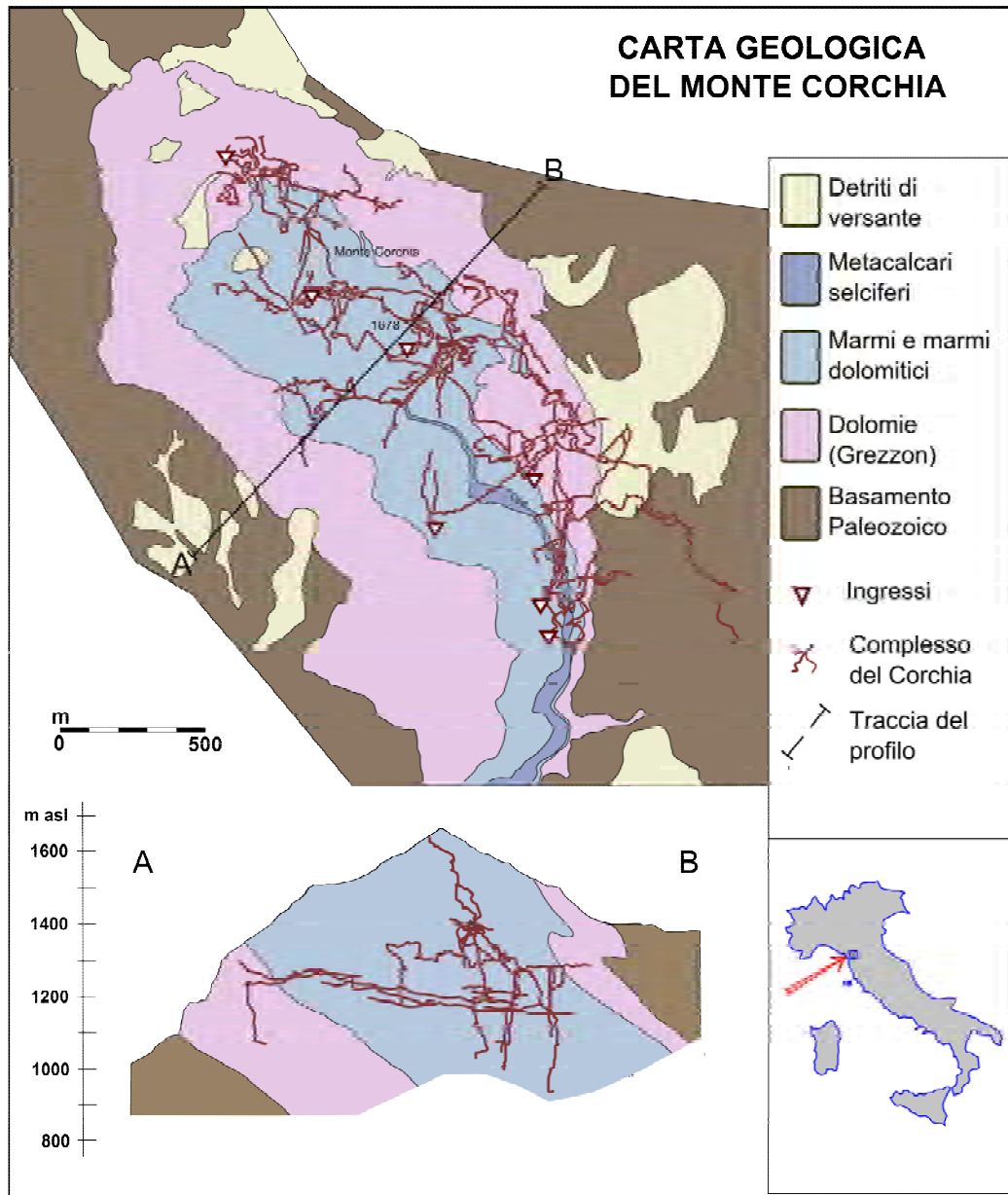


Fig. 1 – Carta geologica del Monte Corchia (da PICCINI, 2011b, modificato).

In casi come questi un approccio bidimensionale, quale si può avere dall'analisi di rilievi cartacei, non è sufficiente a chiarire i rapporti tra reticolo carsico e struttura, ma diventa necessario realizzare un modello vettoriale tridimensionale per poter definire con rigore il controllo strutturale. Questa breve nota riporta i primi risultati dell'analisi morfometrica del modello 3D del CCMC.

ASSETTO GEO-STRUTTURALE DEL MONTE CORCHIA

Il Complesso Carsico del Monte Corchia si sviluppa all'interno di una successione di rocce carbonatiche che fa

finestra tettonica nella Toscana nord-occidentale (Fig. 1) (CARMIGNANI & GIGLIA, 1984; PICCINI *et alii*, 2008).

Al di sopra di un basamento paleozoico scistoso-filladico e di livelli di meta-areniti e meta-conglomerati permo-triassici (Verrucano) intensamente deformati, si trova una sequenza di piattaforma costituita essenzialmente da dolomie ben stratificate o brecciate (Grezzoni – Carnico Norico), marmi dolomitici, breccie marmoree e marmi (Lias), che passano verso l'alto a meta-calcarei con liste e noduli di selce ricristallizzata (Lias medio). Tra Grezzoni e marmi s.l. si trova un orizzonte di breccie (Breccie di Seravezza) e lenti di scisti a cloritoide, che rappresentano un livello di netta discontinuità litologica, rispetto a una sequenza carbonatica sostanzialmente omogenea, almeno per quanto riguarda lo sviluppo dei fenomeni carsici (PICCINI, 1991).

L'altro orizzonte che si differenzia notevolmente è quello dei meta-calcarei selciferi, che rappresenta un livello pressoché continuo al tetto dei marmi, per la presenza dei letti di selce.

Il M. Corchia è caratterizzato da una struttura geometrica molto complessa (Fig. 1) che può ricondursi essenzialmente a una sinclinale isoclinale ribaltata, e quindi con geometria anticlinale, il cui asse immerge, notevolmente inclinato, verso NE (CARMIGNANI & GIGLIA, 1983). Il nucleo della sinclinale è costituito dai meta-calcarei selciferi, che separano con continuità la parte della struttura a giacitura normale da quella a giacitura inversa ma ugualmente inclinata.

L'assetto generale, al di là della ripetizione in ordine inverso della successione carbonatica con il piano assiale della piega che funge da superficie di simmetria, è quindi quello di una monoclinale inclinata mediamente sui 40-50°, la cui vergenza passa da SW nella parte settentrionale a W in quella meridionale.

Nelle formazioni carbonatiche affioranti al nucleo della sinclinale, le principali superfici di discontinuità sono legate alle superfici litologiche e a quelle di clivaggio, che formano tra loro un angolo piccolo e la cui giacitura ha un'immersione compresa tra 50° e 100° N con un'inclinazione media intorno a 50°. Altre superfici particolarmente evidenti, condizionando fortemente la morfologia di superficie, sono quelle legate a famiglie di fratture ad andamento prevalentemente verticale e orientate in direzione NW-SE, SW-NE ed E-W.

METODI

Nel maggio del 2010 ha preso avvio un progetto, patrocinato dalla Federazione Speleologica Toscana, che ha come obiettivo l'aggiornamento del rilievo del CCMC e la sua digitalizzazione anche al fine di ricavare il modello tridimensionale del sistema utilizzando specifici software di uso speleologico. Per facilitare il lavoro, il sistema è stato diviso in cinque settori, su basi morfologiche e storico-esplorative, agganciati su caposalda principali.

La prima parte del lavoro è consistita nella raccolta di tutti i dati di poligonale reperibili dagli archivi dei gruppi speleologici. Tali dati sono stati inseriti in un database in forma di tabelle che riportano le misure di lunghezza, azimuth e inclinazione, oltre alle misure di larghezza (sinistra-destra) e altezza (basso-alto) relative a sezioni verticali posizionate su ogni punto di rilievo e orientate perpendicolarmente al tiro di rilievo stesso. Le misure di larghezza e altezza, quando non rilevate direttamente in grotta, sono state ricavate dai disegni su carta. Per le diramazioni di cui non esistevano dati si è provveduto a ricalcolare delle poligonali fittizie dal disegno di pianta e sezione. I dati sono stati organizzati in file separati per ogni diramazione e successivamente processati con l'utilizzo del software Compass (FISH, 2000).

Le analisi sono state eseguite sull'intero database e su parti di esso, selezionate con criteri altimetrici o morfologici. Si tratta per o più di analisi statistiche sulla distribuzione spaziale dell'insieme dei condotti e analisi qualitative di interpretazione

geometrica ottenuta variando il punto di vista del modello 3D.

I dati sono ancora incompleti, mancando diverse importanti diramazioni, e ancora in fase di sistemazione, al fine di ottenere una rappresentazione completa e fedele di tutto il sistema, ma già si prestano a una analisi morfometrica preliminare che mette in luce alcune caratteristiche morfologiche dell'intero complesso.

RISULTATI

Il modello tridimensionale del CCMC consta attualmente di 5870 tratte di poligonale, per una lunghezza complessiva di 46,1 km, pari a circa il 70% dell'intero sistema.

In tabella 1 sono riassunti i principali parametri dimensionali, che si prestano al calcolo degli indici morfometrici riportati in tabella 2 (KLIMCHOUCK, 2003; PICCINI, 2001, 2011a).

TABELLA 1

Parametri dimensionali del CCMC (70 % del totale)

Parametro dimensionale	
Dislivello (D)	1187 m
Sviluppo spaziale (Ss)	46,1 km
Sviluppo planimetrico (Sp)	36,1
Estensione (E)	1829 m
Area totale (rettangolare) (At)	3,37 km ²
Area grotta (Ag)	11,74 hm ²
Volume totale (Vt)	3,88 km ³
Volume grotta (Vg)	1,47 hm ³
Diametro medio (Dm)	5,7 m

TABELLA 2

Principali indici morfometrici

Indice morfometrico	Formula	Referenza	Valore
Volume specifico	Vg/Ss	KLIMCHOUCK, 2003	31,9
Densità di reticolo	Sp/At	KLIMCHOUCK, 2003	0,0107
Porosità carsica	Vg/Vt	KLIMCHOUCK, 2003	0,0004
Indice di verticalità	D/Ss	PICCINI, 2001	0,025
Indice di orizzontalità	Sp/Ss	PICCINI, 2001	0,78
Indice di complessità orizzontale	Sp/E	PICCINI, 2001	19,7

Gli indici proposti da KLIMCHOUCK sono stati ideati soprattutto per descrivere i grandi sistemi labirintici a sviluppo orizzontale tipici dei gessi dell'Ucraina e per grotte come il Corchia sono poco significativi. Da notare come per quanto il Corchia venga spesso chiamata "La montagna vuota" in realtà il volume di grotta conosciuto occupa solo lo 0,5 per mille del volume del parallelepipedo di roccia che racchiude il sistema.

Sulla base degli indici proposti da PICCINI (2001, 2011) il CCMC ha un indice di orizzontalità pari a 0,78, che è decisamente elevato per una grotta di oltre 1000 m di profondità, e un indice di complessità orizzontale pari a 19,7, valore che spesso si riscontra in sistemi labirintici di origine ipogenica. Tutto questo indica una storia evolutiva lunga e complessa in cui il sistema è passato attraverso varie fasi di "maturazione" in condizioni di relativa stabilità del livello di base (PICCINI, 2011b). Tale situazione è ben messa in evidenza dal grafico che mostra la distribuzione altimetrica dei condotti carsici (Fig. 2) e in particolare dei condotti di origine freatica ed epifreatica (Fig. 3).

Tale analisi mostra la presenza di livelli di sviluppo preferenziale che per la particolare struttura del Monte Corchia non possono essere imputati a un controllo lito-strutturale (vedi

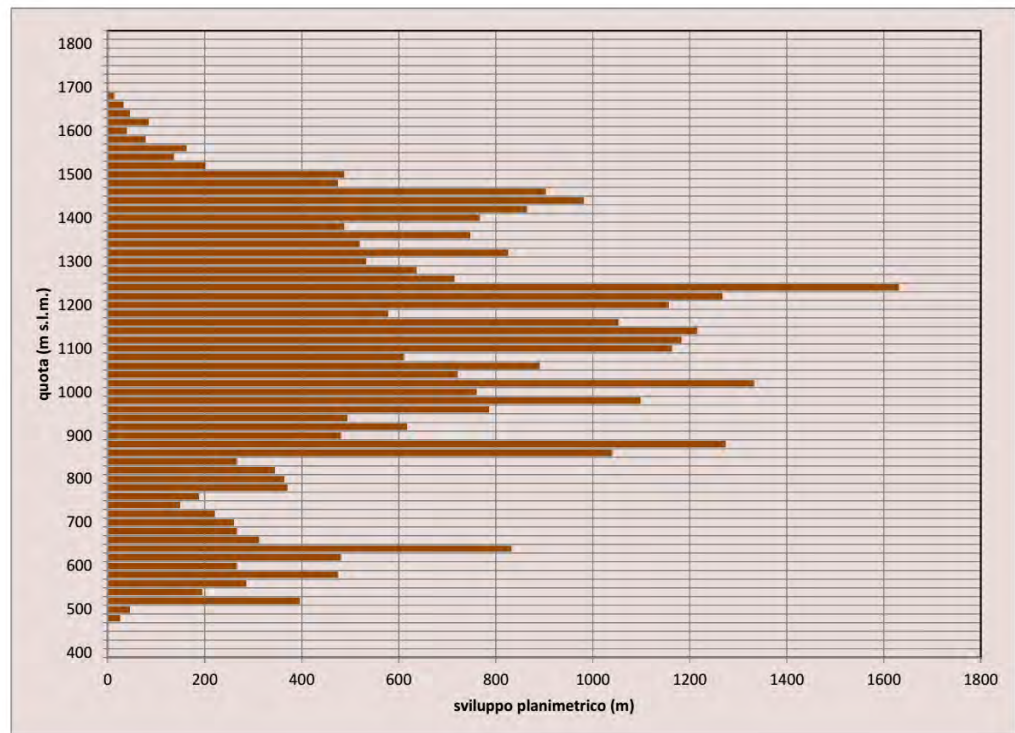


Fig. 2 – Distribuzione altimetrica dei condotti carsici nel Complesso Carsico del M. Corchia, elaborazione delle poligonali di rilievo con esclusione dei tiri di rilievo con lunghezza inferiore a 3 m.

sezione in Fig. 1). In altre parole, la disposizione spaziale delle superfici litologiche non ha esercitato un controllo sulla distribuzione altimetrica dei condotti, questo non significa che non esistano livelli più favorevoli allo sviluppo del carsismo, che però sono interessati da condotti la cui posizione è determinata dalla interazione tra struttura e fattori idrogeologici, in particolare la posizione della fascia di oscillazione piezometrica (PICCINI, 2011b).

Il condizionamento strutturale, cioè il ruolo dell'orientamento delle discontinuità primarie (litologia) e secondarie (faglie e fratture), appare in prima battuta di difficile definizione anche per quanto riguarda l'orientamento dei condotti. Il classico grafico a rosa con indicate le direttrici di sviluppo in piante dell'insieme dei condotti carsici (Fig. 4) non mostra infatti particolari direzioni preferenziali, se consideriamo l'intero sistema, benché siano presenti famiglie di fratture ben evidenti sul terreno, anche per il modo in cui determinano la forma esterna della montagna. Nel grafico si può comunque notare un maggior sviluppo per le direzioni che ricadono nel quadrante SE, vale a dire secondo quella che è la direzione di flusso del sistema nel suo complesso.

I risultati cambiano invece in modo significativo se l'analisi delle direzioni di sviluppo preferenziale considera solo i condotti presenti in particolare fasce di quota.

Per semplicità il sistema è stato suddiviso in quattro intervalli altimetrici di 300 m di dislivello ciascuno corrispondenti a: 1600-1300, 1300-1000, 1000-700, 700-400m s.l.m. Queste fasce di quota comprendono i quattro "piani" principali di sviluppo del Corchia (Fig. 3).

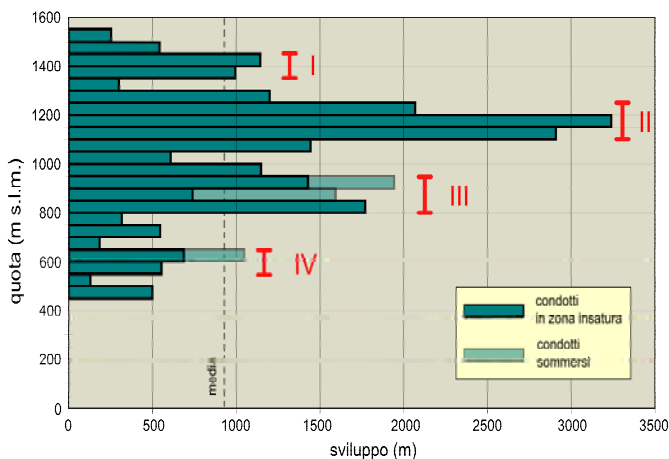


Fig. 3 – Distribuzione altimetrica dei principali condotti carsici di origine freatica o epifreatica nel Complesso Carsico del M. Corchia, con evidenziati i 4 livelli principali (da PICCINI, 2011b, modificato).

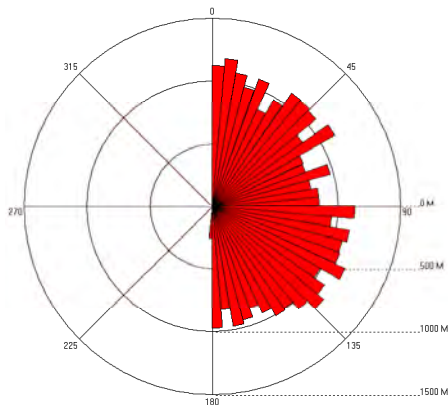


Fig. 4 - Diagramma a rosa delle direttrici di sviluppo dei condotti carsici nel CCMC, elaborazione delle poligonali di rilievo con esclusione dei tiri di rilievo con lunghezza inferiore a 3 m.

I risultati dell'analisi sono mostrati in figura 5, che rappresenta in modo schematico l'andamento in pianta del sistema, accompagnato da quattro semi-diagrammi a rosa che evidenziano chiare direzioni di sviluppo preferenziale per ogni livello altimetrico.

In particolare, il livello più alto (1600-1300) mostra due direttrici preferenziali: una NE-SW, corrispondente a una grossa frattura particolarmente evidente anche in superficie, e una WNW-ESE che corrisponde alla direzione delle superfici litologiche e di quelle di clivaggio. Questo piano comprende le più antiche gallerie del Corchia, la cui formazione va fatta risalire ad almeno 1,5-2 milioni di anni fa (PICCINI *et alii*, 2008; PICCINI, 2011b) e che contengono i segni di una discreta rielaborazione a pelo libero e depositi alluvionali di chiara provenienza esterna.

Il secondo livello è quello più sviluppato e ad andamento più labirintico, secondo almeno tre direttrici di sviluppo principali orientate circa N-S, NE-SW e WNW-ESE.

Il terzo livello mostra un maggiore controllo da parte di fratture orientate con preferenza circa N-S ed E-W. La prima direzione è da mettere in relazione sia con fratture sia con superfici litologiche, marcate dalla presenza di livelli pelitico-scistosi al passaggio tra Grezzoni e Marmi e da livelli discontinui di breccie poligeniche a matrice filladica (Breccie di Seravezza auct.), la seconda è invece legata unicamente a fratture.

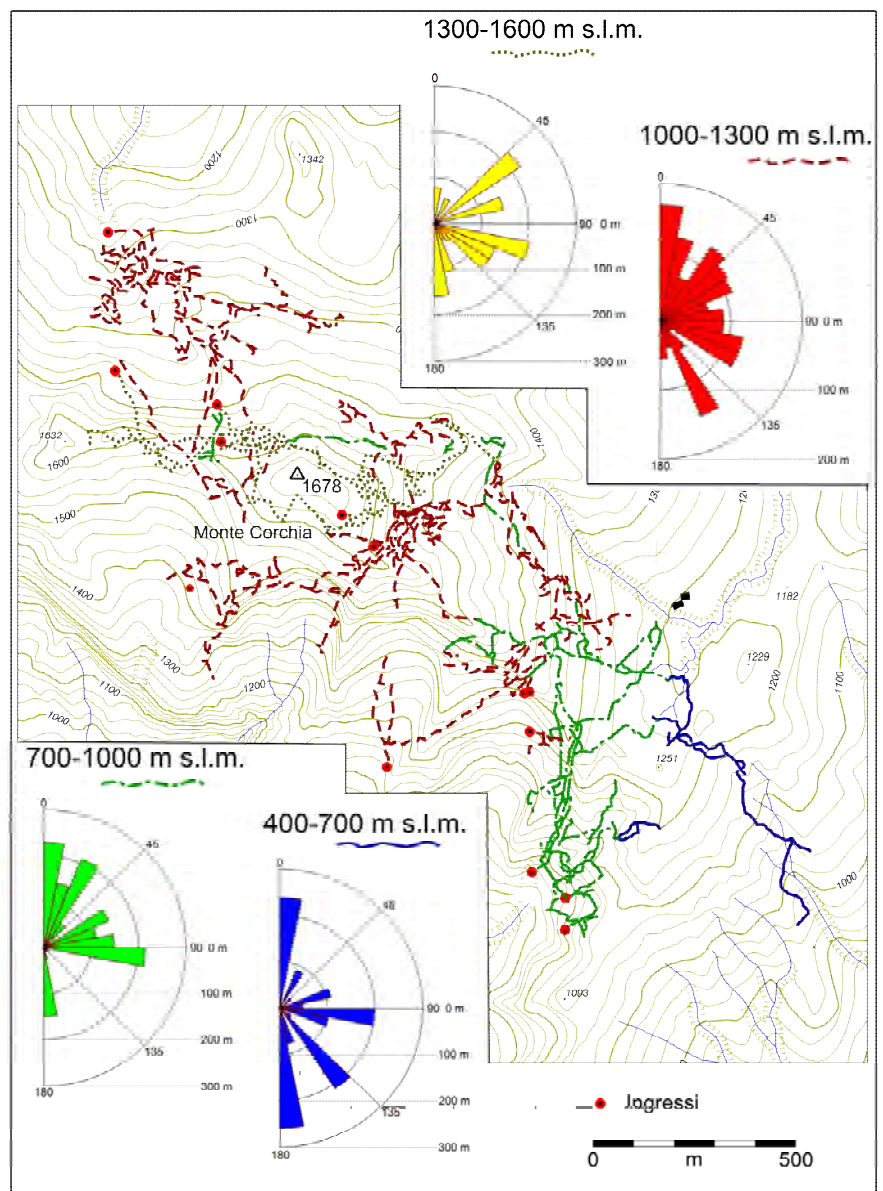
Fig. 5 - Schema planimetrico del CCMC e grafici di direzioni di sviluppo preferenziale dei condotti di origine freatica: a) livello alto di gallerie posto tra 1600 e 1300 m di quota; b) livello medio posto tra 1300 e 1000 m; c) livello basso posto tra 1000 e 700 m di quota; d) l'attuale percorso del collettore sotterraneo (da: PICCINI, 2011b, modificato).

Infine, il quarto livello, che in realtà ha uno sviluppo conosciuto molto minore degli altri tre, mostra un netto orientamento preferenziale secondo direttrici circa N-S.

DISCUSSIONE

La semplice visione in 3D del sistema con varie orientazioni permette già di fare alcune interessanti osservazioni.

La sezione verticale sul piano NW-SE mostra un andamento discendente da NW a SE secondo più livelli inclinati di circa 20° (Fig. 6). Tale inclinazione, diversamente da quanto avviene in altri sistemi carsici sviluppati in strutture monoclinali, non è dovuta a un controllo strutturale, essendo le giaciture delle superfici litologiche mediamente immergenti verso NE (cioè perpendicolarmente alla sezione di Fig. 6) con pendenze solitamente di 40-50°. Si tratta quindi probabilmente di una inclinazione che dipende da fattori idrogeologici e che si spiega ammettendo una o più fasi con importante flusso a pelo



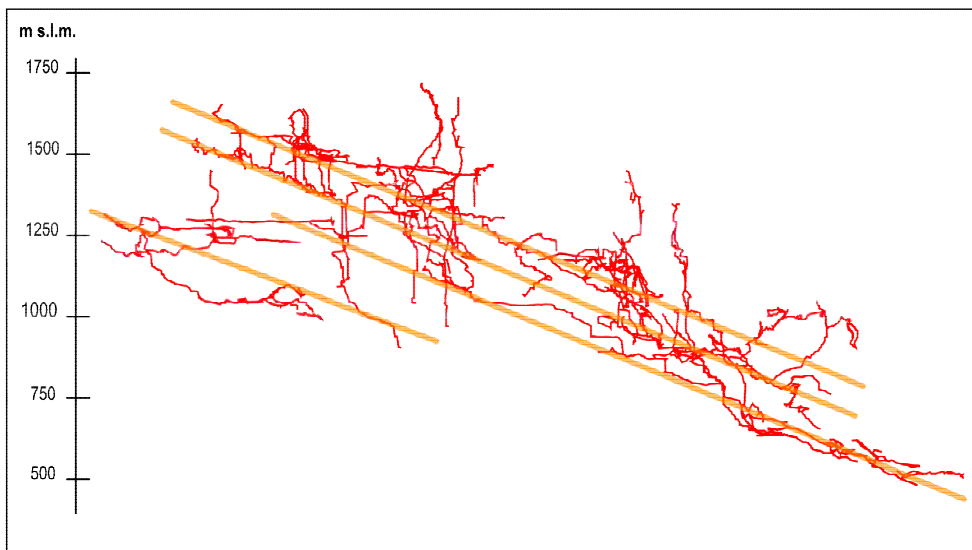


Fig. 6 – Profilo longitudinale proiettato sul piano NW-SE del CCMC con evidenziati i piani strutturali principali.

libero in condizioni di gradiente idraulico abbastanza elevato.

Da questo andamento generale si stacca nettamente il piano orizzontale di gallerie che si sviluppa intorno ai 1200 m di quota nel settore NW del sistema e che si collega ad analoghi piani sviluppati a quote simili in tutto il complesso. Tale piano, come già ipotizzato in precedenti lavori (PICCINI, 1999, 1994, 2011b), segna probabilmente una fase di prolungato stazionamento del livello di base e di “maturazione” del sistema con sviluppo di condotti in prossimità di una superficie piezometrica a basso gradiente e che vede il passaggio da condizioni di alimentazione prevalentemente allogeniche a una alimentazione da acque di prevalente infiltrazione locale.

La sezione proiettata sul piano orientato SW-NE (Fig. 7), mostra invece un disegno piuttosto caotico, poiché tutte le vie di trasferimento verticale finiscono concentrate in uno spazio ristretto. Tale visione mostra però bene lo sviluppo dei principali piani orizzontali, benché visti di taglio, che appaiono chiaramente svincolati dalla struttura, che qui è vista in sezione trasversale grossomodo perpendicolare alla direzione media delle superfici litologiche. Tale proiezione mette bene in evidenza l'esistenza di più di quattro piani epifreatici, alcuni dei quali interessano tutto il sistema, mentre altri solo un settore. Da notare che i livelli epifreatici superiori non sono orizzontali, ma moderatamente inclinati, a indicare un gradiente idraulico elevato, come tipicamente avviene nelle fasi più “giovanili” di sviluppo di un sistema carsico (FORD & WILLIAMS, 2007; AUDRA & PALMER, 2013).

Le figure 6 e 7 mettono dunque in evidenza l'effettiva presenza di superfici lito-strutturali lungo le quali si ha uno sviluppo preferenziale dei condotti, corrispondenti circa al passaggio tra Grezzoni e Marmi e alla superficie assiale della piega. In questo caso però non si può parlare strettamente di “inception horizons” (LOWE, 2000) poiché lo stesso orizzonte viene utilizzato più volte e in fasi diverse, via via che il livello di base si approfondisce in seguito al sollevamento tettonico

dell'area e all'incisione delle valli circostanti.

Per quanto riguarda invece le proiezioni sul piano orizzontale e l'analisi statistica delle direzioni di sviluppo preferenziale di tutto il sistema carsico (vedi Fig. 4), i grafici non mostrano orientamenti nettamente favoriti benché il sistema sia allungato lungo la struttura del Corchia, cioè circa NW-SE.

Una prima considerazione d'ordine generale, che vale per tutto il sistema, è che le direzioni di sviluppo di quelle che erano le antiche reti di drenaggio del Corchia, non sembrano influenzate particolarmente da quella che

doveva essere la posizione delle aree d'emergenza che, per la geometria della struttura geologica, è lecito ritenere fosse sempre stata a S o SE del massiccio carsico.

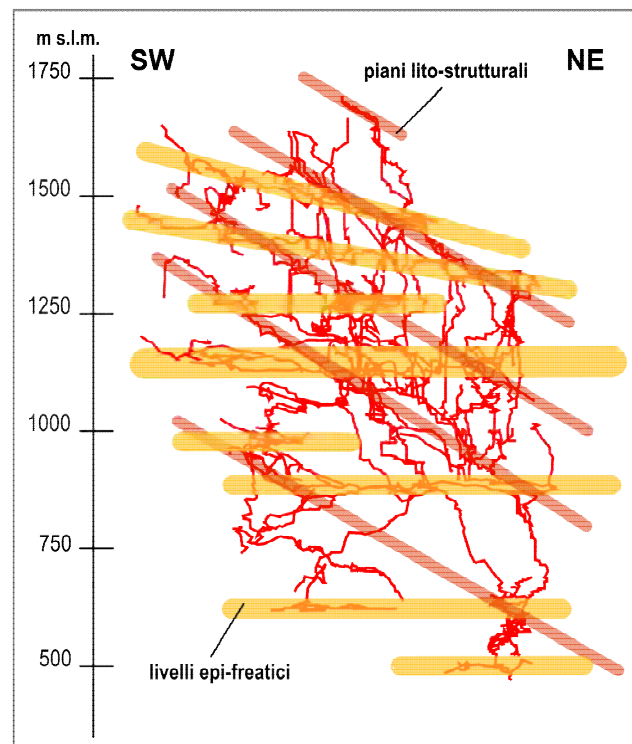


Fig. 7 – Profilo trasversale proiettato sul piano SW-NE del CCMC. Sono indicati i piani lito-strutturali lungo i quali si sviluppano condotte freatiche o forre di approfondimento vadoso e i livelli a sviluppo orizzontale lungo i quali si ha lo sviluppo di condotte epi-freatiche formate in corrispondenza di antiche superfici piezometriche.

CONCLUSIONI

Dall'analisi di questa prima serie di dati si osserva come le direttrici di sviluppo preferenziale non siano le stesse nei quattro livelli altimetrici considerati. Questo significa che l'influenza delle discontinuità non è stata la stessa nel corso delle varie fasi temporali di sviluppo del sistema. Più in dettaglio si nota che le gallerie più alte, e quindi più vecchie, risentono maggiormente delle discontinuità litologiche, mentre quelle più recenti sono impostate preferenzialmente lungo le principali famiglie di fratture. Una possibile spiegazione di tale diverso assetto può essere nel fatto che le gallerie alte si sono formate quando la montagna non era ancora emersa come struttura morfologica. In tale contesto paleo-morfologico l'ammasso roccioso del Corchia doveva essere ancora soggetto a un forte carico litostatico. L'effetto di tale carico poteva essere quello di limitare la permeabilità associata ai sistemi di fratture esistenti. In questa situazione i piani lito-strutturali vedevano esaltato il loro ruolo sulla circolazione sotterranea. Con il sollevamento e l'incisione delle valli, le fratture avrebbero avuto la possibilità di aprirsi per fenomeni di rilascio tensionale diventando perciò vie preferenziali per il flusso delle acque sotterranee, in grado quindi di risentire meno delle superfici litologiche.

Vale la pena sottolineare come quella che appare essere una delle direzioni di maggior sviluppo dei condotti carsici del Corchia e cioè la N-S non trova riscontro in superficie in significativi sistemi di fratture.

RINGRAZIAMENTI

L'autore ringrazia la Federazione Speleologica Toscana per il supporto operativo durante le operazioni di rilievo nell'ambito del progetto per il nuovo rilievo del Corchia.

OPERE CITATE

- AUDRA P. & PALMER A.N., 2013 - *The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern*. In: J Shroder (ed. in Chief), A. Frumkin (ed.), *Treatise on Geomorphology*, Academic Press, Vol. 6: 286-306.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G., 1983 - *Il problema della doppia vergenza delle Alpi Apuane e la struttura del M. Corchia*. Mem. Soc. Geol. Ital., 26: 515-525.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G., 1984 - *"Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. Società Geologica Italiana, vol. Giubilare, Edizioni Pitagora, Bologna: 199-214.
- FALLANI F. & PICCINI L., 1990 - *Pianta generale del Complesso Carsico del Monte Corchia*. Suppl. a *Talp - Rivista della Fed. Spel. Tosc.*: 2.
- FILIPPONI M., JEANNIN P. & TACHER L., 2009 - Evidence of inception horizons in karst conduit net-works. *Geomorphology*, 106: 86-99.
- FISH L., 2010 - *Compass*. www.fountainware.com.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W., 2007 - *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons Ltd.
- KLIMCHOUK A.B., 2003 - *Cave morphometry*.- In: Gunn, J. (ed.) *Encyclopedia of cave and karst science*, Fitzroy Dearborn: 1120-1125, New York.
- KLIMCHOUK A.B., FORD D., 2000 - *Lithologic and structural controls of dissolutional cave development*. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. & Dreybrodt, W., Eds., *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society: 54-64, Huntsville, Alabama, National Speleological Society.
- LOWE D. J., 2000 - *Role of stratigraphic elements in speleogenesis: the speleoinception concept*. In: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer & W. Dreybrodt, Eds., *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*: 65-76, Huntsville, Alabama, National Speleological Society.
- PALMER A. N., 1987 - *Cave levels and their interpretation*. National Speleological Society Bulletin, 49: 50-66.
- PALMER A. N., 1991 - *Origin and morphology of limestone caves*. Geological Society of America Bulletin 103: 1-21.
- PICCINI L., 1991 - *Ipotesi sulla origine e sulla evoluzione del Complesso Carsico del Monte Corchia*. Atti 6° Congr. Federazione Speleologica Toscana: 59-82.
- PICCINI L., 1994 - *Caratteri morfologici ed evoluzione dei fenomeni carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana - Italia)*. *Natura Bresciana*, Museo Civico di Scienze Naturali Brescia, 30 (1996): 45-85.
- PICCINI L., 1998 - *Evolution of karst in the Alpi Apuane (Italy): Relationships with the morphotectonic history*. *Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, III-4 (1997): 21-31.
- PICCINI L., 2001 - *L'Analisi morfometrica delle grotte carsiche*. Atti 18° Congr. Nazionale Speleologia: 145-149.
- PICCINI L., 2011a - *Recent developments on morphometric analysis of karst caves*. *Acta Carsologica*, 40: 43-52.
- PICCINI L., 2011b - *Speleogenesis in highly geodynamic contexts: The quaternary evolution of Monte Corchia multi-level karst system (Alpi Apuane, Italy)*. *Geomorphology*, 134: 49-61.
- PICCINI L., ZANCHETTA G., DRYSDALE R., HELLSTROM J., ISOLA I., FALICK A.E., LEONE G., DOVERI M., MUSSI M., MANTELLI F., MOLLI G., LOTTI L., RONCIONI A., REGATTIERI E., MECCHERI M. & VASELLI L., 2008 - *The environmental features of the Monte Corchia cave system (Alpi Apuane, central Italy) and their effects on speleothem growth*. *International Journal of Speleology*, 37: 153-172.
- SAURO F., ZAMPIERI D. & FILIPPONI M., 2013 - *Development of a deep karst system within a transpressional structure of the Dolomites in north-east Italy*. *Geomorphology*, 184: 51-63.

Imawari Yeuta: una nuova grotta nelle quarzo-areniti dell’Auyan Tepui, Regione Bolivar, Venezuela

FRANCESCO SAURO (*,**), FREDDY VERGARA (*,**), ANTONIO DE VIVO (*), JO DE WAELE (*,**)

RIASSUNTO

Nel febbraio del 2013 un gruppo di speleologi italiani e venezuelani (La Venta Esplorazioni Geografiche e Teraphosa Exploring Team) ha scoperto un nuovo grande sistema carsico nelle quarzo-areniti del settore nordorientale dell’Auyan Tepui. In 12 giorni di esplorazione oltre 15 km di gallerie sono state topografate, mentre almeno altri 4 km restano da rilevare. Il sistema ha nove ingressi ed ospita tre fiumi sotterranei. Le gallerie si sviluppano su due livelli ben distinti, uno attivo in cui scorrono i fiumi con una direzione generale ONO, ed un livello fossile situato da 4 a 20 metri più in alto con una generale direzione N-S. I livelli attivi sono controllati litologicamente e contengono dei pilastri tipici, marmite e canali in roccia larghi e sinuosi con scarsi depositi sedimentari. I livelli fossili invece ospitano una grande quantità di minerali secondari, tra cui soprattutto solfati-fosfati, e rarissime concrezioni di opale e silice. Acque correnti, gocciolanti e stagnanti sono state analizzate in situ per il loro contenuto in silice ed alcune osservazioni morfologiche hanno consentito di trarre delle conclusioni riguardo alla speleogenesi di questi grandi sistemi carsici in quarzite. Ulteriori studi geologici, mineralogici, geomicrobiologici e biologici saranno necessari in questa grotta eccezionale.

KEY WORDS: *quarziti, speleogenesi, geomorfologia, carsismo*

INTRODUZIONE

Fino a venti anni fa speleologi e scienziati credevano che la speleogenesi nelle quarzo-areniti dei tepui (Stato di Bolivar, Venezuela) fosse legata a condizioni molto particolari e quindi di importanza esclusivamente locale. Negli anni 80 e 90 l’esplorazione di profonde e larghe “sime” ha portato alle prime ipotesi speleogenetiche che spiegavano la formazione di grotte in queste litologie con processi di arenizzazione lungo fratture aperte vicino alle alte pareti esterne di questi estesi plateaus. In quegli anni le ricerche si concentrarono soprattutto sui bordi dei tepui, mentre le aree centrali furono ritenute meno promettenti per la scoperta di nuove cavità.

Dal 2000, invece, diverse grotte orizzontali sono state esplorate rimettendo in discussione le teorie speleogenetiche delle grotte in quarzite (Aubrecht *et al.* 2011; 2013; Sauro *et al.* 2013a). Dopo l’esplorazione di sistemi chilometrici nei massicci Roraima e Chimantha (Galán *et al.* 2004; Sauro 2009; Brewer Carias & Audy 2011), nell’aprile del 2013 una nuova

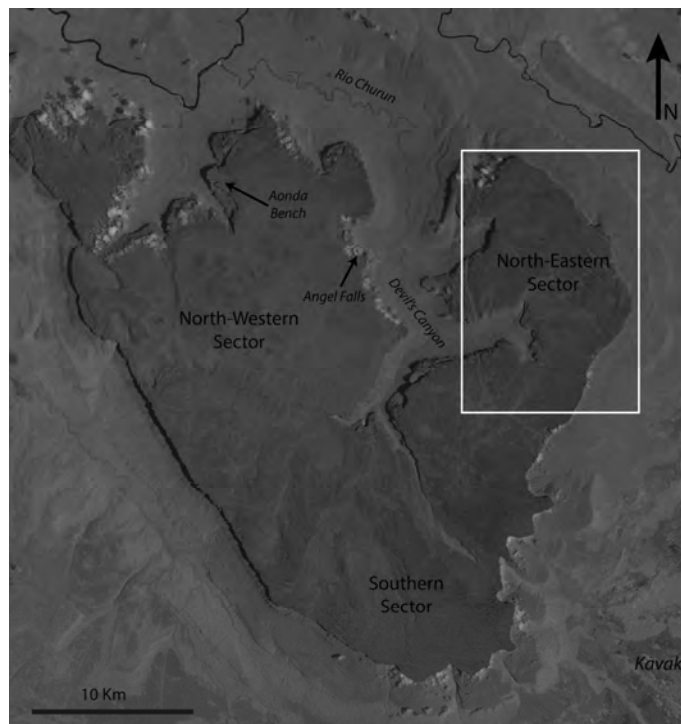


Fig. 1. – Il massiccio dell’Auyan Tepui con evidenziato il settore nord-est dove si sviluppa Imawari Yeuta.

grande grotta, nominata Imawari Yeuta (“la grotta dove vivono i dei” nella lingua indigena Pemon Kamarakoto) è stata scoperta da una squadra italo-venezolana sull’Auyan Tepui nel Parco Nazionale Canaima (Sauro *et al.* 2013b). Quest’ultima esplorazione dimostra ancora una volta che estesi reticoli carsici possono esistere sotto la superficie dei tepui nell’area della Gran Sabana. Le ricerche speleologiche negli altopiani quarzo-arenitici del Venezuela e del Brasile appaiono essere solo all’inizio.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

L’Auyan Tepui è tra i più grandi massicci della Gran Sabana (circa 700 km², Fig. 1), ben noto per la presenza del Salto Angel, che con i suoi 975 m di altezza è ritenuto la cascata più alta del mondo.

La Gran Sabana è una vasta regione del Sud America, tra Venezuela e Brasile, attraversata da vari affluenti del Rio Caroní, che confluisce a sua volta nell’Orinoco. L’Auyan Tepui ha la forma di un grande tavolato delimitato da pareti verticali che spesso raggiungono altezze di 1000 metri. In pianta assomiglia ad un triangolo con la punta rivolta verso il

(*) Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna, Via Zamboni 67, Bologna 40126, Italy; e-mail: cescosauro@gmail.com, jo.dewaele@unibo.it

(**) Associazione di Esplorazioni Geografiche la Venta, Via Priamo Tron 35/F, Treviso 31030, Italy

(***) Teraphosa Exploring Team, Puerto Ordaz, Venezuela

Sud. Nella parte interna il Canyon del Diablo separa il settore nordoccidentale da quello nordorientale, mentre la parte meridionale è un plateau uniforme che raggiunge l'altezza massima di 2450 m s.l.m..

Dal punto di vista geologico la Gran Sabana fa parte dello Scudo di Guyana. Le rocce intrusive ed ultra-metamorfiche della parte settentrionale dello Scudo (Imataca-Bolivar Province, da González de Juana *et al.* 1980) raggiungono un'età di circa 3,5 miliardi di anni. Le rocce silicoclastiche depositatesi al di sopra dello scudo (Gruppo di Roraima) appartengono all'ambiente continentale-pericontinentale della Roraima-Canaima Province (Reid 1974). L'età di questo gruppo arenaceo può essere dedotta solo sulle datazioni assolute del basamento granitico (2,3-1,8 miliardi di anni) e dei dicchi e dei sill basaltici che tagliano la parte sommitale del Gruppo di Roraima (1,4-1,8 miliardi di anni) (Briceño & Schubert 1990; Santos *et al.* 2003). Il Gruppo Roraima è anche stato intruso da diabasi mesozoici (Hawkes 1966; Teggini *et al.* 1985). Questi formano sottili dicchi a direzione NE con un'età di circa 200 milioni di anni.

Un blando metamorfismo, con una paragenesi di tipo quarzo-pyrophyllite negli strati più argillosi, è il risultato di un carico litostatico di quasi 3 km di sedimenti successivamente erosi (Urbani *et al.* 1977).

BREVE STORIA DELLE ESPLORAZIONI SPELEOLOGICHE SULL'AUYAN TEPUI

La presenza di grotte sull'Auyan Tepui è riportata già da una delle prime ascensioni sulla montagna, durante la spedizione di Felix Cardona Puig e del geologo italiano Alfonso Vinci nel dicembre del 1946 (Vinci 1957). La grotta esplorata e descritta da Vinci non fu mai ritrovata (Merlak 2010).

La prima spedizione speleologica, con l'utilizzo di elicottero, fu realizzata nel 1983 dalla Sociedad Venezolana de Espeleología, con come obiettivo la discesa della Sima Aonda (Fig.1), conosciuta da tempo grazie a sorvoli aerei effettuati nel settore nordoccidentale del tepui. Con la sua profondità di 362 m questo grande collasso fu ritenuto la più profonda voragine in quarzite fino al 1993, anche se si tratta di una depressione larga ed allungata e non di una vera e propria voragine.

Molte delle spedizioni eseguite negli anni seguenti si concentrarono in quest'area in cui la SVE ha portato a termine l'esplorazione di altre profonde "simas", come quelle di Auyantepuy Norte e di Sima Aonda Este 2.

Nel 1992 una spedizione italiana organizzata da quattro gruppi speleologici (CAI SEM Milano, Castellanza, Laveno e Cividale del Friuli) lavora sul plateau alto di Aonda ed esplora diverse grotte per uno sviluppo totale di 1700 metri. Lo stesso anno La Venta sorvola la zona di Aonda in modo da poter organizzare una nuova spedizione nell'area. L'anno seguente una grande spedizione organizzata da La Venta opera in tre diverse aree dello stesso settore occidentale: al Campo Aonda la squadra scende l'omonima sima ed esplora un sistema di gallerie attive alla sua base (Ali Primera Cave) ed altre

profonde voragini sul plateau; nel Campo 1, situato poco a nord, viene esplorata la Sima Churun (Sima Auyantepuy Norte 2), mentre al Campo 2, localizzato più ad ovest, si scopre la Sima Auyantepuy Noroeste, che diventa la più profonda e più lunga grotta nelle quarzite del mondo in quegli anni (3 km, -370 m).

Nel 1996 La Venta organizza un'altra spedizione nella zona Aonda, esplorando altre simas e collegando la Sima del Bloque con Ali Primera, creando un sistema di circa 2 km di sviluppo, profondo 352 m. Nel 2010 una breve prospezione nel plateau sudoccidentale permette di scoprire la Cueva Guacamaya (1.1 km), la prima vera grotta orizzontale trovata sull'Auyan Tepui, ricca in belle morfologie che assomigliano in parte a quelle trovate nelle grotte del massiccio del Chimantha.

Prima della nostra spedizione sull'Auyan Tepui a marzo 2013 si conoscevano circa 10 km di gallerie sotterranee, tutte situate nella parte occidentale del massiccio. I settori meridionali ed orientali erano ancora completamente sconosciuti dal punto di vista speleologico.



Fig. 2. – La Sima del Viento, uno dei grandi collassi che alimenta il sistema sotterraneo.

LA SPEDIZIONE AUYAN TEPUI 2013

La spedizione italo-venezolana sull'Auyan Tepui si è svolta nel marzo 2013. La spedizione è stata organizzata da La Venta Esplorazioni Geografiche e Teraphosa Exploring Team di Puerto Ordaz (Venezuela). Dieci speleologi (7 dall'Italia e 3 dal Venezuela) e due rangers di InParques hanno preso parte alle esplorazioni. Lo scopo principale è stato quello di esplorare il settore meridionale ed orientale della montagna, ed in particolare alcuni ingressi visti durante precedenti voli dal pilota di elicotteri Raul Arias.

La base di partenza per la spedizione è stata il villaggio indigeno di Kavak da dove un elicottero ha reso possibile l'installazione dei campi esplorativi sul plateau per un totale di 12 giorni di attività sulla montagna. Un primo gruppo ha raggiunto un ingresso che si apre sulla parete orientale del tepui, sospeso a circa 1000 metri sopra la sottostante pianura. Purtroppo questo portale maestoso ha dato accesso a soli 60 metri di condotto che chiude inesorabilmente. Lo stesso giorno

un secondo gruppo è sceso nella grande depressione denominata Sima del Viento (Fig. 2), per cercare possibili ingressi alla sua base. Dopo varie ore di ricerca, un piccolo passaggio tra le rocce ha permesso di accedere ad una grande galleria attiva. I giorni seguenti il campo è stato spostato sul bordo della grande depressione permettendo di esplorare, rilevare e svolgere ricerche scientifiche in continuo. Dopo soli quattro giorni di attività circa 5 km di grotta erano già stati topografati, seguendo due fiumi sotterranei distinti (Fig. 3). Le esplorazioni hanno portato velocemente a due nuove entrate, denominate Mundo Perdido e Grieta de Los Guacharos. Nel frattempo la struttura della grotta suggeriva la presenza di un altro fiume sotterraneo nel settore nordoccidentale, in direzione di una grande dolina di crollo. Il fiume ipotizzato è stato raggiunto dall'interno della grotta attraverso un complesso reticolo labirintico di gallerie fossili. Dopo sette giorni di esplorazione e rilevamento con due squadre in contemporaneo la grotta raggiunge 10 km di sviluppo.

Durante gli ultimi tre giorni di esplorazione un campo sotterraneo ha permesso di rilevare altri 5,4 km di grotta, con vaste sale (la più grande misura 270 m di lunghezza per 150 di larghezza), zone labirintiche ed altri tre nuovi ingressi. Alla fine lo sviluppo rilevato raggiunge i 15450 metri grazie anche all'uso dello strumento topografico di fabbricazione polacca CaveSniper (www.caveexplorer.eu). Circa altri 4 km di gallerie sono stati esplorati ma non rilevati per mancanza di tempo. Imawari Yeuta rappresenta attualmente una delle più grandi grotte esplorate in quarzite del mondo, costituendo un unico sistema di grotte non divise da valli, collassi o "grietas". La struttura della grotta è assai complessa, ma le vie di drenaggio sotterraneo sono già ben definite (Fig. 4). Soprattutto l'estesa rete di condotti fossili deve essere ancora dettagliatamente esplorata e documentata.

La spedizione ha riportato a valle tutti i rifiuti prodotti



Fig. 3 – Il Rio de Los Venezuelanos è uno dei tre collettori che caratterizzano il sistema.

durante il soggiorno sul tepui, incluso le feci e tutti i prodotti organici per evitare inquinamento microbiologico. L'esplorazione è stata fatta utilizzando sempre gli stessi percorsi sia all'esterno, attraverso la tipica vegetazione della superficie dei tepui, sia all'interno della grotta su pavimenti di grotta spesso fragili, in particolare nelle zone fossili.

LA GROTTA IMAWARÌ YEUTA

La nuova grotta consiste in tre collettori sotterranei indipendenti (Fig. 5), due dei quali provengono dalla grande dolina della Sima del Viento, mentre il terzo deriva da una zona di alimentazione che fa capo ad una grande dolina di crollo, con diametro intorno ai 500 metri, situata a Nord, ed una sima più piccola adiacente. In quest'ultima voragine precipita un fiume formando una cascata alta circa 90 metri. Durante le nostre esplorazioni, effettuate durante un periodo particolarmente secco, i primi due fiumi avevano una portata minima intorno ai 20 l/s, mentre il fiume principale raggiungeva i 100 l/s. Dai segni lasciati sulle pareti è evidente che quest'ultimo fiume può raggiungere portate attorno ad alcuni m³/s durante le piene. La direzione del drenaggio è generalmente da ESE verso ONO seguendo l'inclinazione degli strati quarziticci. Un reticolo labirintico di gallerie fossili, anch'esso sviluppato lungo uno strato, connette i vari fiumi attivi. L'ampiezza dello strato asportato dai fiumi può raggiungere anche più di 300 metri in alcuni settori, creando ambienti enormi in cui il soffitto, non particolarmente alto, appare sorretto soltanto da alcuni isolati pilastri. Questa situazione crea grandi zone di collasso con un caos di blocchi di crollo. In alcuni casi le gallerie fossili mostrano morfologie arrotondate e si sviluppano spesso perpendicolarmente rispetto all'attuale reticolo di drenaggio sotterraneo.

Una delle più spettacolari caratteristiche della grotta è la

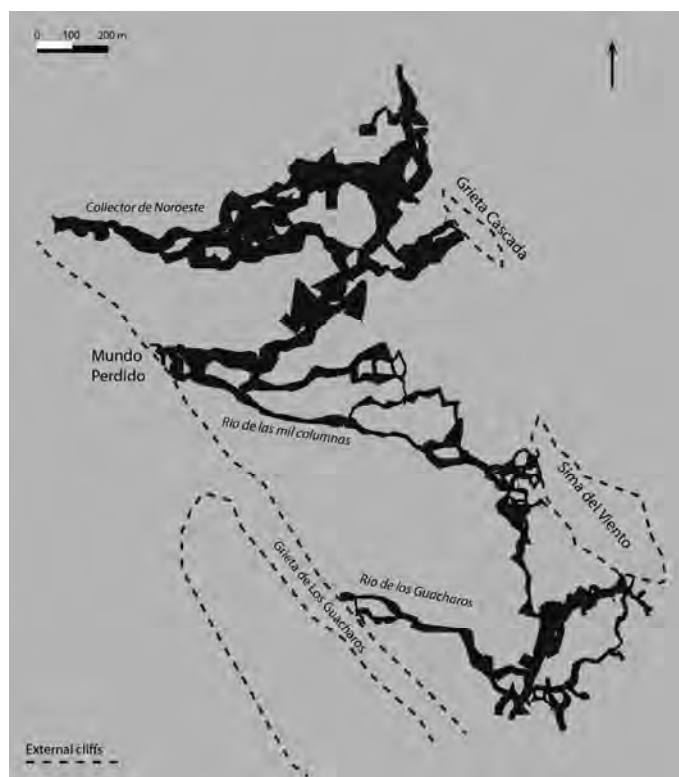


Fig. 4 – Pianta topografica preliminare del sistema.

presenza di cristallizzazioni di gesso, opale ed altri minerali secondari (alunite, sanjuanite) un po' ovunque. Il gesso si trova come cristalli aciculari, infiorescenze, croste e rose del deserto che coprono migliaia di metri quadri di pavimento. Ci

sono anche depositi di idrossidi di ferro sotto forma di stalagmiti alte fino a 5 metri, colate, vaschette stalagmitiche e coralloidi. Anemoliti, eccentriche, stalattiti ed altre forme di concrezionamento di opale e silice amorfa sono abbondanti (Fig. 6-7). Tutte queste formazioni sono estremamente fragili e l'esplorazione-documentazione della grotta deve essere condotta segnando i punti di passaggio con nastro segnaletico per cercare di evitare il più possibile eventuali danni.

RICERCHE ED INTERESSI SCIENTIFICI

Uno dei principali obiettivi della spedizione 2013 sull'Auyan Tepui è stata la ricerca scientifica, in particolare sulla speleogenesi delle grotte in quarzite, nell'ambito di una tesi di dottorato di uno degli autori (FS). InParques ha concesso l'autorizzazione di effettuare analisi delle acque, e di svolgere osservazioni e rilevamenti geomorfologici sia all'esterno sia all'interno delle grotte scoperte. Campioni d'acqua sono stati presi nei fiumi sotterranei, da stillicidi, in pozze e laghetti di acque stagnanti, e nei ruscelli e nelle pozze all'esterno sulla superficie del tepui.

I contenuti molto bassi di SiO_2 nelle acque campionate hanno richiesto di fare analisi veloci in situ (UNESCO-WHO 1978; Mecchia & Piccini 1999; Piccini & Mecchia 2009) con un set Aquaquant © 114410 Silicon Merck, che rende possibile l'analisi di concentrazioni tra 0.01-0.25 mg/l, con un errore attorno al 20%. Le analisi sono state eseguite entro le 24 ore dal campionamento. Campioni con una concentrazione più alta di SiO_2 sono stati analizzati in seguito a diluizione con acqua distillata. Temperatura, pH e conducibilità elettrica (EC) sono stati misurati con uno strumento portatile HI 991300 Hannah Instruments ©.

Le acque correnti avevano un pH variabile tra 3.1 e 5.9. Le acque stagnanti delle pozze e dei laghi in grotta possono invece raggiungere la neutralità e valori di SiO_2 molto alti, attorno a 7-8 mg/l. I contenuti in SiO_2 più alti (8.6 mg/l) sono stati riscontrati in una grande pozza d'acqua di circa 100 m³. Questo conferma che le acque correnti (fiumi) sono sempre sottosature rispetto in silice, transitando velocemente attraverso il sistema, mentre le acque di percolazione più lenta hanno sempre concentrazioni più alte, essendo in grado di sciogliere la roccia nelle microfessure e sulle pareti dei vuoti. Questi risultati danno forza al modello speleogenetico dell'arenizzazione nelle quarzo-areniti (Martini 2000; Sauro *et al.* 2013a), anche se processi di idrolisi e laterizzazione delle arenarie rimangono possibili laddove siano presenti anche altri silicati, come descritto da Aubrecht *et al.* (2011).

Nell'ambito di studi morfologici e speleogenetici abbiamo misurato le dimensioni e la direzione di oltre 100 pilastri nella grotta, insieme a fratture e giunti di strato, per verificare l'ipotesi di Aubrecht *et al.* (2011) riguardo il processo cosiddetto del "pillar flow". I risultati di tali studi verranno pubblicati a breve.

Ulteriori ricerche sono programmate nell'immediato futuro anche sui depositi di minerali secondari campionati nella grotta.

CONCLUSIONI

Imawari Yeuta è una delle più grandi grotte nelle arenarie quarzitiche del mondo. La scoperta di questa grotta dimostra che la speleogenesi nei tepui della Gran Sabana è ampiamente diffusa, suggerendo che molti altri sistemi carsici potranno essere scoperti e documentati in futuro.



Fig. 5 - Il collettore di nord-est, si sviluppa tra grandi sale di crollo e vaste superfici lisce dalle acque correnti.

L'interesse scientifico di queste grotte è estremamente elevato, spaziando dai processi di alterazione che portano alla formazione di queste cavità, agli eccezionali minerali e speleotemi presenti, alla fauna endemica e le interazioni



Fig. 6 - Concrezioni aciculari di opale crescono in modo antigraavitativo da una vasca essicata.

geomicrobiologiche. In particolare quest'ultimo campo di ricerca richiederà un particolare sforzo in modo da meglio conoscere i processi che sono coinvolti nell'alterazione della roccia e nella deposizione dei minerali secondari. Per questa ragione La Venta sta già organizzando una nuova spedizione per il 2014, nella speranza di ottenere tutti i permessi necessari dal Ministero dell'Ambiente del Venezuela per i campionamenti geologici, biologici e geomicrobiologici, coinvolgendo anche speleologi e ricercatori venezolani nel progetto. La fragilità della grotta richiederà un protocollo di protezione simile a quello applicato ad altre grotte nel mondo (per esempio a Lechuguilla in New Mexico, USA), dove le

visite potranno essere effettuate soltanto per scopi di documentazione e/o scientifici, seguendo sentieri tracciati e riportando a valle ogni eventuale materiale artificiale o organico per minimizzare al massimo l'impatto ambientale.



Fig. 7. – Concrezioni sferiche di opale e silice amorfa sulla volta dei condotti fossili dell'Universo del Silenzio.

RINGRAZIAMENTI

Hanno partecipato alle esplorazioni: Virgilio Abreu, Raul Arias, Alfredo Brunetti, Carla Corongiu, Vittorio Crobu, Antonio De Vivo, Jo De Waele, Fulvio Iorio, David Izquierdo, Jesus Lira, Francesco Sauro, Freddy Vergara, Jesus Vergara, e il pilota d'elicottero Julio Testaferro.

La spedizione è stata resa possibile grazie ai permessi per esplorazioni speleologiche forniti dal Direttore Generale Settoriale di InParques, l'Ing. Carlos Cova. Si ringraziano gli sponsor Geotec SPA, Raul Helicopteros ed i seguenti partner tecnici: Dolomite, Intermatica, Ferrino, Amphibious, De Walt, Allemano Metrology, Chelab, Scurion, GTLine, New Foods, Bialetti, MountainHouse.

Un ringraziamento particolare a Ortensia Berti ed alla comunità indigena di Kavak, a Felipe Campisi ed il suo Robinson, a Karina Retzevicius di Raul Helicopteros, all'Hotel Gran Sabana di Santa Elena ed a Elements Adventure per il supporto logistico.

I seguenti enti hanno dato il loro patrocinio: l'ambasciatore della Repubblica Bolivariana di Venezuela in Italia, Julian Isaias Rodriguez Diaz, la Fondazione Dolomiti Unesco, la Società Speleologica Italiana, la Commissione Centrale per la Speleologia del CAI, il CONI Veneto, l'Istituto Italiano di Speleologia.

OPERE CITATE

- AUBRECHT R., LÁNCZOS T., GREGOR M., SCHLÖGL J., ŠMÍDA B., BREWER-CARIÁS CH. & VLCEK L., 2011 - *Sandstone caves on Venezuelan tepuis: Return to pseudokarst?* *Geomorphology*, 132: 351-365.
- AUBRECHT R., LÁNCZOS T., GREGOR M., SCHLÖGL J., ŠMÍDA B., BREWER-CARIÁS CH. & VLCEK L., 2013 - *Reply to the Comment on "Sandstone caves on Venezuelan tepuis: Return to pseudokarst?"*. *Geomorphology*, 197: 197-203.
- AYUB S., 2006 - *Geology and geomorphology aspects of the deepest quartzite cave in the world*. *Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst*, Gorizia: 94-100.
- BREWER-CARIÁS CH. & AUDY M., 2011 - *Entrañas del mundo perdido*. Charles Brewer-Carias (Ed.), Caracas: 290 pp.
- BRICEÑO H.O. & SCHUBERT C., 1990 - *Geomorphology of the Gran Sabana, Guyana Shield, Southeastern Venezuela*. *Geomorphology*, 3: 125-141.
- GALÁN C., HERRERA F.F. & CARREÑO R., 2004 - *Geomorfología e hidrología del Sistema Roraima Sur, Venezuela, la mayor cavidad del mundo en cuarcitas: 10,8 km*. *Boletín Sociedad Venezolana de Espeleología*, 38: 2-16.
- GONZALEZ DE JUANA C., PICARD X. & ITURRALDE J.M., (1980 - *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolífera*. Edic. Foninves, Caracas.
- HAWKES D.D., 1966 - *Differentiation of the Tumatumari-Kopinang Dolerite Intrusion, British Guiana*. *Geological Society of America Bulletin*, 77(10) : 1131-1158.
- MARTINI J.E.J., 2000 - *Dissolution of quartz and silicate minerals*. In: Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybrodt W. (Eds.), *Speleogenesis-Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville: pp. 452-457.
- MECCHIA M. & PICCINI L., 1999 - *Hydrogeology and SiO₂ geochemistry of the Aonda Cave system (Auyantepui, Bolívar, Venezuela)*. *Boletín Sociedad Venezolana de Espeleología*, 33: 1-11.
- MERLAK E., 2010 - *Ipotesi di una prima esplorazione da parte di un europeo di una cavità sotterranea di un tepuy della formazione geologica del Roraima (Venezuela - stato del Bolívar)*. *Progressione*, 57 (1-2) : 172-177.
- PICCINI L. & MECCHIA M., 2009 - *Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela)*. *Geomorphology*, 106: 15-25.
- REID A.R., 1974 - *Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela*. *Bolletín de Geología, Venezuela, Pub. Especial*, 6: 343-353.

- SAURO F., 2009 - *Mondi Perduti, sugli altipiani quarziticci del Venezuela*. *Speleologia*, 61: 38-47.
- SAURO F., PICCINI L., MECCHIA M. & DE WAELE J., 2013a - *Comment on "Sandstone caves on Venezuelan tepuis: Return to pseudokarst?" by R. Aubrecht, T. Lánczos, M. Gregor, J. Schlögl, B. Smida, P. Liscák, Ch. Brewer-Carías, L. Vlcek*. *Geomorphology* 132: 351-365. *Geomorphology*, 197: 190-196.
- SAURO F., VERGARA F., DE VIVO A. & DE WAELE J., 2013b - *Imawari Yeuta: a new giant cave system in the quartz sandstones of the Auyan Tepui, Bolivar state, Venezuela*. In: Filippi M. & Bosak P. (Eds.), *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno 19-27 July 2013, Volume 2: pp. 142-146.
- UNESCO – WHO, 1978 - *Water quality surveys*. *Studies and reports in hydrology*, 23: 1-350.
- URBANI F., TALUKDAR S., SZCZERBAN E. & COLVEÉ P., 1977 - *Metamorfismo de las rocas del Grupo Roraima*. Edo. Bolívar y Territorio Federal Amazonas. *Memorias V Congreso Geológico Venezolano*, Caracas: 623-638.
- VINCI A., 1956 - *Diamanti*. Publisher Leonardo da Vinci: 397 pp.

Tavola rotonda sulla geomorfologia

JO DE WAELE (*), LEONARDO PICCINI (**), FRANCESCO SAURO(*), PAOLA TOGNINI (***)

Nell'ambito del Congresso sulla ricerca carsologica in Italia organizzata dalla Stazione Scientifica di Bossea CAI Cuneo, dal Comitato Scientifico Centrale del CAI e dal Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture del Politecnico di Torino, si è tenuta la tavola rotonda sulla ricerca geomorfologica carsica in Italia. A tale tavola rotonda hanno partecipato molti dei ricercatori che attualmente si occupano della geomorfologia carsica in Italia. Alcuni, seppur non fisicamente presenti alla riunione, hanno collaborato alla stesura delle presentazioni.

Sono stati trattati vari argomenti, in particolare la geomorfologia carsica e geologia applicata, la geomorfologia carsica costiera, l'evoluzione dei sistemi carsici e la speleogenesi, il carsismo ipogenico, i minerali di grotta e gli speleotemi, il carsismo nelle quarziti e quello nei ghiacciai, la geomorfologia carsica e i disastri naturali, il carsismo nei gessi e l'importanza degli speleotemi per le ricostruzioni paleoclimatiche.

Per le varie discipline sono state proiettate dei powerpoint introduttivi, che facevano il punto sulla situazione attuale delle

ricerche in Italia e all'estero, seguite da ampie discussioni cui partecipavano non solo i vari relatori, ma soprattutto il pubblico.

Le presentazioni, concepite in questo modo un po' rivoluzionario, hanno consentito di informare il pubblico sulle ricerche eseguite in Italia, sia nel passato ma soprattutto di recente, e di metterle a confronto con cosa si è fatto a livello internazionale. Ne esce un quadro abbastanza confortante, con una speleologia scientifica italiana comunque ai passi coi tempi, ed in certi campi addirittura all'avanguardia. Questo malgrado le condizioni di lavoro in Italia, ed in particolare del campo della ricerca e dell'innovazione tecnologica, non siano proprio delle migliori.

Dall'ampio ed interessantissimo dibattito che è scaturito dalle presentazioni sono venuti fuori diversi spunti di riflessione, sia sullo stato attuale delle conoscenze, ma anche sul lavoro che resta da fare nel nostro paese. E speriamo che con questa tavola rotonda, che proprio rotonda non era, si sia riusciti a comunicare e a dare utili suggerimenti ai tanti intervenuti per continuare sulla strada della ricerca. Anche perché l'Italia ha ancora tanti segreti carsici da svelare.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, University of Firenze, Italy.

(**) Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, University of Bologna, Italy

(***) Gruppo Grotte Milano CAI-SEM; Progetto Speleologia Glaciale.

Confronto tra i sistemi Vene-Fuse, Pesio e Soma

CINZIA BANZATO (*)

ABSTRACT

Tra i numerosi sistemi carbonatici presenti nella Provincia di Cuneo (Piemonte), alcuni sono ampiamente conosciuti grazie alle esplorazioni speleologiche o allo studio idrogeochimico che da anni viene condotto in queste zone. Quando lo studio diventa interdisciplinare, la conoscenza del sistema risulta più approfondita e più precisa. Non sempre, però, per i diversi sistemi acquiferi è disponibile lo stesso numero o tipo di informazioni.

Lo scopo del lavoro è quello di verificare se è possibile arrivare a definire una tipologia di acquifero mediante alcuni dati di monitoraggio, quando questi ultimi non sono avvallati da altri tipi di prove, studi o informazioni.

In questo lavoro vengono confrontati i dati disponibili di tre sistemi carbonatici ubicati in Provincia di Cuneo in un'area abbastanza ristretta che ricade all'interno delle Alpi liguri: sistemi Vene-Fuse, Pesio e Soma. Nei primi due casi si è in presenza di acquiferi ampiamente carsificati, conosciuti anche dal punto di vista speleologico, che alimentano due distinte sorgenti per ogni sistema, nel terzo caso si tratta invece di un sistema non conosciuto dal punto di vista speleologico, che alimenta una serie di polle distribuite lungo una zona limitata all'interno di depositi di versante.

I dati di monitoraggio dei parametri sorgivi, anche collegati ai dati di precipitazione, danno informazioni sul tipo di acquifero che alimenta la sorgente, un grado di permeabilità e un tipo di risposta alla sorgente agli eventi infiltrativi, per cui, mediante l'analisi dei dati, i diversi sistemi possono essere classificati come a dreno dominante, a dreni interconnessi e a rete dispersiva, con il corrispondente comportamento.

KEY WORDS: *sorgenti, monitoraggio, portata, temperatura, conducibilità elettrica specifica*

METODOLOGIA E STRUMENTAZIONE

Il confronto dei dati di monitoraggio dei tre sistemi elencati in precedenza, caratterizza il punto chiave di questo lavoro. Per ogni sorgente è quindi stato realizzato un piano di monitoraggio, mediante l'installazione di un data-logger in grado di registrare ogni ora i parametri livello, temperatura e conducibilità elettrica specifica.

I valori di livello misurati automaticamente vengono successivamente convertiti in portata mediante l'applicazione delle formule relative agli stramazzi o delle curve di taratura.

La taratura periodica dei parametri misurati dall'acquisitore automatico, permette di ottenere dei risultati affidabili e sicuri. Periodicamente sono state anche realizzate delle analisi chimiche per ogni punto sorgivo.

In particolare per ogni sorgente esaminata vengono confrontati gli eventi di piena, sia nel suo tratto ascendente, sia in quello decrescente (Amit 2002, Hershey 2010, Linan 2009, Vigna 2002). Per ognuna di esse esiste un monitoraggio relativo ad un periodo superiore all'anno idrologico, in modo da escludere eventuali situazioni anomale del sistema stesso.

Oltre ai dati di monitoraggio, per i sistemi Vene-Fuse e Pesio sono disponibili anche informazioni relative a test con traccianti artificiali ed esplorazioni speleologiche.

SISTEMI ANALIZZATI

Il sistema Vene-Fuse

Il sistema Vene-Fuse alimenta le due sorgenti omonime ubicate nel Comune di Ormea (CN), sul versante sinistro della Val Tanaro a quota, rispettivamente, 1525 m s.l.m.m. e 1475 m s.l.m.m.. Non vengono captate, ma alimentano un corso d'acqua tributario del Torrente Tanaro.

La Sorgente Vene si manifesta attraverso alcune polle presenti all'interno dei depositi di versante, mentre la Sorgente Fuse (foto 1) emerge da una cavità carsica completamente allagata, che viene classificata come sorgente per limite di permeabilità indefinito.

Le sorgenti vengono alimentate da un'area che si estende oltre lo spartiacque della Val Tanaro (foto 2) interessando un vasto settore carsico ubicato alla testata delle valli Ellero e Corsaglia. L'area, di circa 6 km², è compresa tra le quote 2630 m s.l.m.m. del *Monte Mongioie* e quella della Sorgente Fuse ed è caratterizzata da un carso di alta quota, con scarsa copertura vegetale e suolo quasi inesistente, ampie superfici di carso scoperto, doline, pozzi e crepacci di varie dimensioni.

L'area di alimentazione comprende i complessi idrogeologici basale, calcare-dolomitico e flyschoidi. In realtà il complesso basale, formato principalmente da quarziti di età permiana, è quello che delimita la struttura del sistema acquifero, sia verso monte sia verso valle. La Sorgente Fuse si trova infatti a qualche decina di metri al di sopra del contatto tra i complessi basale e calcare-dolomitico. Il complesso presenta una bassissima permeabilità per fratturazione.

(*) Politecnico di Torino – Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture



Foto 1 – Sorgente Fuse



Foto 2 – Porzione dell'area di alimentazione delle due sorgenti: alta Valle Pesio

Il complesso calcareo-dolomitico occupa invece buona parte dell'area di alimentazione delle due sorgenti. È formato da dolomie triassiche (alla base della successione carbonatica) e da calcari massicci e scistosi di età compresa tra il Giurassico e il Cretaceo entrambi altamente carsificati e relativamente fratturati. All'interno del complesso si riscontrano numerose forme carsiche sia in superficie sia in profondità con numerosi abissi e cavità con sviluppo chilometrico. Il complesso quindi presenta nell'insieme un'elevata permeabilità per carsismo e fratturazione. Tale complesso ospita l'acquifero principale che alimenta le sorgenti del sistema.

Il Complesso flyschoido occupa piccole porzioni dell'area di alimentazione del Sistema Vene-Fuse ed è costituito da un'alternanza di arenarie, scisti argillosi, marne, e talvolta calcari massicci e brecciati di età eocenica. La permeabilità nell'insieme può essere considerata bassa. Su tali litotipi sono impostati piccoli rii che vanno ad alimentare, attraverso diversi inghiottitoi, l'acquifero carbonatico.

L'alimentazione del sistema è pluvio-nivale, principalmente per infiltrazione diffusa attraverso la superficie carsica e secondariamente per infiltrazione diretta attraverso inghiottitoi.

Diversi test con traccianti hanno permesso di definire con una buona approssimazione i limiti dell'area di alimentazione delle due sorgenti e di stimare i tempi di percorrenza delle acque all'interno dell'acquifero.

Dalle diverse colorazioni si ricava che le due sorgenti sono legate a due porzioni di acquifero differenti. In magra in effetti, le colorazioni che danno esito positivo alla Sorgente Vene non arrivano invece ad interessare la Sorgente Fuse (posta a quota leggermente inferiore) e viceversa. Nei periodi di piena invece alcune colorazioni effettuate hanno fornito esito positivo presso le due sorgenti, con un piccolo ritardo per quanto riguarda l'arrivo del tracciante alla Sorgente Fuse. Lo spartiacque che divide le aree di alimentazione delle due sorgenti, non è ancora stato ben definito ed è probabilmente legato a faglie e relative dislocazioni. Le analisi chimiche hanno fornito leggere differenze nei parametri principali avvalorando così l'ipotesi di due percorsi differenti per le acque che raggiungono le sorgenti del sistema.

Test con traccianti artificiali, realizzati mediante l'installazione di un fluorimetro in grado di registrare la concentrazione del colorante ogni 4 minuti, ha permesso di valutare la velocità di flusso sotterraneo, che corrisponde a circa 100 m/h.

Complessivamente quindi vista la presenza di numerose grotte percorribili e delle curve di restituzione delle prove con traccianti artificiali l'intero corpo acquifero corrisponde a un sistema a dreno dominante con una zona saturata abbastanza limitata. Ad avvalorare tale ipotesi contribuiscono i dati di monitoraggio (figure 1 e 2) che mostrano come le portate subiscano incrementi impulsivi in seguito alle precipitazioni, mentre i valori di temperatura e conducibilità elettrica decrescano altrettanto rapidamente e tempestivamente (risposte veloci in seguito agli eventi infiltrativi).

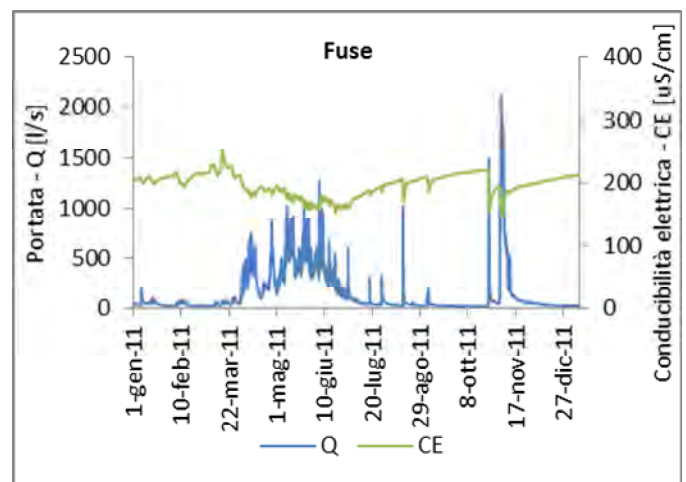


Fig. 1 – Andamento annuale nel tempo dei parametri portata e conducibilità elettrica specifica

Inoltre l'indice di variabilità della portata, ben superiore all'unità, indica che la sorgente è caratterizzata da un regime estremamente variabile e l'escursione massima annuale della temperatura è maggiore di 1°C.

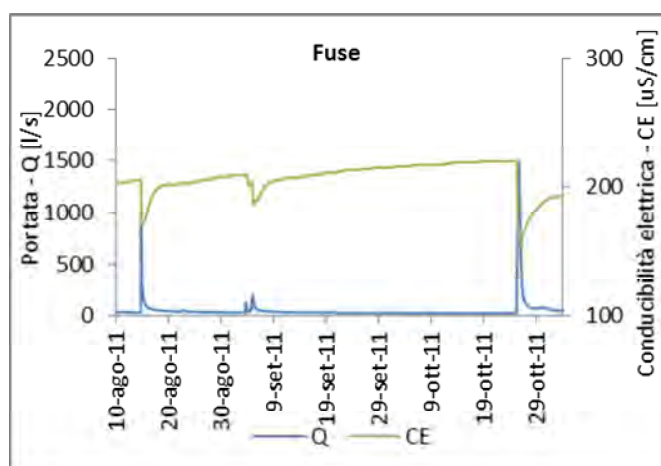


Fig. 2 – Particolari di piene



Foto 3 – Pis del Pesio attivo

Il sistema Pesio

Il sistema Pesio alimenta due sorgenti perenni denominate Pesio e Pesio 18 ubicate rispettivamente a quota 1380 m s.l.m. e 1340 m s.l.m. nel Comune di Chiusa Pesio, all'interno del Parco del Marguareis. Alimenta anche la sorgente temporanea del Pis del Pesio (quota 1460 m s.l.m. – foto 3), ossia il troppo pieno del sistema, attivo solamente durante i periodi di piena. Le due sorgenti perenni scaturiscono da depositi di versante ubicati alla base delle pareti rocciose su cui si trova la cavità del Pis del Pesio e sono determinate da un limite di permeabilità, sepolto dai depositi quaternari. Le acque delle due sorgenti generano il torrente omonimo.

La zona di alimentazione delle sorgenti Pesio e Pesio 18 comprende un'area di circa 18 km², in parte in territorio italiano ed in parte in territorio francese: la Conca delle Carsene (testata della Valle Pesio – foto 4), situata interamente in territorio italiano, occupa buona parte dell'area di ricarica, mentre il settore francese compreso tra Pian Ambrogio e Pian Scivolai (testata della Valle Roja), interessa una superficie minore. L'area è compresa tra la quota di oltre 2400 m s.l.m. dei Monti delle Carsene e le quote delle sorgenti del Pesio. Nell'area sono conosciute numerosissime grotte prevalentemente a sviluppo verticale, che in caso di piena vedono aumentare il proprio livello idrico di diverse decine di metri.

La Conca delle Carsene è costituita da due ampi valloni glacio-carsici caratterizzati da carso di alta quota, in cui abbondano rocce affioranti attraversate da campi solcati, doline e pozzi. In prossimità della zona sorgiva, sono presenti ripide pareti alla base delle quali si trovano depositi di versante e coni di detrito. La zona di Pian Ambrogio e Pian Scivolai, invece, è caratterizzata da un carso con una maggiore copertura e numerose doline, anche di grandi dimensioni. Dove affiorano rocce poco permeabili sono presenti acque di ruscellamento che confluiscono in alcuni inghiottitoi che alimentano direttamente l'acquifero carbonatico sottostante.

L'area di alimentazione è caratterizzata da diversi complessi, tra i quali quelli basale, calcareo-dolomitico, flyschoidi e detritico-morenico.

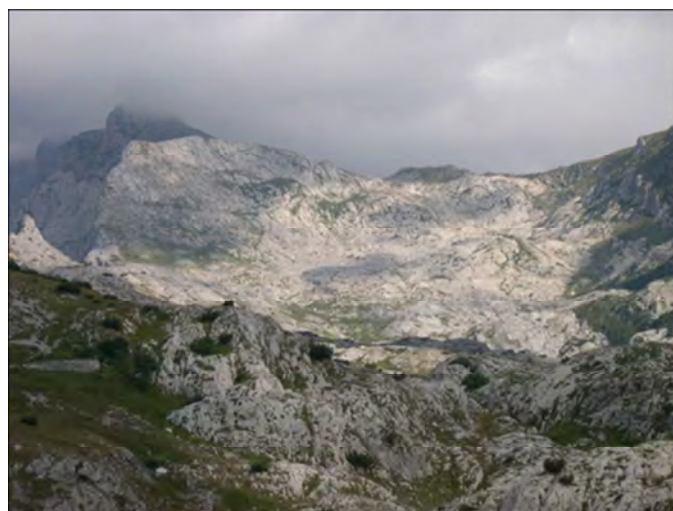


Foto 4 – Area di alimentazione delle sorgenti Pesio e Pesio 18. Conca delle Carsene – settore italiano

Il complesso basale è costituito da “porfiroidi” e quarziti di età permiana e costituisce un importante limite di permeabilità che condiziona la circolazione idrica profonda del sistema del Pesio. Presenta una permeabilità molto ridotta.

Il complesso calcareo-dolomitico è formato da dolomie triassiche e calcari massicci e scistosi di età giurassica e cretacea, entrambi altamente carsificati e abbondantemente fratturati. L'elevato grado di carsificazione della zona in oggetto ha dato origine a forme carsiche molto estese sia in superficie sia in profondità. Alle morfologie esterne classiche degli ambienti carsici, che permettono una rapida infiltrazione delle acque di precipitazione, si affiancano condotti carsici nei quali vengono convogliate le acque sotterranee con conseguente deflusso molto rapido all'interno dell'ammasso roccioso. Complessivamente quindi si è in presenza di una permeabilità molto elevata per carsismo e fratturazione. Tale complesso ospita l'acquifero che alimenta le sorgenti del Pesio.

Il complesso flyschoidale è costituito da un'alternanza di arenarie, scisti argillosi, marne calcaree. La permeabilità, per fratturazione, nell'insieme può essere considerata bassa. L'acquifero, quando presente, influisce minimamente su quello carbonatico.

Il complesso detritico-morenico occupa limitati settori nella Conca delle Carsene e zone più estese alla base delle pareti presso la zona sorgiva. È costituito in parte da depositi di tipo glaciale (a granulometria estremamente variabile) e da accumuli di versante e coni di detrito, generalmente con granulometria grossolana con poca matrice fine. La permeabilità del complesso è estremamente variabile, ma nell'insieme può essere considerata medio-alta. Ospita un acquifero in parte alimentato dall'acquifero carbonatico.

L'alimentazione del sistema è prevalentemente pluvio-nivale con infiltrazione diffusa in tutta l'area e concentrata nel settore di Pian Ambrogi per la presenza di inghiottitoi attivi.

Anche presso questo sistema sono stati effettuati diversi test con traccianti artificiali che hanno permesso di delimitare con buona approssimazione l'area di alimentazione delle sorgenti del Pesio. La colorazione effettuata mediante fluorimetro ha permesso di calcolare le velocità di flusso all'interno del sistema che sono risultate comprese tra 260 m/h e 150 m/h. Le differenti velocità corrispondono ai due differenti arrivi di colorante: il primo corrisponde all'arrivo del colorante alla Sorgente Pesio, il secondo alla Sorgente Pesio 18.

Le analisi chimiche forniscono risultati del tutto simili per i parametri principali (facies geochimiche), per cui a differenza del sistema Vene-Fuse, quello del Pesio sembra alimentare indistintamente le due sorgenti perenni del sistema. La Sorgente Pesio 18, mostrando un andamento annuale con variazioni più contenute rispetto a quelle della Sorgente Pesio, sembra rappresentare il flusso di base del sistema, mentre la Sorgente Pesio, poiché collegata anche al troppo pieno del Pis del Pesio, presenta variazioni di portata decisamente superiori.

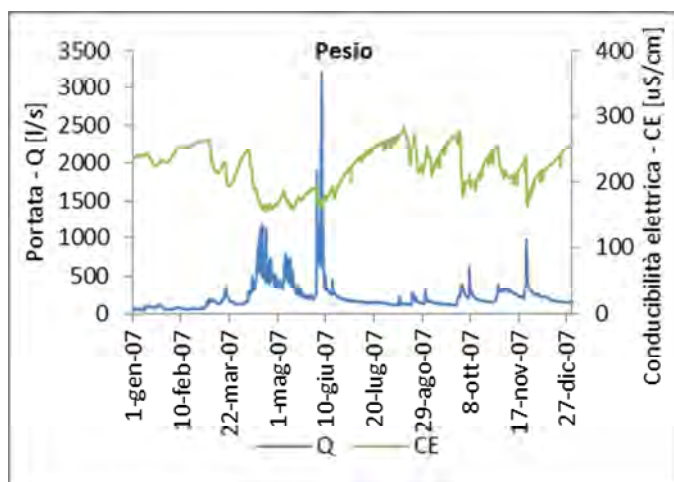


Fig. 3 - Andamento annuale nel tempo dei parametri portata e conducibilità elettrica specifica

Anche in questo caso, la curva di restituzione del test con tracciante artificiale unita alle esplorazioni speleologiche permette di definire come un dreno dominante il sistema del Pesio, associato ad una zona satura poco estesa. I dati di monitoraggio (figure 3 e 4) avvalorano questa ipotesi.

Nel grafico infatti si vede come le risposte della portata, della conducibilità elettrica specifica e della temperatura alle precipitazioni siano generalmente repentine rispetto agli eventi infiltrativi. In corrispondenza degli incrementi di portata si verificano sempre abbassamenti nei valori di temperatura e conducibilità elettrica (comportamento a sostituzione). L'indice di variabilità della portata della Sorgente Pesio, indica un regime estremamente variabile.

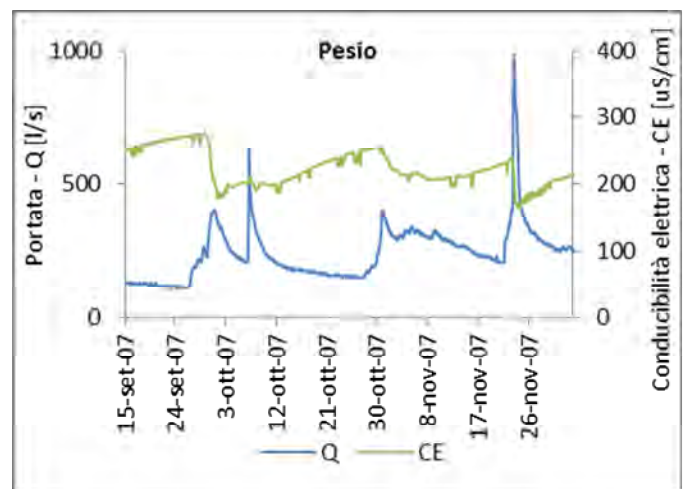


Fig. 4 - Particolari di piene

Il sistema Soma

Con il termine Sorgente Soma si intende una serie di polle emergenti da depositi detritici a quota 1580 m s.l.m.m., ubicate in alta Val Tanaro nel comune di Briga Alta (CN) a monte della Frazione di Carnino Superiore. Le emergenze, non essendo captate, alimentano un corso d'acqua che confluisce nel Rio di Carnino (foto 5). Scaturiscono in prossimità di una soglia di permeabilità sub-verticale impostata lungo il contatto tettonico tra il complesso calcareo-dolomitico e quello basale sottostante. La sorgente vera e propria risulta quindi sepolta dal complesso detritico-morenico sovrastante.

L'area di alimentazione della sorgente si trova in sinistra orografica dell'alto Vallone di Carnino compresa tra le quote 2250 m s.l.m.m. circa del versante al di sotto di Cima Pian Ballaur e 1580 m s.l.m.m. della zona sorgiva (foto 6).

L'area comprende buona parte del versante a monte della sorgente spingendosi verso il settore sud-orientale di Pian Ballaur caratterizzato dalla presenza di alcuni impluvi percorsi da acqua solamente in caso di precipitazioni abbondanti. Non sono presenti inghiottitoi attivi.

La zona, che ricopre una superficie di circa 3 km², è caratterizzata in quota da affioramenti rocciosi con scarsa copertura vegetale e suolo quasi assente, con morfologie carsiche superficiali quasi inesistenti. Nel settore inferiore l'ammasso carbonatico è coperto da una spessa coltre detritica.



Foto 5 – Zona sorgiva



Foto 6 – Area di alimentazione delle Sorgenti della Soma

L'area di alimentazione comprende i complessi basale, calcareo-dolomitico e detritico-morenico.

Il complesso basale è costituito da “quarziti” di età Permiana con permeabilità per fratturazione piuttosto bassa e delimita, mediante un contatto tettonico, i litotipi carbonatici sede di acquifero.

Il complesso calcareo-dolomitico è formato prevalentemente dalle dolomie di età Triassica, il cui limite verso nord e verso ovest non è facilmente definibile in quanto impostato in corrispondenza di uno spartiacque sotterraneo con un sistema carsico adiacente. Presenta nell'insieme una permeabilità medio-alta per fratturazione e limitato carsismo e ospita l'acquifero principale che alimenta la sorgente in questione.

Il complesso detritico-morenico è costituito in parte da depositi glaciali e in parte da depositi di versante e coni di detrito, il tutto caratterizzato da sedimenti a diversa granulometria. La sua permeabilità è estremamente variabile, ma nell'insieme può essere considerata medio-alta. Tale complesso può ospitare un acquifero, anche se di spessore ridotto, che può alimentare l'acquifero carbonatico sottostante, mediante travasi.

L'alimentazione del sistema è prevalentemente nivopluviale con infiltrazione diffusa in tutta l'area.

Non sono stati effettuati test con traccianti per la mancanza di inghiottitoi nell'area di alimentazione e non si conoscono cavità carsiche percorribili.

L'analisi chimica delle acque permette di associare la sorgente Soma ad un acquifero carbonatico, in quanto il contenuto di ioni bicarbonato e calcio, somiglia a quello delle altre sorgenti carbonatiche presenti in zona, comprese quelle descritte in precedenza. A differenza delle sorgenti legate ai sistemi Vene-Fuse e Pesio, la Sorgente Soma presenta un contenuto di ioni magnesio e solfati maggiore rispetto alle prime.

Il monitoraggio dei tre parametri sorgivi, descrive per questa sorgente, situazioni leggermente differenti. Le figure 5 e 6 mostrano infatti come per ogni evento di piena, la conducibilità elettrica subisca dei rapidi incrementi seguiti da una fase decrescente, durante la quale vengono raggiunti valori inferiori rispetto a quelli registrati prima degli aumenti di portata.

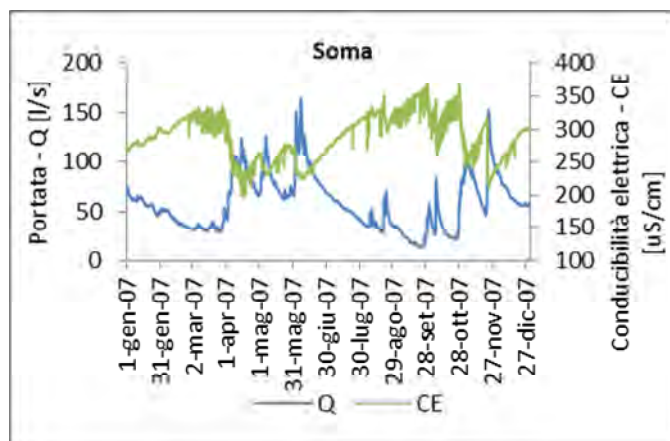


Fig. 5 – Andamento annuale nel tempo dei parametri portata e conducibilità elettrica specifica

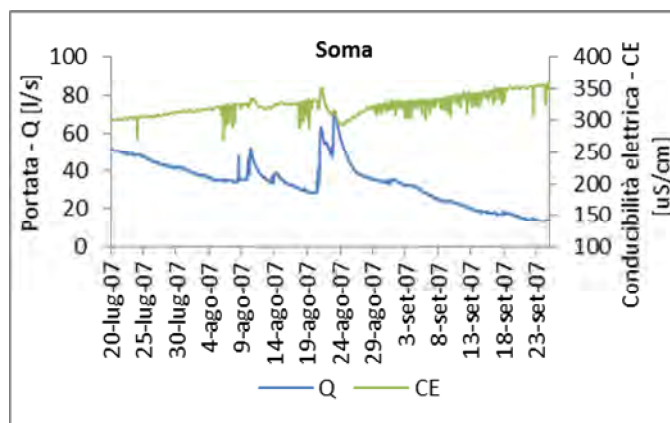


Fig. 6 – Particolari di piene

Con l'esaurirsi dell'effetto della piena, la conducibilità elettrica riprende il suo trend crescente, recuperando i valori pre-piena. La risposta del sistema Soma può quindi essere descritta come un brevissimo pistonaggio seguito da una fase di sostituzione molto prolungata nel tempo. Questo fenomeno

si verifica quasi sempre, ma non mancano situazioni in cui a valori massimi di portata corrisponde un rapido decremento della mineralizzazione, senza la fase di pistonaggio.

ANALISI DEI RISULTATI

Come descritto in precedenza, tutte le informazioni relative ai sistemi Vene-Fuse e Pesio permettono di definirli come sistemi a dreno dominante. I diagrammi presenti nelle figure 2 e 4 descrivono chiaramente il comportamento a sostituzione dei due diversi sistemi durante le piene estive e autunnali. È preferibile tralasciare le piene di fusione nivale, causa la forma complessa e prolungata nel tempo della curva di piena. Durante questa fase infatti si sommano gli effetti della fusione (oscillazioni diurne della portata a causa dell'effetto dell'irraggiamento sul manto nevoso, infiltrazione prolungata nel tempo che fornisce risposte ritardate alla sorgente) a quelli delle precipitazioni liquide, che provocano accelerazioni al processo di fusione. La difficile interpretazione di tale evento può portare a conclusioni errate e quindi suggerisce di analizzare unicamente le piene estive ed autunnali, che sono invece dovute ad un solo tipo di infiltrazione.

Le figure mostrano alcuni chiari esempi di piena dei due sistemi: a ogni aumento di portata corrisponde una diminuzione della conducibilità elettrica. Gli aumenti repentini delle portate sono dovuti alle acque di neo-infiltrazione (meno mineralizzate rispetto a quelle che risiedono nell'acquifero) che arrivano velocemente alla sorgente, provocando un forte calo dei valori di conducibilità elettrica. Le risposte del sistema Vene-Fuse sono istantanee e veloci con aumenti di portata quasi verticali seguiti da altrettanto rapide diminuzioni della conducibilità elettrica. Peraltro, mentre le portate tornano a valori pre-piena molto rapidamente, la conducibilità elettrica impiega tempi maggiori. Anche la Sorgente Pesio mostra notevoli variazioni di portata in seguito alle piogge, con conseguenti cali dei valori di conducibilità elettrica. Se si esclude quella di inizio ottobre (decisamente istantanea), le altre piene mostrano risalite più lente rispetto al sistema Vene-Fuse, con conseguente rallentamento nelle diminuzioni dei valori di conducibilità elettrica.

Come per quello della conducibilità elettrica, il grafico delle temperature (figure 7 – 8) mostra come per ogni incremento di portata si verifichi un abbassamento di valori di temperatura (comportamento a sostituzione), situazione che si riscontra anche per i più piccoli incrementi del flusso idrico.

Le figure 9 e 10 mostrano l'andamento delle portate delle tre sorgenti in esame durante alcuni eventi di piena registrati durante l'anno 2006. Per meglio analizzare l'evoluzione delle portate, i valori di Fuse e Pesio sono stati riportati sull'asse verticale principale, mentre quelli della Soma sono resi sull'asse secondario con scala differente rispetto al primo.

Nonostante i valori massimi raggiunti in questo periodo siano minori rispetto alle altre due sorgenti (la Sorgente Soma arriva al massimo a 150 l/s e 120 l/s, mentre le altre due

sorgenti arrivano anche a superare 1500 l/s – i picchi di piena sono stati tagliati per meglio evidenziare gli andamenti), la Sorgente Soma presenta, durante le piene, delle curve decisamente più ampie, soprattutto nei tratti decrescenti quando le portate impiegano molto tempo a raggiungere i valori registrati in periodi indisturbati.

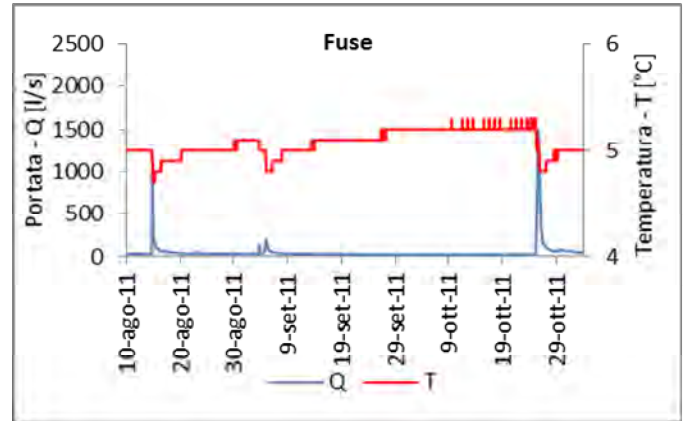


Fig. 7 – Particolari di eventi di piena della portata e della temperatura delle acque della Sorgente Fuse

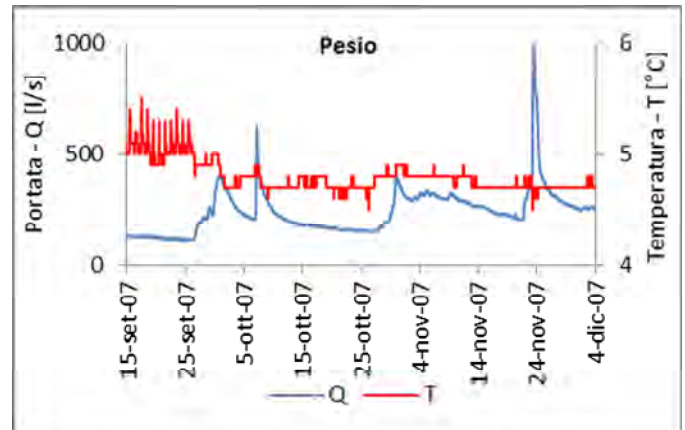


Fig. 8 – Particolari di eventi di piena della portata e della temperatura delle acque della Sorgente Pesio

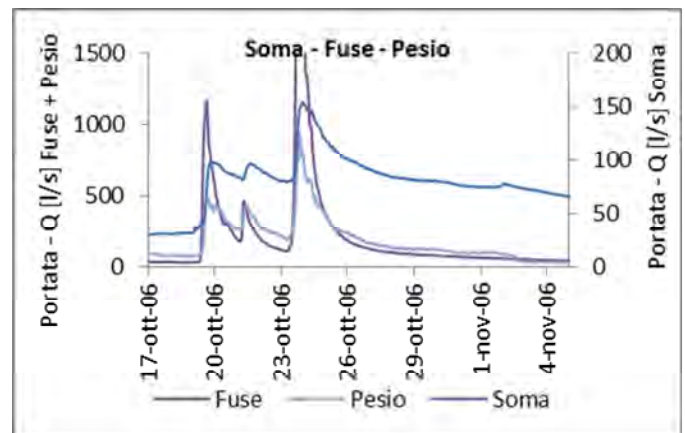


Fig. 9 – Particolari di eventi di piena della portata delle sorgenti Soma, Fuse e Pesio

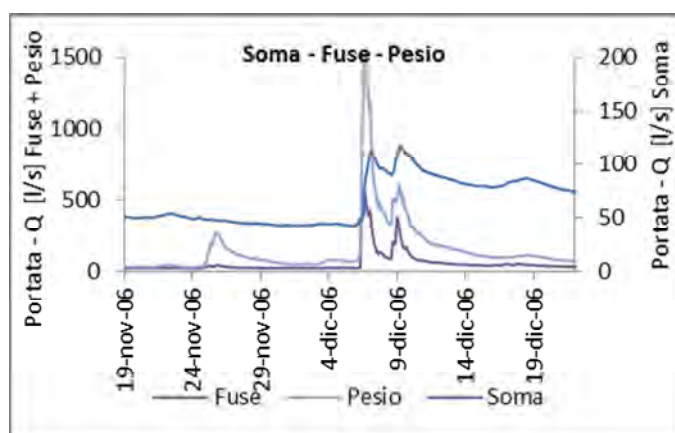


Fig. 10 – Particolari di eventi di piena della portata delle sorgenti Soma, Fuse e Pesio

Il confronto del parametro conducibilità elettrica delle tre sorgenti (figure 11-12), mostra dei picchi positivi seguiti da un' immediata diminuzione dei valori di conducibilità per la Sorgente Soma, mentre per la Sorgente Fuse in corrispondenza degli eventi di piena, si registrano sempre delle fasi di decrescita. La mineralizzazione del Pesio può subire, durante le piene, sia aumenti che diminuzioni. All'inizio delle piene di fusione nivale i valori di conducibilità elettrica cominciano a decrescere in modo abbastanza rapido per la Sorgente Pesio, mentre per Soma e Fuse si registra solo una lieve e lenta diminuzione.

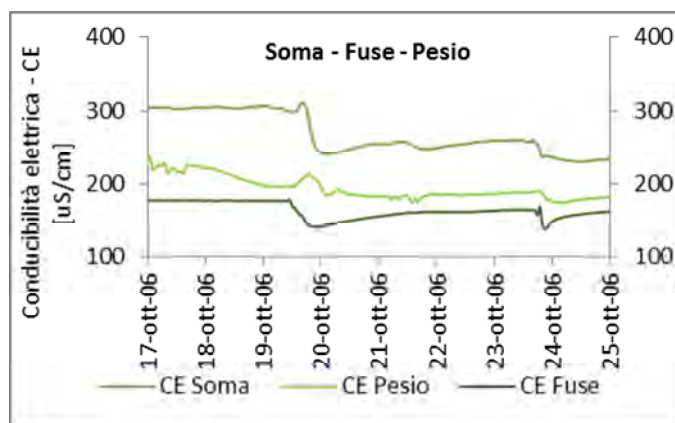


Fig. 11 – Particolari dei valori della conducibilità elettrica durante alcuni eventi di piena delle sorgenti Soma, Fuse e Pesio

Il confronto dei dati e delle informazioni idrogeologiche permette di stabilire che la Sorgente Soma, delimitata da una soglia di permeabilità tra il complesso basale e quello carbonatico, risponde più lentamente agli eventi infiltrativi rispetto alle altre due sorgenti alimentate da un sistema a dreno dominante (con zona satura praticamente assente), sia in fase crescente, sia decrescente della piena. Inoltre i valori di conducibilità elettrica, sempre durante le fasi di piena, descrivono quasi sempre un breve pistonaggio iniziale seguito da un abbassamento abbastanza rapido dei valori. Questo pistonaggio istantaneo, assente per la Sorgente Fuse, talvolta può essere presente per la Sorgente Pesio.

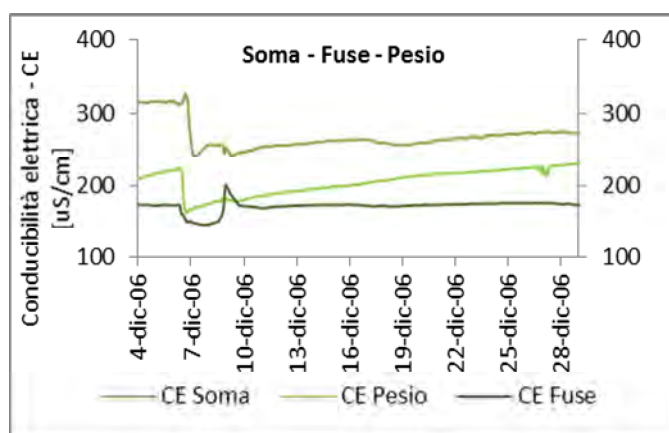


Fig. 12 – Particolari dei valori della conducibilità elettrica durante alcuni eventi di piena delle sorgenti Soma, Fuse e Pesio

L'esistenza di una soglia di permeabilità in corrispondenza del contatto tra complesso basale e calcareo-dolomitico, che determina l'emergenza della Sorgente Soma, permette di ipotizzare la presenza di una zona satura di una certa importanza in prossimità della zona sorgiva. La risposta particolare delle portate e della conducibilità elettrica delle acque sorgive (pistonaggio seguito da sostituzione durante gli eventi infiltrativi) potrebbe avvalorare questa ipotesi. La presenza di una diminuzione della mineralizzazione in seguito alle fasi di infiltrazione, indica che la zona sorgiva viene raggiunta abbastanza velocemente dalle acque di neo-infiltrazione poco mineralizzate, anche se inizialmente vengono messe in circolo le acque già residenti nell'acquifero (acque più mineralizzate: fenomeno di pistonaggio). Il sistema Soma non è quindi caratterizzato da un dreno dominante classico, ma piuttosto da un acquifero più complesso definito probabilmente da una rete in parte scarsamente carsificata e in parte fratturata.

CONCLUSIONI

Il monitoraggio dei tre parametri sorgivi portata, temperatura e conducibilità elettrica risulta il mezzo che permette di condurre un'analisi più completa sul sistema acquifero, in quanto analizza i parametri all'uscita dell'intero sistema idrico e quindi i dati relativi all'intero sistema stesso, mentre altre tecniche, quali i test con traccianti analizzano un settore limitato dell'acquifero. Permette inoltre, nel caso in cui si fosse in possesso di dati relativi a più anni, di evidenziare eventuali anomalie annuali o stagionali.

Le relazioni esistenti tra i tre parametri descritti, permettono di definire il tipo di acquifero che alimenta una sorgente, ma soprattutto il confronto degli stessi parametri tra acquiferi noti e meno noti permette di riconoscere eventuali similitudini, o viceversa di evidenziare possibili differenze significative al fine di caratterizzare il sistema acquifero meno noto.

RINGRAZIAMENTI

Il lavoro è stato svolto nell'ambito del Progetto ALIRHYS – ALCOTRA.

Tutti i dati di monitoraggio derivano da strumentazioni installate dal Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture (DIATI) del Politecnico di Torino.

OPERE CITATE

- AMIT H., LYAKHOVSKY V., KATZ A., STARINSKY A., & BURG A., 2002 - *Interpretation of spring recession curves*. Ground Water, 40: 543-551.
- HERSHEY R.L., MIZELL S.A., & EARMAN S., 2010 - *Chemical and physical characteristics of springs discharging from regional flow systems of carbonate-rock province of the Great Basin, western United States*. Hydrogeology Journal, 18: 1007-1026.
- LINAN BAENA C., ANDREO B., & MUDRY J., 2009 - *Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain*. Hydrogeology Journal, 17: 843-853.
- VIGNA B., 2002 - *Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers*. Conference proceedings "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Forno di Massa, Italy - 22 giugno 2002: 23-35.

Studio delle sorgenti carsiche nel progetto ALIRHYS: Alpi Latine – Identificazione delle Risorse HYdriche Sotterranee

FABRIZIO BIANCO (*), FEDERICO MARCHIONATTI (*), STEFANIA MENEGATTI(*)

KEY WORDS: *Idrogeologia, sorgenti, carsismo, ALCOTRA.*

INTRODUZIONE

Nell'ambito della realizzazione del progetto ALIRHYS: Alpi Latine – Identificazione delle Risorse HYdriche Sotterranee è stata identificata una serie di sorgenti carsiche che insieme ad altre emergenze costituiscono le principali risorse idriche sorgive presenti nel territorio del Piemonte meridionale.

Tale progetto si inserisce nell'ambito dell'obiettivo Cooperazione Territoriale 2007-2013 (ALCOTRA) e riguarda la conoscenza e la gestione delle risorse idriche sotterranee di una vasta area del territorio compresa tra l'Italia e la Francia. La zona presa in esame riguarda il settore prevalentemente montuoso, compreso tra le città di Cuneo e Nizza compreso tra le Alpi Liguri e Marittime in provincia di Cuneo (tra le Valli Maira e Tanaro), il Department des Alpes-Maritimes e la parte meridionale del Department des Alpes de Haute Provence, corrispondente al bacino del Var.

Le sorgenti considerate, ubicate sul territorio nazionale, presentano portate piuttosto rilevanti ed in parte alimentano importanti enti acquedottistici della provincia di Cuneo.

Per ogni emergenza si è predisposto un sistema di monitoraggio per l'acquisizione in continuo dei dati di portata, temperatura, conducibilità elettrica delle acque sotterranee. Vengono inoltre eseguiti una serie di campionamenti stagionali per la durata di due anni e analisi chimico fisiche delle acque per la determinazione degli ioni principali, dei metalli e delle terre rare. La ricerca comprende anche lo studio isotopico delle acque attraverso il campionamento delle sorgenti e delle precipitazioni sia liquide che solide a quote diverse nelle area di alimentazione delle diverse sorgenti.

Le sorgenti prese in esame sono una decina e presentano risposte idrodinamiche e geochimiche molto diverse tra loro essendo alimentate da sistemi con funzionamenti diversi e inquadrabili nelle situazioni di dreno dominante, dreni interconnessi e di circolazione dispersiva. La finalità della ricerca è di conoscere le problematiche delle risorse idriche su questo territorio e nello specifico degli acquiferi carsici e di valutare gli impatti che possono interessare queste sorgenti con particolare riferimento alle problematiche legate alla vulnerabilità e alle condizioni meteorologiche estreme (periodi di siccità ed eventi alluvionali).

(*) Politecnico di Torino - Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture

MATERIALI E METODI

Tra le diverse sorgenti prese in esame 11 di esse sono alimentate da acquiferi carsici e verranno brevemente descritte di seguito (fig. 1-2).



Fig. 1 – Area di studio del progetto ALIRHYS

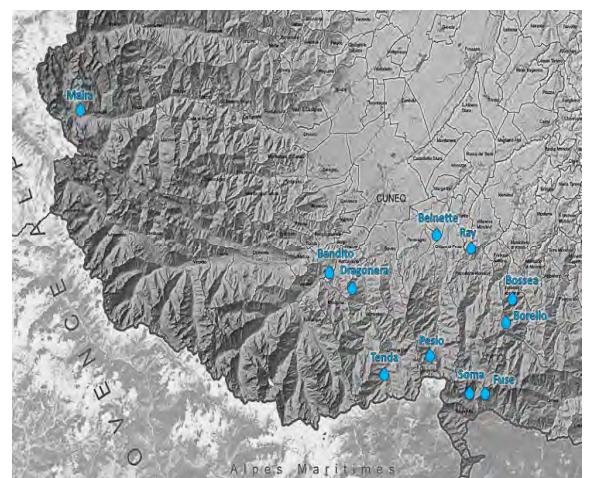


Fig. 2 – Ubicazione delle sorgenti del progetto ALIRHYS alimentate da acquiferi carbonatici

Tra queste sorgenti alcune vengono captate totalmente o in parte ad uso potabile e servono sia importanti Enti Acquedottistici che piccoli acquedotti utilizzati per

l'approvvigionamento idrico dei numerosi paesi presenti nell'intero territorio (sorgenti Bandito, Borello superiore, Dragonera, Maira, Ray e Tenda) le altre emergenze (sorgenti di Beinette, Bossea, Soma, Fuse e Pesio) alimentano importanti corsi d'acqua del territorio cuneese.

La sorgente di Beinette è l'emergenza con la maggiore portata del territorio piemontese. Al contrario delle altre sorgenti ubicate in aree montuose, questa emergenza si trova nel settore di pianura, in corrispondenza dell'altopiano di Beinette, costituito da una coltre di depositi plio-pleistocenici con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da una permeabilità piuttosto ridotta. La sorgente di La sorgente di Beinette si trova in corrispondenza di un alto strutturale dell'ammasso carbonatico, coperto da circa 70 m di sedimenti fini. È quindi una tipica "Sorgente sepolta" e le acque sotterranee arrivano in superficie attraverso una serie di pseudo condotti, scavati nei sedimenti poco permeabili, che vanno ad alimentare un piccolo laghetto. L'ingente flusso idrico, piuttosto costante, intorno a 1900 l/s, proviene dalle perdite del sub-alveo dei torrenti Gesso e Vermenagna nel settore presso Borgo S. Dalmazzo, dove tali corsi d'acqua scorrono sul substrato carbonatico.

La sorgente del Bandito ubicata allo sbocco del Rio Bedale, presso Andonno, sembra essere prevalentemente alimentata dalle perdite in subalveo del torrente Gesso e presenta una portata, piuttosto costante, intorno a 600l/s.

La sorgente di Borello superiore, in alta Val Corsaglia, è alimentata da un acquifero carbonatico piuttosto carsificato, al quale si aggiungono gli apporti provenienti da un vasto settore del basamento metamorfico, in parte coperto da depositi detritico-morenici. Tali apporti confluiscono nel Rio Borello che presenta una innumerevole serie di inghiottitoi in sub-alveo. La morfologia carsica superficiale è caratterizzata dalla presenza di ampie depressioni assorbenti con una copertura piuttosto ridotta.

Anche la sorgente di Bossea, ubicata nella parte alta della media Val Corsaglia, viene alimentata in parte dalle perdite in subalveo di due piccoli corsi d'acqua che scorrono dal settore della dorsale con la valle Maudagna presso Prato Nevoso, con tempi di percorrenza piuttosto ridotti a seconda delle condizioni idrodinamiche dell'acquifero. Gli approfonditi studi condotti dalla Stazione scientifica di Bossea evidenziano una notevole complessità della circolazione idrica sotterranea all'interno dell'acquifero carbonatico con deflussi molto rapidi in corrispondenza del collettore principale (Torrente Mora) e deflussi più lenti collegati ad una rete di dreni interconnessi.

La Sorgente Dragonera viene in parte captata a scopo idropotabile dall'acquedotto di Roaschia.

L'area, di 8,5 km², è caratterizzata dalla presenza di versanti piuttosto acclivi, con una ridotta copertura detritica, ai quali si alternano scoscese pareti rocciose.

I litotipi affioranti appartengono all'Unità del Colle di Tenda, che costituisce uno degli elementi strutturali più importanti presenti in questo settore delle Alpi Marittime. Tale unità è inserita (Malaroda *et Alii*, 1970 – Lombardo *et Alii*, 1975), nella Zona Sub-Brianzonese che affiora, con continuità, dalla dorsale Gesso-Stura al Colle di Tenda.

L'acquifero carbonatico che alimenta la Sorgente Dragonera è caratterizzato dalla presenza di una zona satura piuttosto estesa con evidenti fenomeni di pistonaggio in

seguito agli episodi di piena più importanti.

All'interno dei complessi detritico-morenico e arenaceo-calcareo sono presenti acquiferi secondari (per porosità primaria il primo e per fratturazione il secondo) che esercitano un'azione di travaso nei confronti dell'acquifero principale.

La Sorgente Fuse non viene captata ed alimenta un corso d'acqua che riceve, dopo alcune centinaia di metri, il copioso contributo della Sorgente delle Vene. L'intero fronte sorgivo costituisce uno dei principali apporti idrici che alimentano il Torrente Tanaro.

L'area di ricarica, ricopre una superficie di circa 6 km² ed è caratterizzata principalmente da un carso di alta quota, con scarsa copertura vegetale e suolo quasi inesistente, ampie superfici di carso scoperto, doline, pozzi e crepacci di varie dimensioni. La carsificazione profonda è assai elevata con la presenza di numerosi abissi e cavità con sviluppo chilometrico.

L'acquifero carbonatico che alimenta la sorgente risulta caratterizzato da una elevatissima permeabilità, legata ad una carsificazione profonda molto sviluppata, dall'assenza di una zona satura tradizionale e da una ridotta circolazione idrica nelle discontinuità dell'ammasso roccioso.

Il complesso sorgivo del Pesio si trova all'interno del Parco Naturale alta Valle Pesio e Tanaro nel Comune di Chiusa Pesio e dà origine al torrente che prende lo stesso nome. La zona sorgiva è formata da 3 sorgenti distinte: la Sorgente Pesio 18, ubicata a quota: 1340 m s.l.m.m., la Sorgente Pesio, ubicata a quota 1380 m s.l.m.m., e la Sorgente Pis del Pesio, ubicata a quota 1460 (sorgente di troppo pieno) m s.l.m.m.. L'area di alimentazione delle sorgenti Pesio e Pesio 18 comprende un'area abbastanza estesa posizionata in parte in territorio italiano ed in parte in territorio francese: la Conca delle Carsene, che costituisce la testata della Valle Pesio, ancora in territorio Italiano risulta la principale area di ricarica, mentre il settore francese compreso tra Pian Ambrogi e Pian Scivolai ubicati alla testata della Valle Roja, occupa una superficie minore. La Conca delle Carsene è costituita da due ampi valloni glacio-carsici caratterizzati da carso di alta quota, in cui abbondano rocce affioranti attraversate da campi solcati, doline e pozzi. La zona di Pian Ambrogi e Pian Scivolai, invece, è caratterizzata da un carso con una maggiore copertura e numerose doline, anche di grandi dimensioni.

I livelli massimi di portata vengono raggiunti nella stagione estiva (Q pari a 3200 l/s), in seguito ad importanti precipitazioni che si sommano all'aliquota della fusione nivale mentre nei periodi di magra i deflussi sono molto ridotti (50 l/s). A causa di tali variazioni del flusso idrico, questa sorgenti in genere non viene captata ad uso idropotabile.

La sorgente del Tenda viene captata a scopo idropotabile dal Consorzio per l'Acquedotto delle Langhe e Alpi Cuneesi mediante una galleria drenante che corre parallela alla galleria ferroviaria.

L'alimentazione del sistema è in parte pluvio-nivale ed in parte dovuta alle perdite di alcuni corsi d'acqua impostati nei complessi meno permeabili. Una rilevante parte della ricarica sembra provenire anche dai travasi del complesso detritico-morenico che cede lentamente ai calcari sottostanti le acque assorbite. Il sistema acquifero è caratterizzato da una rete a dreni interdipendenti, nel quale le fratture predominano rispetto alla rete carsica.

L'acquifero che alimenta la Sorgente del Tenda, impostato nel Complesso calcareo-dolomitico, presenta una permeabilità medio-alta per intensa fratturazione e blando carsismo con una zona satura piuttosto sviluppata.

Le acque delle sorgenti del Maira vengono a giorno mediante una serie di polle (sorgenti reali) ubicate in differenti settori.

Anche se parzialmente coperto da depositi detritico-morenici, il complesso basale costituisce una soglia di permeabilità giustapposta che determina la fuoriuscita delle acque sotterranee nel punto più depresso dell'intera struttura idrogeologica.

Le Sorgenti della Soma non essendo captate, alimentano un corso d'acqua che confluisce nel Rio di Carnino.

La zona, che ricopre una superficie di circa 1.3 km², è caratterizzata in quota da affioramenti rocciosi con scarsa copertura vegetale e suolo quasi assente; le morfologie carsiche superficiali sono quasi del tutto assenti. Nel settore inferiore l'ammasso carbonatico è coperto da una spessa coltre detritica.

L'acquifero che alimenta la Sorgente Soma è di tipo carbonatico con circolazione impostata in fratture e cavità carsiche piuttosto ridotte.

La sorgente Ray viene captata a scopo idropotabile dall'acquedotto di Mondovì, mediante un bottino di presa.

L'area, di quasi 2,5 km², è caratterizzata da un carso coperto, con scarsi affioramenti rocciosi, ed una potente copertura di depositi residuali (terre rosse, argille e limi) e forme carsiche rappresentate solamente da ampi pianori assorbenti.

L'acquifero che alimenta la sorgente, è di tipo carbonatico con circolazione impostata in fratture, privo di carsificazione profonda. La zona satura risulta estesa, mentre lo spessore dell'insaturo è piuttosto modesto.

Il progetto presentato è suddiviso in 7 attività:

- Analisi dei dati esistenti territoriali e creazione banca dati
- Acquisizione di nuovi dati attraverso il monitoraggio delle sorgenti tramite strumentazioni installate sul territorio
- Determinazione qualità delle acque e caratterizzazione geochimiche con il campionamento delle risorse idriche
- Esecuzione test con traccianti
- Rappresentazione e visualizzazione dei dati cartografici e dei dati idrogeologici acquisiti
- Modellizzazione dei dati
- Ottimizzazione della risorsa idrica

Le attività principali che si svilupperanno per tutta la durata del progetto sono la 2, la 3 e la 4.

In particolare per quanto riguarda l'attività 2: acquisizione di nuovi dati attraverso il monitoraggio delle sorgenti tramite strumentazioni installate sul territorio, verranno utilizzati due strumentazioni specifiche: la sonda STS, in grado di registrare ad intervalli orari la temperatura, la conducibilità elettrica, il livello idrico e il pluviometro interrato, un prototipo che ha diversi vantaggi, tra cui quello di essere poco costoso, di semplice funzionamento, di permettere la correlazione tra la fusione nivale e la portata sorgiva e per ultimo di poter essere installato anche ad alta quota non necessitando di alimentazione elettrica, avendo una batteria interna che rende

lo strumento autonomo. I dati che si otterranno dal monitoraggio in continuo delle sorgenti verrà rappresentata con un grafico tipo fig. 3, dove è evidente come all'aumento della portata corrisponda una diminuzione della conducibilità elettrica.

Per determinare la qualità delle acque e la caratterizzazione geochimiche delle risorse idriche (attività 3) verranno svolti 4 campionamenti all'anno per ciascuna sorgente in modo da poter campionare sia le magre che le piene. Per ogni campione d'acqua verranno determinati i parametri per la qualità di base, i metalli e i lantanidi. Parallelamente si determineranno in sito i valori di conducibilità elettrica, di temperatura ed di pH.

Le analisi isotopiche delle acque di sorgente, delle nevi e delle acque meteoriche permetteranno di realizzare le rette di regressione tra i rapporti isotopici (18O/16O, 2H/1H) e l'altitudine nei due versanti principali (mediterraneo e padano) per valutare la quota di infiltrazione.

L'esecuzione di test con traccianti servono per individuare le condizioni di alimentazione di ogni singola sorgente. Il tracciamento verrà realizzato sia con il Tinopal CBS - X che con la Fluoresceina sodica.

RISULTATI

I dati raccolti fino ad oggi hanno permesso di caratterizzare le sorgenti e di individuarne il modello concettuale di circolazione che le caratterizza.

I modelli concettuali di circolazione idrica negli acquiferi carsici sono sostanzialmente :

- Sistemi a dreno dominante
- Sistemi a dreni interconnessi
- Sistemi a circolazione dispersiva

Le sorgenti studiate nel progetto ALIRHYS possono essere ricondotte a tali modelli concettuali, in particolare: le sorgenti di Bandito, Borello Superiore, Fuse e Pesio sono alimentate da acquiferi a dreno dominante; le sorgenti Dragonera, Maira, Tenda, Soma e Bossea sono alimentate da acquiferi a dreni interconnessi; infine la sorgente Ray è alimentata da un acquifero di tipo dispersivo.

Sistemi con rete a dreno dominante

Sono caratterizzati dalla presenza di una rete di drenaggio impostata in grossi condotti, alcuni sempre attivi, mentre in altri la circolazione idrica si manifesta solamente durante le piene maggiori. La zona satura tradizionale è assente mentre sono presenti tratti sifonanti più o meno lunghi che costituiscono unicamente una via di transito delle acque sotterranee. La rete di flusso è ben organizzata con una serie di collettori principali e secondari che sono in grado di smaltire rapidamente gli apporti infiltrativi.

L'andamento della portata della sorgente Bandito nell'anno 2013 (figure 3a-3b) evidenzia due picchi, nel mese di maggio e nel mese di ottobre con portate che raggiungono i 2400l/s, probabilmente dovuti alla fusione nivale e alle forti precipitazioni. Negli altri periodi dell'anno la portata rimane costante intorno ai 500l/s.

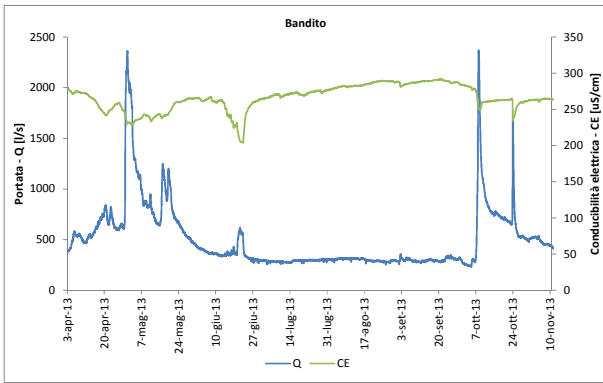


Fig. 3a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Bandito

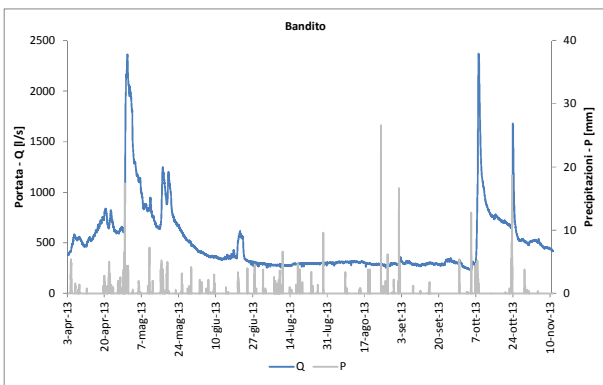


Fig. 3b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Bandito

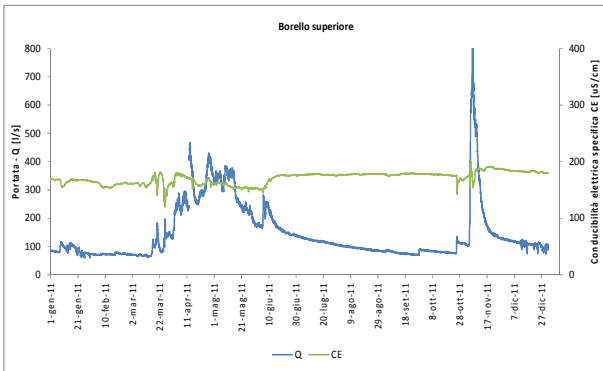


Fig. 4a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Borello superiore

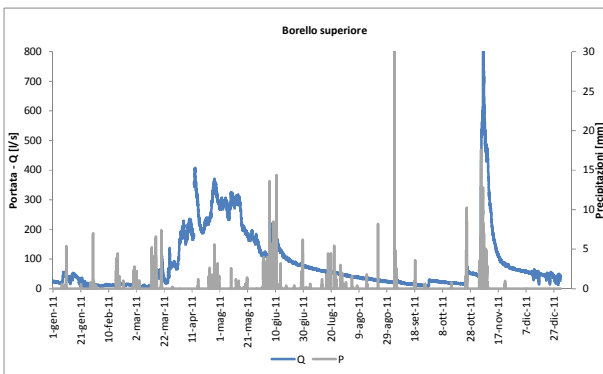


Fig. 4b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Borello superiore

La conducibilità elettrica non risente in modo evidente dei due picchi di portata e rimane variabile tra i 200 e i 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per tutto l'anno considerato.

L'andamento della portata della sorgente Borello superiore (figure 4a-4b) nell'anno 2011, evidenzia la lunga magra invernale con portate minime di circa 70 l/s, che si protrae fino a fine marzo 2011, quando inizia la piena di fusione nivale legata agli apporti provenienti dai settori con esposizione sud-occidentale dove affiorano i complessi basale e metamorfico. Nel primo periodo la piena raggiunge i 100 l/s, fino a fine aprile, quando in occasione di precipitazioni che si sommano agli apporti di fusione, si superano i 400 l/s. La portata decresce fino a metà giugno (180 l/s) quando in seguito ad abbondanti piogge si evidenzia un altro picco fino a 310 l/s. Dopo questa piena il flusso decresce piuttosto lentamente raggiungendo a fine agosto circa 70 l/s. Le precipitazioni di inizio settembre e in particolare quelle di novembre, vengono registrate dall'idrogramma con picchi piuttosto pronunciati e di breve durata. La costanza dei valori della conducibilità elettrica, durante l'intero anno idrologico, sembra indicare la presenza di una zona satura relativamente estesa in prossimità della zona sorgiva, che tende a omogeneizzare la mineralizzazione.

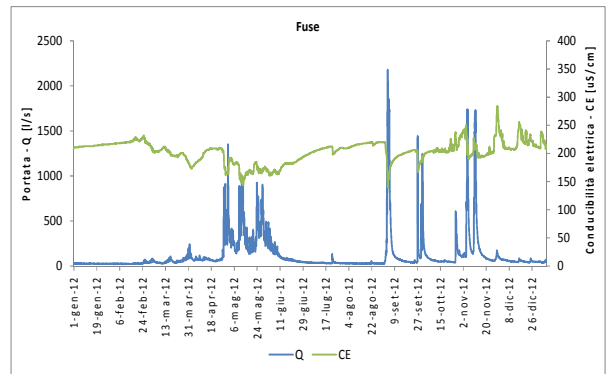


Fig. 5a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Fuse

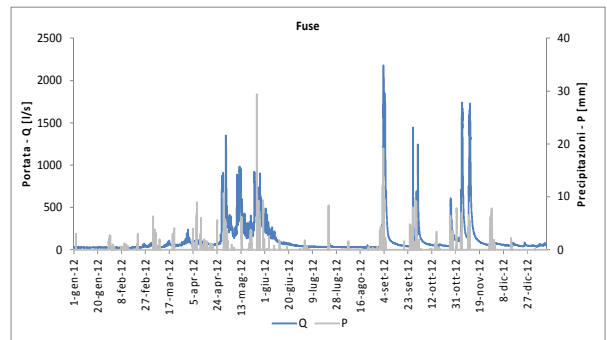


Fig. 5b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Fuse

La sorgente Fuse mostra un regime estremamente variabile (figure 5a-5b), dovuto ai notevoli incrementi di portata in seguito agli eventi infiltrativi principali (piogge e fusione nivale). Ad inizio anno le portate sono molto ridotte comprese tra 20 l/s e 30 l/s, a fine aprile le portate subiscono una notevole impennata per l'apporto delle piogge che si protraggono fino a fine maggio. Le portate variano nelle sole ventiquattro ore fino a 500 l/s raggiungendo un valore

massimo intorno a 800-900 l/s. A inizio settembre in seguito a importanti precipitazioni, la portata raggiunge nell'arco di poche ore il valore massimo annuale di 2170 l/s per ritornare poi ai valori pre-evento nell'arco di pochi giorni. Le precipitazioni del fine mese di settembre e ottobre provocano ulteriori picchi di portata. A partire dal mese di dicembre la portata si stabilizza tra 30 l/s e 40 l/s valore tipico della magra invernale.

L'andamento della conducibilità elettrica mostra un comportamento "a sostituzione prevalente" tipico dei sistemi acquiferi ad elevata permeabilità e ridotta dimensione della zona saturata. Con l'incremento delle portate si osserva una discesa della mineralizzazione che raggiunge i valori minimi intorno a 160 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durante i principali picchi della piena di fusione nivale.

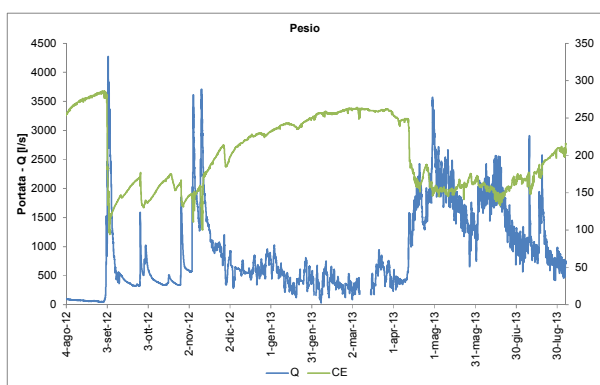


Fig. 6a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Pesio

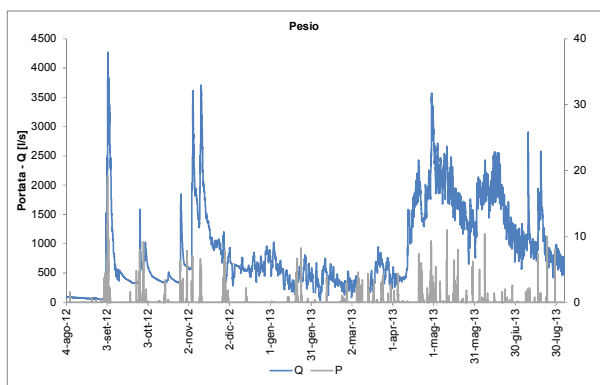


Fig. 6b – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Pesio

Anche la sorgente Pesio mostra un regime estremamente variabile (figure 6a-6b), dovuto ai notevoli incrementi di portata in seguito agli eventi infiltrativi principali (piogge e fusione nivale). L'idrogramma mostra importanti picchi di portata nei mesi di settembre 2012, di novembre 2012 e di maggio 2013, con valori che toccano i 4000 l/s nel primo picco ed i 3500 l/s nel secondo e nel terzo picco. Nel mese di maggio 2013, in particolare, l'alto valore di portata è dovuto sia alla fusione nivale che alle piogge. È evidente in questo idrogramma la forte influenza delle precipitazioni, le quali provocano aumenti di portata differenti in funzione del tipo ed entità di precipitazione.

La conducibilità elettrica raggiunge i valori di 250-300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durante i periodi di magra, mentre durante i periodi di

piena i valori scendono fino a 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Si può affermare che la conducibilità elettrica delle acque del Pesio evidenzia un legame maggiore con l'andamento della portata mostrando acque meno mineralizzate in primavera in seguito alle piene legate alla fusione nivale e valori maggiori durante il resto dell'anno, quando le portate sono ridotte.

Sistemi con rete a dreni interconnessi

Sono generalmente presenti in ammassi rocciosi fratturati e carsificati con assenza di importanti collettori e presenza di cavità semiattive, ad andamento prevalentemente verticale, che costituiscono le vie privilegiate del flusso sotterraneo, tra loro indipendenti, verso le zone più profonde dell'acquifero. In alcuni sistemi la circolazione idrica della zona non satura può essere impostata prevalentemente su reticoli di fratture e discontinuità poco carsificate. In profondità, generalmente ad una quota prossima a quella delle sorgenti, è invece presente una zona satura molto sviluppata e caratterizzata da una serie di condotti e fratture collegate fra loro, che formano un importante serbatoio con cospicue riserve idrogeologiche.

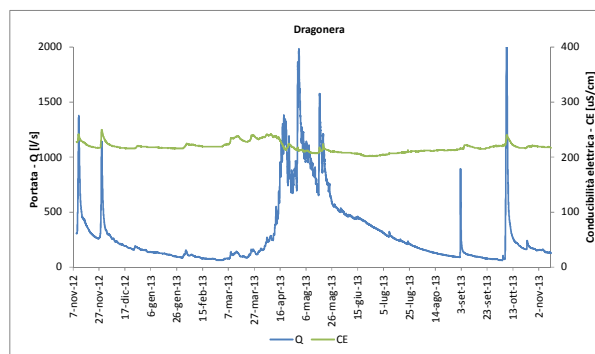


Fig. 7a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Dragonera

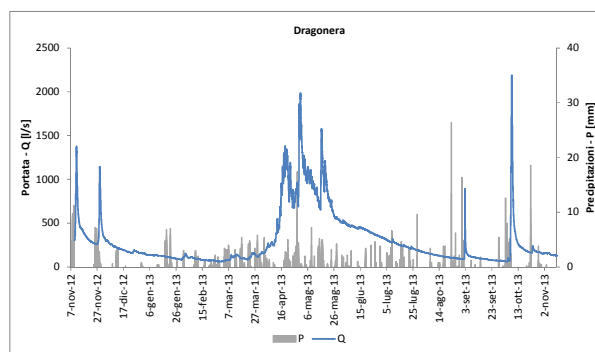


Fig. 7b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Dragonera

L'andamento della portata della sorgente Dragonera (figure 7a-7b) mostra da gennaio 2013 fino a i primi giorni di marzo 2013 una portata molto costante, intorno a 100 l/s legata alla magra invernale. La piena di fusione nivale si protrae per diversi mesi, fino a giugno, caratterizzata da ulteriori picchi legati all'ulteriore contributo delle piogge primaverili. Il massimo valore raggiunto è intorno a 2000 l/s il 6 maggio 2013. A partire da questa data la portata presenta un progressivo e lento decremento dei valori, nonostante numerose precipitazioni verificatesi nel periodo estivo, fino alla fine di ottobre, quando si registra la più importante piena

annuale di tale emergenza. Tale andamento sembra legato ad una permeabilità non particolarmente elevata e alla presenza di una zona satura piuttosto estesa in grado di laminare gli apporti infiltrativi.

L'andamento annuale della conducibilità elettrica evidenzia una notevole costanza dei valori che nell'arco dell'intero anno presentano un valore massimo intorno a 215 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Si evidenziano in ogni caso blandi incrementi dei valori in seguito ai principali eventi infiltrativi evidenziando fenomeni di pistonaggio.

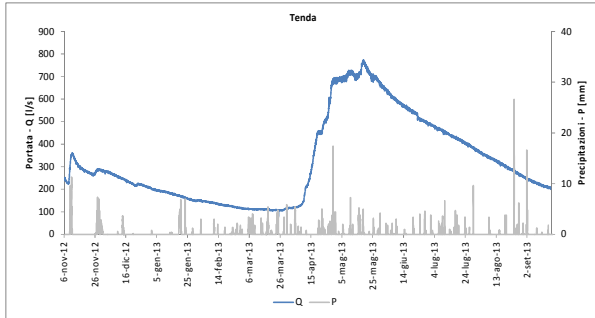


Fig. 8a – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Tenda

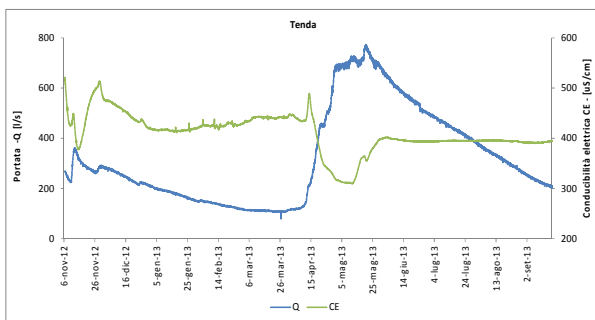


Fig. 8b – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Tenda

Il flusso sorgivo della sorgente Tenda mostra una graduale diminuzione dei valori fino a fine marzo, quando si registra il valore minimo di circa 140 l/s. In seguito agli apporti legati alla fusione nivale, si registra un progressivo incremento della portata che raggiunge verso i primi giorni di maggio il valore massimo annuale intorno a 800 l/s. Le abbondanti precipitazioni del periodo primaverile condizionano marginalmente il flusso idrico con incrementi di alcune decine di litri/secondo. Dal mese di maggio la portata scende molto gradualmente raggiungendo i 200 l/s.

La conducibilità elettrica specifica rimane costante fino all'inizio della piena primaverile, con un valore di circa 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$, per poi scendere piuttosto lentamente raggiungendo un valore di circa 340 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durante le prime fasi di risalita della portata. Durante la fase di decrescita della portata, si osserva un successivo incremento (400 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Tali variazioni della mineralizzazione sono interpretate come l'arrivo di acque con differenti chimismi dai diversi settori dell'area di alimentazione (dove sono presenti orizzonti più dolomitici o con gessi e carniole), da non confondere con processi di miscelazione legati ad apporti di acque di neo-infiltrazione.

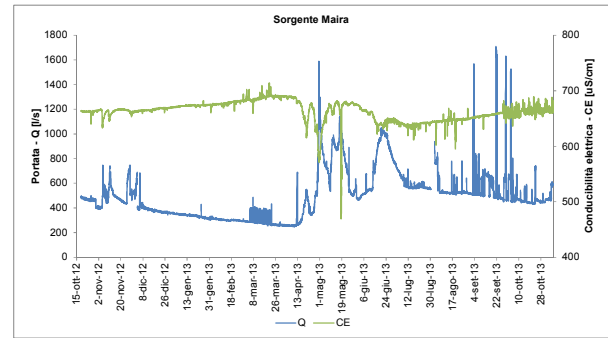


Fig. 9a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Maira

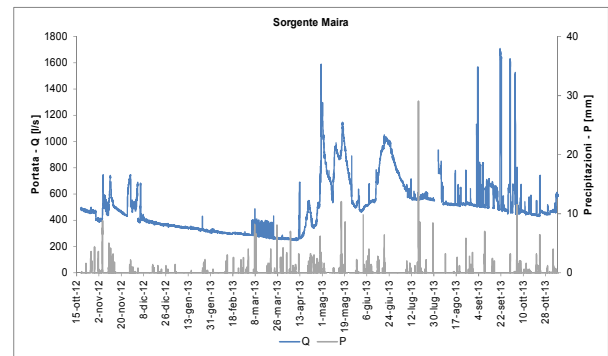


Fig. 9b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Maira

L'idrogramma della sorgente Maira indica una portata intorno a 470 l/s, interrotto da una serie di blandi incrementi in seguito a precipitazioni non particolarmente abbondanti, riassorbite nell'arco di circa un mese. A partire da inizio dicembre inizia una graduale discesa della portata che passa da 410 l/s, a 250 l/s a inizio aprile, raggiungendo il minimo valore registrato. Da questa data i valori iniziano a risalire in seguito alla piena primaverile quando dopo le piogge di maggio 2013 si raggiunge un picco massimo di portata pari a circa 1600 l/s. In seguito a tale episodio il flusso idrico scende rapidamente di quasi 1000 l/s nell'arco di una settimana. La mineralizzazione delle acque della sorgente è decisamente elevata a causa della presenza di alte concentrazioni in solfati, calcio e magnesio e presenta in seguito alle blande piene autunnali decrementi di circa 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (645 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 625 $\mu\text{S}/\text{cm}$). In seguito alla magra invernale la conducibilità elettrica mostra un lento e graduale incremento raggiungendo il valore massimo di 690 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ad iniziare dalle piene di fusione nivale, la mineralizzazione decresce di circa 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Durante la piena principale, la conducibilità elettrica presenta un ulteriore abbassamento dei valori di circa 90 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Sistemi con rete a circolazione dispersiva, contraddistinguono ammassi rocciosi caratterizzati da una intensa fratturazione, anche a piccola scala, con numerose famiglie di discontinuità interconnesse, tanto da costituire acquiferi assimilabili a quelli di un mezzo poroso in ghiaie e sabbie. Non esistono vie di flusso preferenziali ma solo una complessa rete di drenaggio, piuttosto omogenea e con una superficie piezometrica abbastanza regolare.

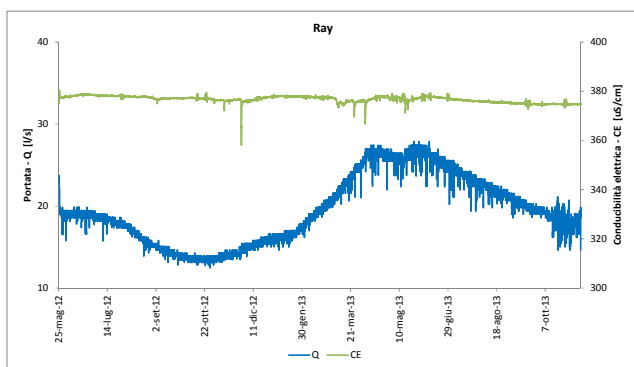


Fig. 10a – Andamento di portata e conducibilità elettrica della sorgente Ray

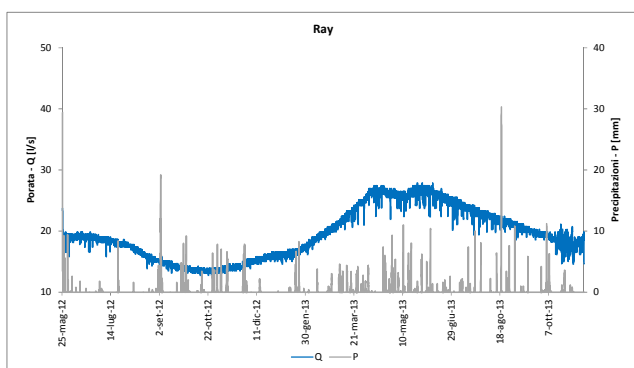


Fig. 10b – Andamento di portata e precipitazione della sorgente Ray

Le figure 10a-10b descrivono le variazioni di portata, conducibilità elettrica e di livello della sorgente Ray da maggio 2012 a novembre 2013. I grafici mettono in evidenza come le acque si muovano lentamente nell'ammasso roccioso con variazioni contenute e incrementi di Q temporaneamente differenziati rispetto ai corrispondenti eventi infiltrativi, andamento tipico dei sistemi con rete a circolazione dispersiva.

CONCLUSIONI

I dati fino ad oggi raccolti rappresentano un'importante base di conoscenza per quanto riguarda le risorse idriche sotterranee soprattutto in termini di disponibilità e qualità delle stesse in funzione di programmi di eventuale utilizzo in occasione di particolari necessità e, comunque, di protezione e salvaguardia.

Assume un ruolo fondamentale l'attività di monitoraggio in continuo delle sorgenti per comprendere i meccanismi di ricarica degli acquiferi e verificare possibili variazioni indotte dai cambiamenti di temperatura, portate e conducibilità elettrica specifica.

Un'analisi completa e prolungata delle sorgenti permetterà di definire il modello concettuali alla base degli acquiferi carsici. Il modello concettuale, nell'idrogeologia come in tutti i settori di ricerca, può essere interpretato come un buon punto di vista grazie al quale i meccanismi che risultano complessi appaiono più chiari e comprensibili.

I sistemi idrocarsici del Finalese (prov. Savona) Aspetti chimico-fisici

GILBERTO CALANDRI(*)

ABSTRACT

The Pietra di Finale (Bioclastic limestones: Lower-Middle Miocene) is transgressive on a Mesozoic Briançonnais folded basement. The Finalese is divided in three sectors: Capo Noli-Manie-Val Ponci; S. Bernardino-Orco; Rocca di Perti-R. Carpanea. After the hydrogeological characteristic, the hydrogeochemical characteristic, the idrogeochemical investigation show a typical calcium-bicarbonatological waters, with different concentration of Magnesium.

KEY WORDS: *Western Liguria, Pietra di Finale Limestone, Hydrogeology, Hydrochemistry.*

INTRODUZIONE

Il Finalese è uno dei principali settori carsici della Liguria per numero ed estensione dei fenomeni carsici ipogei e dei relativi sistemi idrogeologici (oltre che per eccezionali peculiarità preistoriche, paesaggistiche, botaniche, ecc.). L'esame dei sistemi idrocarsici è diviso attraverso le principali aree carsiche (di primario interesse regionale: perimetrare e protette dalla L. R. 14/90), descrivendo gli scorrimenti idrici nei maggiori complessi sotterranei ed i loro caratteri chimico-fisici.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

Il paesaggio finalese è caratterizzato da alcuni altopiani (in prossimità del Mar Ligure), a quote inferiori ai 400 m, costituiti da superfici tabulari (in gran parte ereditate), separate, con alte falesie, dai fondovalli, che compartimentano le zolle carbonatiche.

Il disegno degli altopiani è legato principalmente ai calcari bioclastici vacuolari del Miocene inf.-medio, denominati "Pietra di Finale" (Calcare di Finale), depositati in un golfo con acque calde ricchissime di vita. La formazione, a giacitura suborizzontale, durante il sollevamento plio-pleistocenico è stata divisa per fratture e successivi insolcamenti vallivi nei diversi altopiani.

La Pietra di Finale riposa in discordanza sui depositi mesozoici deformati dall'orogenesi alpina. Questi sono principalmente rappresentati dalla Formazione delle Dolomie di S. Pietro dei Monti (Dominio paleogeografico Brianzonese Ligure) dell'Anisico-Ladinico, potente alcune centinaia di metri, costituita da calcari dolomitici e dolomie (a zone fortemente fratturate).

La geometria dei rapporti e degli affioramenti tra Pietra di Finale (a forte porosità primaria) depositi calcareo-dolomitici (permeabili per fratturazione e carsismo) ha determinato lo sviluppo dei grandi complessi idrocarsici ipogei e le caratteristiche chimico-fisiche delle acque.

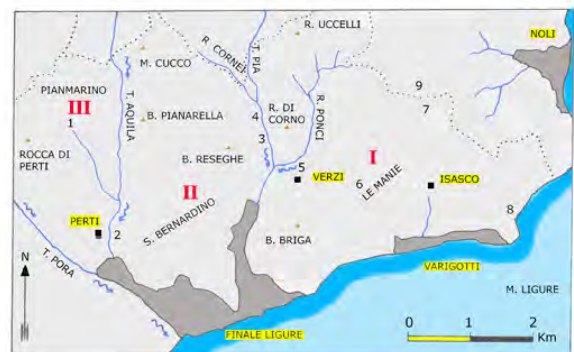


Fig. 1 – Carta di posizionamento delle aree carsiche e delle sorgenti esaminate. I: Capo Noli-Manie-Val Ponci. II: S. Bernardino-Orco. III: Rocca di Perti-Rocca Carpanea. 1: Risorgenza Buio. 2: Scogli Rotti. 3: Martinetto. 4: Acquaviva. 5: Verzi. 6: Gall. S. Giacomo Ovest. 7: Gall. S. Giacomo Est (Fortunella). 8: Cremasca. 9: Luminella. (dis. Calandri, Grippa, Pastor).

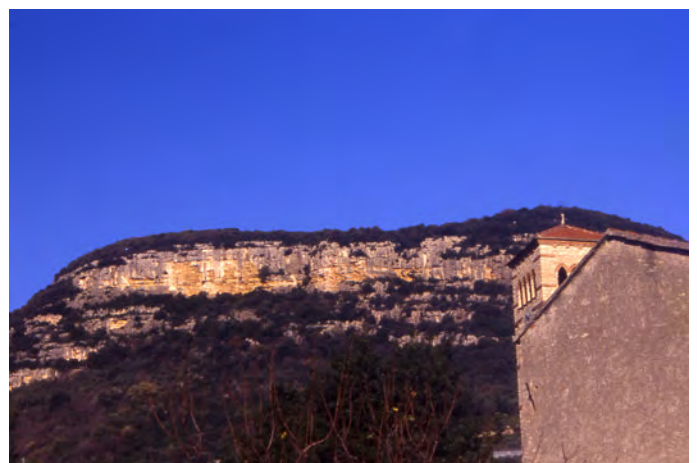


Fig. 2 – Altopiani finalese: falesie di calcari bioclastici (foto G. Calandri).

(*) Gruppo Speleologico Imperiese C.A.I.



Fig. 3 - L'Arma delle Manie, presso la verticale della galleria (foto D. Gobis).

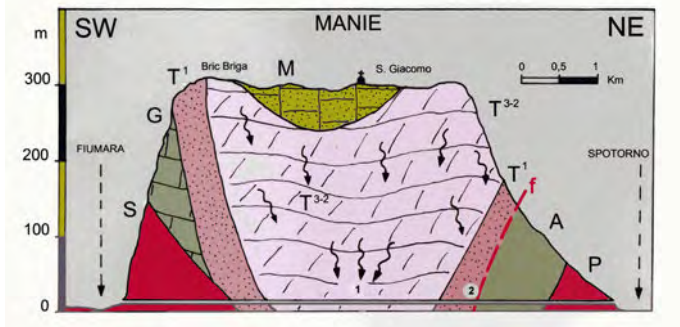


Fig. 4 - Sezione geologica schematica lungo il tracciato della Galleria S.Giacomo. 1) venute d'acqua lato Finale. 2) venute d'acqua (Fortunella) lato Spotorno. S: Scisti di Gorra (Carbonifero-Permico). P: Porfiroidi del Melogno (Carbonifero sup.-Permico?). A: Formazione di Eze (Carbonifero-Permico?). T1: Quarziti di Ponte di Nava (Scitico). T3.2: Dolomie di S. Pietro dei Monti (Anisico-Ladinico). G: Calcarei di Val Tanarello (Malm). M: Pietra di Finale (Miocene). (dis. Calandri, Grippa, Pastor).

Le ricerche idrogeologiche e carsiche sono state portate avanti tra la fine degli anni '60 ed i primi anni '70 del secolo scorso dal G. S. Ligure "A. Issel" (Maifredi e coll.); dagli anni '80 il G. S. Imperiese CAI iniziò (accanto ad importanti esplorazioni speleologiche) uno studio sistematico delle acque carsiche

AREA CAPO NOLI-MANIE-VAL PONCI (SV-31)

Con 1361 ha di superficie (L. R. 14/90) è la più vasta ed articolata (oltre che la più orientale) area carsica del Finalese: vengono esaminati tre principali sistemi idrocarsici.

Le Manie ed il traforo ferroviario. L'altopiano delle Manie s.s., paleo superficie plio-pleistocenica (morfologie chiuse, uvale e doline, depositi di terra rossa), si estende per ca. 5-6 kmq, (quote 250-300 m), nei calcari vacuolari

estremamente permeabili (la copertura vegetale, fortemente antropizzata, è in buona parte arborea). La struttura dei substrati, in particolare la disposizione sinclinale del basamento impermeabile aveva permesso la formazione di una potente (oltre 200 m) falda freatica: una serie di pozzi e sorgentelle sulle Manie erano completamente legate a questa falda. Dalla fine degli anni '60 fu scavata una galleria ferroviaria (lung. 6500 m, a quote di 20-26 m) esattamente sotto l'altopiano delle Manie: dal lato Ovest dopo ca. 3200 m si intercettarono forti venute di acqua; da Est dopo 1900 m sgorgò un importante apporto idrico (Sorg. Fortunella). Nel giro di pochissimi anni le sorgenti (es. Luminella) ed i pozzi delle Manie si esaurirono: in pratica fu completamente svuotata la grande falda freatica nei litotipi dolomitico-calcarei estremamente fratturati.

Il chimismo delle acque S, Giacomo Ovest indica (conducibilità specifica tra 500 e 700 microSiemens/cm a 20 °C) facies bicarbonato alcalino-terrosa, acque dure (media 34,2 °francesi): il catione calcio oscilla tra 65 e 100 parti per milione, il magnesio tra 34,1 e 45,6 ppm (rapporto Mg/Ca 0,8, il maggiore delle sorgenti carsiche del Ponente Ligure). Tra gli anioni i solfati risultano mediamente 18 ppm, i cloruri tra 14,7 e 21 ppm (i più alti delle acque carsiche finali). La sorgente est (Fortunella) presenta facies del tutto simile: conducibilità sp. 600 microS/cm, rapporto Mg/Ca 0,75 (anche un confronto con la sorg. M. Mao, galleria ferroviaria nel Trias tra Spotorno e Bergeggi, evidenzia valori simili). Il chimismo di queste acque è strettamente condizionato dal Trias medio, dolomitico, a zone con piccole mineralizzazioni solfatiche, soprattutto estremamente fratturato, brecciato, con marcata interfaccia acqua-roccia.

Il sistema Piano della Noce-Priamara. Il Piano della Noce è la maggiore depressione carsica dell'altopiano delle Manie (asse maggiore 1100 m) con bacino di alimentazione nei calcari dolomitici, un tempo caratterizzato da periodici allagamenti. Una colorazione (G.S.L.) dimostrò il collegamento con la sorgente Priamara (quasi 800 m ad Ovest, Val Ponci): con la scomparsa (v. traforo ferroviario) della sorgente fu possibile iniziare lo svuotamento del troppo pieno (Grotta Priamara) percorso (G.S. L.) per ca. 700 m. Le esplorazioni furono proseguite (dal G.S.I. 1989-90-91) portando lo sviluppo (ormai in prossimità del Piano della Noce) a 1500 m, disl. + 80 m. La grotta è un complesso sistema freatico-vadoso nei calcari dolomitici dell'Anisico, percorso di norma da un ridottissimo ruscello, ma con grandi, improvvise piene legate, con estrema rapidità, ad eccezionali precipitazioni esterne. Il chimismo indica acque bicarbonato-calciche (calcio 60 mg/l), modesto il tasso di magnesio (2,5 ppm): evidenza di rapidi deflussi nei condotti carsici.

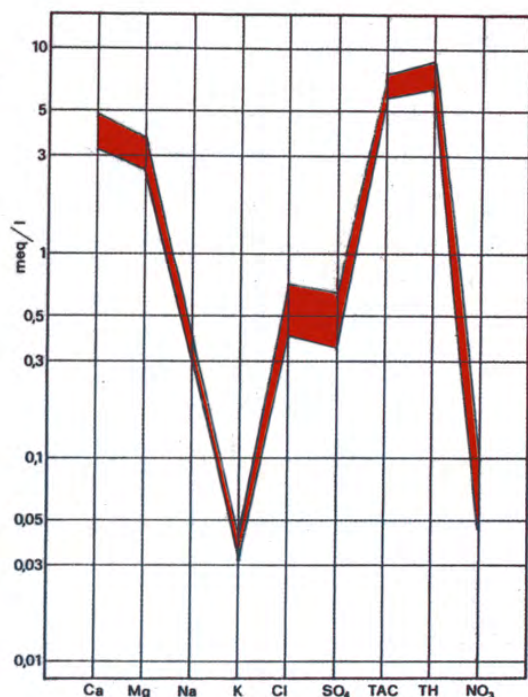


Fig. 5 - Diagramma di Schoeller delle acque gall. S. Giacomo Ovest: campo di variazione dei caratteri ionici dal 1993 al 2010 (dis. Calandri, Pastor).

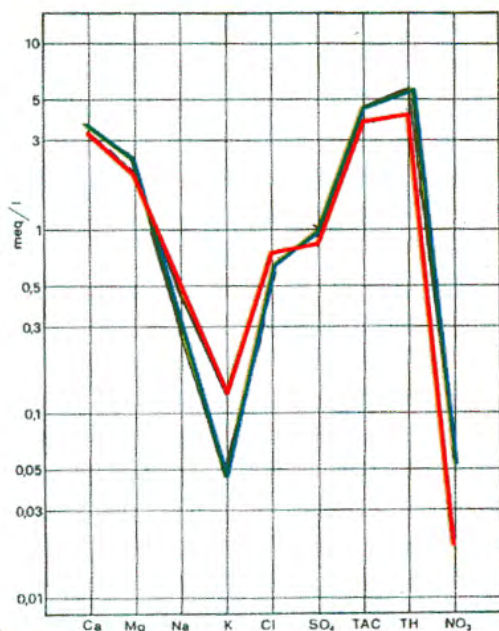


Fig. 6 - Diagramma di Schoeller delle sorgenti: galleria Est (Fortunella) (verde) e galleria M, Mao (rosso) (dis. G. Calandri).

Il settore Andrassa-Ponci-Acquaviva. La parte NW dell'area ha come risorgenza la Sorgente Acquaviva (quota 70 m), in riva sinistra (idr.) del Torrente Sciusa, al contatto tra i calcari bioclastici miocenici ed i calcari dolomitici triassici. La sorgente drena, con un traforo idrogeologico, gran parte delle acque assorbite nel bacino imbrifero del Rio dei Ponci e quelle del bacino Piano della Landrassa (nei calcari dolomitici) inghiottite (q. 220 m, contatto con calcari bioclastici) dalla Grotta Andrassa, collegata, con traccianti (G.S.L.) alla risorgenza dell'Acquaviva. L'area di assorbimento dovrebbe estendersi per ca. 8 kmq (in buona parte nei calcari miocenici fortemente carsificati: Grotta Mala, svil. 1200 m, Gr. Andrassa, svil. 250 m, Gr. Ingrid, ecc.).

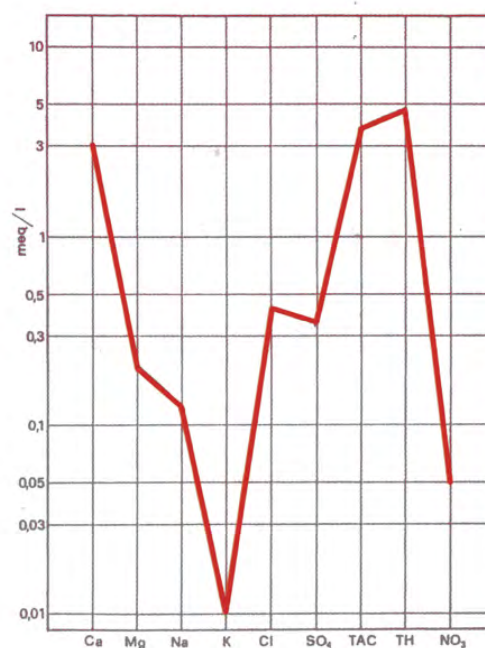


Fig. 7 - Diagramma di Schoeller della Sorgente Priamara (dis. G. Calandri).

Le acque (portate da pochi l/s a diverse centinaia in massima) sono bicarbonato-calciche (conducibilità sp. media 280 mS/cm), semidure (TH tra 24 e 26 °francesi). I tassi di magnesio variano tra 11,6 e 18,4 ppm, i solfati da 10,8 a 18,2 ppm, valori simili ad altre sorgenti del Finalese (ma divergenti dalla vicina, importante, sorgente del Martinetto), che indicano una netta impronta calcareo-dolomitica (dipendente dal settore dei Piani di Landrassa nelle dolomie fortemente fratturate e, forse, dal substrato dolomitico-calcareo mesotriassico).

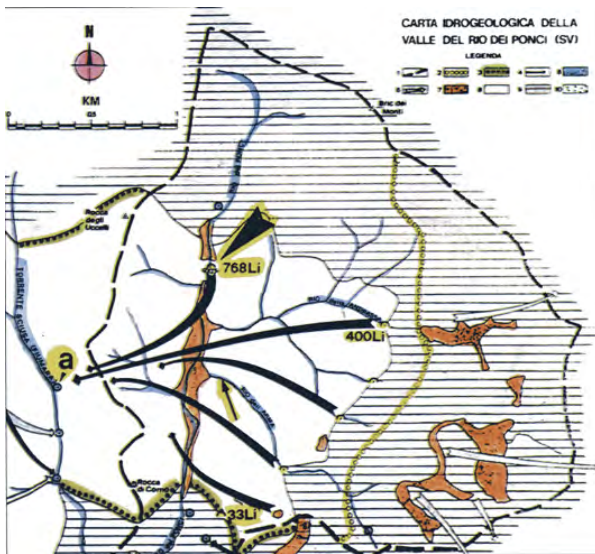


Fig. 8 – Pianta idrogeologica schematica del bacino della Sorgente Acquaviva (a) (da Maifredi *et al*, 1974, modif.). Legenda: 1) spartiacque superficiale. 2) spartiacque sotterraneo presunto. 3) spartiacque sotterraneo accertato. 4) vie di deflusso sotterranee ipotizzate. 5) laghi carsici temporanei. 6) vie sotterranee di deflusso ipotizzate. 7) depositi colluviali a "terra rossa". 8) calcari bioclastici miocenici. 9) substrato preterziario. 10) calcari travertinosi. 11) grotte inghiottitoi. 12) punti di perdita localizzati. 13) cavità principali. 14) sorgenti. La freccia indica la Grotta Mala (768 Li/SV). La freccia piccola la Grotta Ingrid (Ingriv). L'asterisco indica la Sorgente Martinetto.

AREA S. BERNARDINO-ORCO (SV-32)

Il settore tra i torrenti Sciusa (Est) e Aquila (Ovest), superficie 740 ha, è costituito dal grande altopiano di S. Bernardino nei calcari bioclastici della Pietra di Finale: la superficie tabulare (con depressioni carsiche svasate), ad assorbimento diffuso, è priva di qualsiasi circolazione idrica superficiale. La circolazione sotterranea è principalmente (lato W e N) indirizzata alla Sorgente Martinetto, la più importante del Finalese,

Sorgente Martinetto. Sgorge (quota 60 m ca.) in riva destra (idr.) del Torrente Sciusa. Il bacino di assorbimento arriva agli estremi settentrionali dell'altopiano: un limite dovrebbe essere rappresentato dall'inghiottitoio presso Orco, che, dagli Scisti di Gorra, al contatto viene drenato dai calcari bioclastici.

Lunghi cicli di monitoraggi ribadiscono lo spiccato carattere bicarbonato-calcico (conducibilità sp. media 378 mS/cm): acque semidure (TH medio 18,75 °fr.) con dominanza tra i cationi del calcio (media 70 mg/l), con bassissimi tassi di magnesio (valore medio 4,2 mg/l) sottolineando l'alimentazione, quasi esclusiva, dai calcari bioclastici miocenici. Da segnalare tassi di sodio (valore medio superiore ai 10 mg/l), simile ai cloruri, che, unitamente ai solfati (tra 4 e 14 ppm), sembra indicare modeste contaminazioni da cloruro di sodio ed, in genere, da evaporiti.

Il diagramma semilogaritmico di Schoeller, nell'arco di misure ventennali, stagionali, evidenzia la sostanziale stabilità degli elementi maggiori.

Un confronto con la Sorgente Acquaviva (cfr. diagramma di Schoeller) sottolinea (oltre al differente tasso di solfati) la netta differenziazione delle concentrazioni di magnesio: infatti il rapporto Mg/Ca è 0,2 all'Acquaviva e solo 0,06 al Martinetto, confermando come l'alimentazione della sorg. Martinetto è essenzialmente legata ai calcari miocenici, mentre netta è l'impronta delle sequenze dolomitiche-calcaree triassiche all'Acquaviva.



Fig. 9 – Sorgente Acquaviva (foto D. Gobis).



Fig. 10 – Altopiano di S. Bernardino (foto G. Calandri).

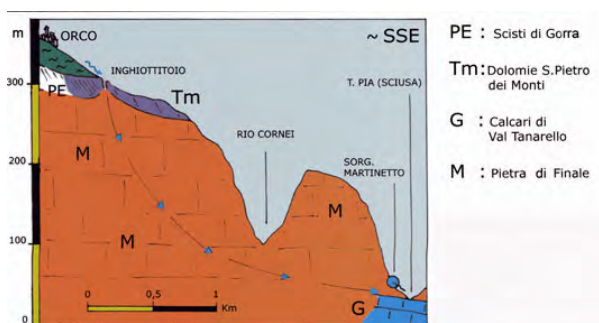


Fig. 11 - Sezione idrogeologica schematica del sistema inghiottitoio di Orco- Sorgente Martinetto (dis. Calandri, Grippa, Pastor).

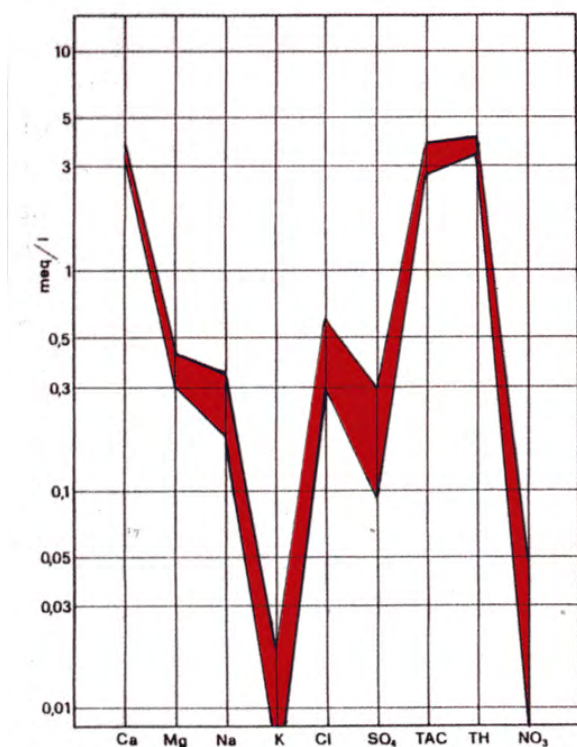


Fig. 12 - Diagramma di Schoeller della Sorgente Martinetto: campo di variazione dei caratteri ionici nell'arco di 16 anni di monitoraggio (dis. Calandri, Pastor).

Sorgente Scogli Rotti. Sgorga in riva sinistra (idr.) del Torrente Aquila. Non ancora precisata l'area di assorbimento che dovrebbe comprendere i settori SW dell'altopiano, cioè la zona del Bric Pianarella sino ai pendii detritici verso il fondovalle. La conducibilità sp. 290 microS/cm è nettamente inferiore a quelle dei principali esutori degli altipiani: confermata dal modesto tasso del catione calcio, 48 ppm (73 all'Acquaviva, 68 al Martinetto), basso il magnesio (4,3 ppm) che sembra sottolineare l'alimentazione dai calcari bioclastici ed anche dai pendii detritici. Relativamente alta la componente solfatica: 29,6 ppm.

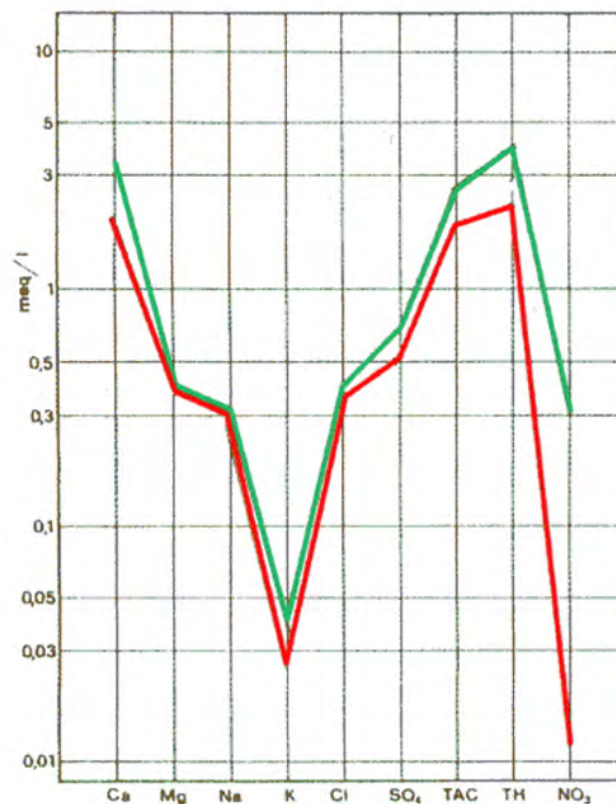


Fig. 13 - Diagramma di Schoeller della sorg. Scogli Rotti (rosso) e della sorgente Martinetto (verde): monitoraggio dell' 8.12.1993 (dis. G. Calandri).

AREA ROCCA DI PERTI-ROCCA CARPANEA (SV-30)

Il settore, superficie 297 ha. è marcatamente carsificato con decine di cavità tra cui spicca il Complesso Pollera-Buio. Mancano grandi sorgenti: modesti esutori verso il Torrente Aquila e, probabilmente, sotto i thalweg.



Fig. 14 - Paleovalle di Pian Marino (foto G. Calandri).

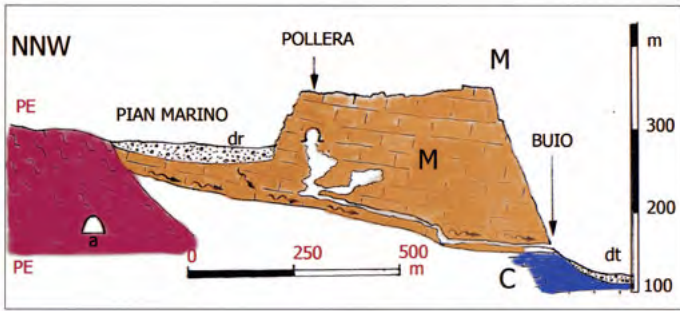


Fig. 15 – Sezione idrogeologica schematica lungo il Complesso Pollera-Buio. PE: Scisti di Gorra: quarzo scisti, scisti quarzo-sericitici, micascisti, ecc. (Permico medio?-Carbonifero sup.). C: substrato carbonatico mesozoico. M: “Pietra di Finale” (Miocene). dt: depositi alluvionali e detritici quaternari. a: galleria autostradale (dis. Calandri, Grippa, Morchio).

Sistema Pollera-Buio. Il Complesso Pollera-Buio (sviluppo 1535 m, il maggiore e più conosciuto del Finalese) è attualmente percorso da un ruscello con modestissimi deflussi, che solo con forti precipitazioni raggiunge portate ragguardevoli (anche sopra i 100 l/s). Il bacino di assorbimento comprende sicuramente l’area, nei calcari bioclastici eocenici, da Montesordo a Rocca Carpanea, con al centro la paleovalle di Pian Marino (inghiottitoi e sprofondamenti), ma è probabile si estenda, a Nord, dove affiorano in superficie gli Scisti di Gorra (Permico- Carbonifero?). I deflussi del sistema erano molto più elevati sino alla perforazione per le gallerie dell’Autostrada dei Fiori (cfr. sez. geologica).

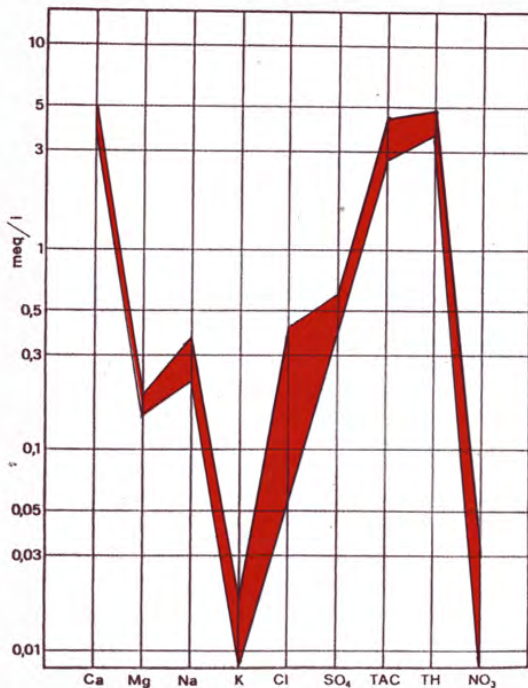


Fig. 16 – Diagramma di Schoeller delle acque del Buio: campo di variazione dei caratteri ionici con deflussi ridotti (dis. Calandri, Gobis).



Fig. 17 – Ingresso dell’Arma Pollera (foto G. Calandri)

Pollera-Buio, complesso freatico-vadoso, con forti modificazioni clastiche, sgorga al contatto con il substrato mesozoico. L’irregolarità delle portate determina una maggiore variabilità dei parametri. Le acque, di norma, sono semidure (tasso idrotimetrico ca. 20 °francesi), con catione calcio predominante (tra 70 e 106 ppm), minimo (2 ppm) il tasso di magnesio (rapporto Mg/Ca 0,035) indicando il controllo sul chimismo della “Pietra di Finale”. Tuttavia analisi in periodo di piena, pur mantenendo la facies bicarbonato-calcica, indicavano acque molto dolci (durezza totale 5,5 °fr.), suggerendo apporti pluviali molto rapidi, attraverso ampie canalizzazioni ipogee (e/o infiltrazioni contigue al Complesso, es. da Pian Marino).

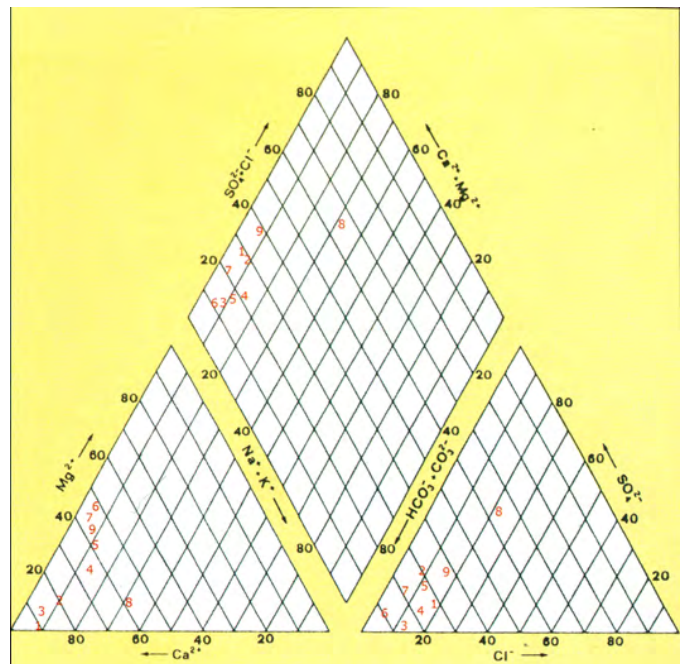


Fig. 18 – Diagramma di Piper (in milliequivalenti percentuali). Numerazioni sorgenti come nella prima cartina (dis. Calandri, Pastor)

In generale il diagramma di Piper evidenzia come tutte le acque (esclusa la sorgente Cremasca, alimentata da rocce non carsificabili, ed, in parte, la sorg. Luminella) presentino facies chimiche molto simili, risultanti da alimentazione carsica semplice. Il diagramma ternario dei cationi permette di distinguere tra le sorgenti (Martinetto, Scogli Rotti, Buio) alimentate quasi esclusivamente dai calcari bioclastici miocenici, da quelle (Acquaviva, Verzi, S. Giacomo Ovest, Fortunella, Luminella) con prioritari apporti da rocce dolomitico-calcaree (Dolomie di S. Pietro dei Monti).



Fig. 19 – “Gours” nel Buio Nuovo (foto G. Calandri).

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- BONI P., MOSNA S., VANOSSI M., 1968 - *La “Pietra di Finale” (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Pavia 18: 102-150.
- CALANDRI G., 2003 - *Caratteri chimico-fisici della sorgente Acquaviva (Finale Ligure, Prov. Savona). Nota preliminare*. Boll. G. S. Imperiese CAI, 33 (55): 3-9.
- CALANDRI G., 2006 - *La sorgente Martinetto (Finale Ligure, SV): caratteri chimico-fisici*. Boll. G. S. Imperiese CAI, 36 (58): 3-7.
- CALANDRI G., 2011 - *Le acque carsiche del Finalese e della Val Maremola: caratteri idrogeologici e chimico-fisici (Provincia di Savona)*. G. S. Imperiese CAI-Regione Liguria: 1-128.
- MAIFREDI P., CACHIA M., DE MARINIS R., PASTORINO M. V., 1974 - *Contributi allo studio dei rapporti tra carsismo ed idrogeologia nel Finalese: “La Valle del Rio dei Ponci” (Finale Ligure, SV)*. Atti XI Congr. Naz. Speleol., Genova 1972, 2: 251-280.
- MAIFREDI P., FRAGOMENO F., 1978 - *Effetti dello scavo di una galleria ferroviaria sulla circolazione idrica sotterranea dell’altopiano carsico della Manie (Finale Ligure)*. Atti XII Congr. Naz. Speleol., S. Pellegrino Terme 1974, Rass. Speleol. Ital., Mem. 12. 331-334.

Le aree carsiche di particolare interesse idrogeologico della Liguria

FRANCESCO FACCINI(*), LUIGI PERASSO(**)

RIASSUNTO

La Legge Regionale n. 14/1990 ha contribuito in modo sostanziale alla conoscenza, alla valorizzazione e alla protezione del patrimonio carsico permettendo l'individuazione delle principali aree liguri e regolamentando la pianificazione e la gestione di questo delicato ecosistema.

Con la Legge Regionale n. 39/2009 in tema di geodiversità, è data importanza alla tutela degli acquiferi carsici: a tal fine è stato necessario ridefinire le 39 aree perimetrate originariamente con la Legge n. 14/1990, poiché le stesse costituiranno un livello del Piano di Tutela delle acque.

Il presente lavoro, oltre a illustrare sinteticamente i risultati ottenuti negli oltre vent'anni trascorsi dall'emanazione della normativa regionale in tema di speleologia, illustra i primi risultati ottenuti con la ridefinizione delle aree carsiche attuali.

Partendo dal catasto delle cavità naturali, con la successiva introduzione dei livelli informativi relativi alle formazioni carbonatiche s.l. derivati dalla banca-dati regionale, è stata ottenuta una nuova suddivisione in 18 complessi idrogeologici di interesse speleologico, di cui 5 in terreni non propriamente carbonatici (aree paracarsiche).

Per ciascun complesso idrogeologico, suddiviso su base geografica in aree minori, è stata successivamente definita, sulla base di elementi idrogeologici, una zonazione della vulnerabilità dell'area di ricarica dell'acquifero, distinguendo l'area di infiltrazione diffusa, di infiltrazione concentrata e le risorgive.

KEY WORDS: *Idrogeologia carsica, Risorsa idrica, Liguria.*

1. INTRODUZIONE

L'importanza delle grotte e delle zone carsiche è riconosciuta. Oltre alla necessità di conservare il peculiare paesaggio, in un'area carsica sono presenti significative componenti che rivestono valore economico, culturale e scientifico (IUCN World Commission for Protected Areas, 1997). Agricoltura e silvicoltura, gestione della risorsa idrica, attività estrattive nei calcari, nelle dolomie e nei gessi, turismo, sono in genere le più importanti forme di attività economica nelle aree carsiche (Brandolini & alii, 2008).

Un'ampia varietà di valori scientifici coesistono in questo ambiente: solo in termini di Scienze della Terra ci sono interessi di natura paleontologica, stratigrafica, tettonica, geomorfologica, climatica e idrogeologica. Inoltre, molte zone carsiche sono importanti per ragioni naturalistiche, biologiche, archeologiche, paleontologiche, religiose, estetiche, ricreative e didattiche.

Un'ampia varietà di valori scientifici coesistono in questo ambiente: solo in termini di Scienze della Terra ci sono interessi di natura paleontologica, stratigrafica, tettonica, geomorfologica, climatica e idrogeologica. Inoltre, molte zone carsiche sono importanti per ragioni naturalistiche, biologiche, archeologiche, paleontologiche, religiose, estetiche, ricreative e didattiche.

Un ecosistema carsico si presenta vulnerabile, probabilmente più di qualunque altro ambiente terrestre. Si ritiene fondamentale il suo riconoscimento, quale sistema da salvaguardare e proteggere, ma non solo per le sue caratteristiche naturali di valore scientifico o paesaggistico: in molti casi la protezione comporta implicazioni ambientali, che a loro volta possono determinare rilevanti impatti economici. Gli ammassi rocciosi carbonatici, infatti, sono generalmente sede di circolazione di acquiferi (Cucchi & alii, 2007). La risorsa idrica sotterranea in ambiente carsico può risultare estremamente vulnerabile all'inquinamento (Vigna, 2001): per questo motivo una corretta gestione dell'ambiente carsico è un elemento essenziale per la gestione delle risorse idriche in esso presenti.

La Liguria, con la Legge Regionale n. 14 del 3 aprile 1990, ha individuato le aree carsiche regionali e la normativa connessa in tema di gestione dell'ecosistema; la legge ha inoltre costituito il catasto regionale delle grotte, la cui gestione e il periodico aggiornamento sono stati affidati alla Delegazione Speleologica Ligure.

Con la nuova Legge Regionale n. 39 del 6 ottobre 2009, la Liguria ha riconosciuto il pubblico interesse per la tutela, gestione, valorizzazione della geodiversità, il valore strategico e il pubblico interesse alla tutela degli acquiferi carsici, la specificità delle aree carsiche e la funzione scientifico-culturale della Delegazione Speleologica Ligure.

A seguito dei progressi ottenuti in campo speleologico, che hanno portato a un incremento del numero di grotte esplorate in Liguria, alla migliore georeferenziazione delle stesse e all'avanzamento del Progetto nazionale di CARTografia Geologica (CARG), sono state aggiornate e ripermite le aree carsiche esistenti (Faccini & alii, 2011; 2012): si tratta di zone, in genere caratterizzate dall'affioramento di rocce carbonatiche, in cui si riscontrano evidenze geomorfologiche di genesi carsica sia superficiali sia sotterranee o che, comunque, presentano un collegamento idrogeologico con fenomeni carsici ipogei.

L'aggiornamento delle aree carsiche ha consentito di ottenere una cartografia di sintesi che costituirà un livello nel Piano di Tutela delle acque, come stabilito dal Testo Unico Ambientale (Decreto Legislativo n. 152 del 3 aprile 2006).

(*) Università degli Studi di Genova, DISTAV, faccini@unige.it

(**) Delegazione Speleologica Ligure, gigi.per@libero.it

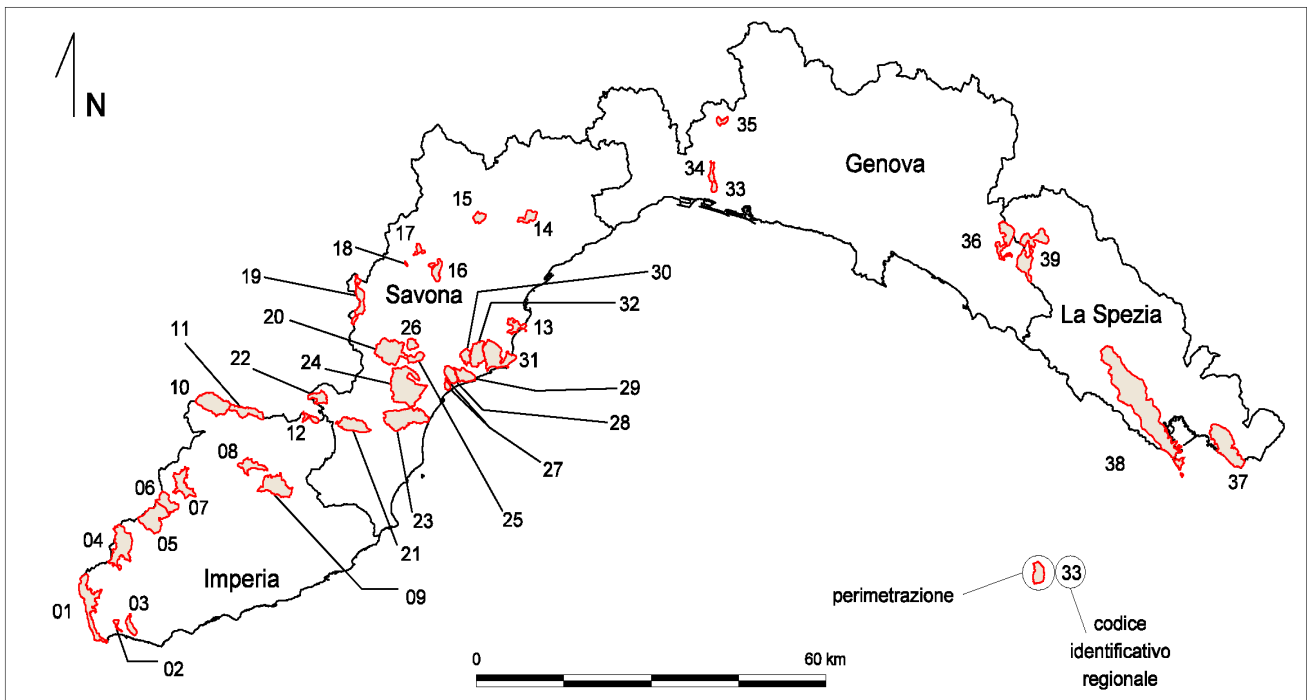


Fig. 1 - Le 39 aree carsiche della Liguria individuate ai sensi della L.R. 14/1990: 1. Monte Grammondo, 2. Magliocca, 3. Roverino, 4. Barbaira, 5. Toraggio, 6. Pietravecchia, 7. Alta Valle Argentina, 8. Prearba, 9. Guardiabella, 10. Piancavallo, 11. Monte dei Cancelli, 12. Pennavaira, 13. Bergeggi, 14. Stella Corona, 15. Adelasia, 16. Pallare, 17. Bric Tana, 18. Valle dei Tre Re, 19. Giovetti, 20. Bardineto, 21. Montenero, 22. Ravinazzo, 23. Monte Acuto/Picaro, 24. Monte Carmo di Loano, 25. Bric Tampa, 26. Magliolo, 27. Rocca delle Fene, 28. Monte Grosso, 29. Borgio/Caprazoppa, 30. Carpanea/Rocca di Perti, 31. Manie/Capo Noli, 32. S.Bernardino/Orco, 33. Monte Gazzo, 34. Alta Val Chiaravagna, 35. Isoverde, 36. Alta Val Graveglia, 37. Montemarcello, 38. Lama della Spezia, 39. Monte Verruga.

Il presente lavoro, oltre a illustrare i risultati ottenuti negli oltre vent'anni trascorsi dalla pubblicazione della normativa regionale in tema di speleologia, fornisce i risultati preliminari sull'aggiornamento e ridefinizione delle aree carsiche liguri.

2. LE AREE CARSICHE DELLA LIGURIA

Le aree carsiche della Liguria sono state definite dalla Legge Regionale n. 14/1990 come quelle zone in cui si osservano morfologie e fenomeni carsici superficiali, o comunque in cui esista un collegamento fisico, idrogeologico e funzionale con fenomeni carsici ipogei. Per grotta si intende una cavità sotterranea naturale con sviluppo superiore a 5 m.

L'individuazione cartografica delle principali aree carsiche liguri è stata definita nei primi anni '90 dai Gruppi speleologici aderenti alla Delegazione Speleologica Ligure; successivamente la perimetrazione è stata approvata dalla Commissione Tecnica Scientifica Regionale per l'Ambiente, integrata da esperti di speleologia e carsismo (Fig. 1). La delimitazione, riportata su carta tecnica regionale alla scala 1:25.000 e approvata con Delibera della Giunta Regionale n. 665 del 23.09.1994, si basa sulle conoscenze speleologiche allora disponibili, più concentrate in alcune aree in funzione della capacità e delle conoscenze dei Gruppi Speleologici.

Sono state perimetrate 39 aree carsiche aventi importanza idrogeologica, ambientale e paesaggistica che presentano complessivamente una superficie di circa 350 km², pari a poco più del 6% del territorio regionale.

Le aree carsiche si estendono con superficie simile nelle province della Spezia, Savona, Imperia (tra 100 e 130 km²) e in misura inferiore in quella di Genova (13 km²); in termini di bacini idrografici prevalgono le aree nella Val di Vara, nella Liguria orientale (quasi 100 km²), del T. Centa e del T. Bormida nel savonese (circa 50 km²).

Con l'individuazione e la perimetrazione delle aree carsiche è stato possibile conseguire alcuni importanti obiettivi: a) tutelare le zone aventi particolare rilevanza idrogeologica e geomorfologica, garantendo la stabilità degli ecosistemi attraverso norme specifiche, con particolare riguardo alle previsioni urbanistiche e alla localizzazione di cave e discariche; b) realizzare un catasto regionale delle grotte e delle aree carsiche attraverso l'attività dei gruppi speleologici, c) programmare interventi e attività di fruizione delle grotte e delle aree carsiche, di studio geologico, idrogeologico, chimico-fisico, biologico e paleontologico dei sistemi ipogei e di esplorazione speleologica.

Le aree sono state riportate sulle tavole dell'assetto insediativo del Piano Territoriale di Coordinamento Paesistico della Regione Liguria.

Attraverso l'elaborazione dei dati contenuti nelle schede relative alle aree carsiche e tenendo presenti i limiti delle indagini legati alla non omogenea conoscenza del territorio regionale da parte dei gruppi speleologici, si riassume complessivamente che (AA.VV., 2006):

- le aree carsiche presentano una superficie media di 8-10 km², fatta eccezione per la Lama della Spezia, che

mostra superficie superiore a 60 km²;

- il numero medio di grotte per area carsica è di circa 35, anche se sono presenti zone con oltre 100 cavità (Pietravecchia, Bardineto, Monte Carmo di Loano e Lama della Spezia);

- lo sviluppo medio complessivo delle cavità per ciascuna area è di circa 1,5 km, anche se le aree di Pietravecchia, Bardineto e Monte Carmo mostrano sviluppi ipogei complessivi superiori a 5 km; adottando il rapporto tra sviluppo medio delle cavità e numero delle stesse per area, si ottiene una lunghezza media per cavità che risulta pari a circa 60 m, con un massimo per il Bric Tampa che presenta uno sviluppo medio per cavità di quasi 0,5 km;

- una stima grossolana del grado di carsificazione può essere ricavata definendo la densità degli ingressi delle cavità in rapporto alla superficie dell'area carsica: si ottiene in questo modo un valore medio di circa 7 cavità/km²;

- le unità geologiche prevalenti sono la Falda Toscana (oltre 80 km²), l'unità Delfinese-Provenziale (quasi 60 km²) e l'Unità M. Carmo-Rialto (oltre 50 km²); alcune aree ricadono in formazioni geologiche all'interno delle quali le morfologie carsiche sembrano determinate da fenomeni paracarsici (Argille e Conglomerati Pliocenici delle aree Magliocca e Roverino, Formazione di Molare nella Valle dei Tre Re).

3. L'AGGIORNAMENTO E LA REVISIONE DELLE AREE CARSICHE

Le aree carsiche individuate con la Legge Regionale n° 14/1990 rappresentano l'indispensabile punto di partenza che, a oltre vent'anni dalla loro perimetrazione, ha contribuito a mantenere l'integrità di queste zone nel contesto del peculiare paesaggio ligure.

Sulla base delle conoscenze raggiunte attraverso l'incessante attività dei gruppi speleologici e dei risultati della ricerca scientifica sul carsismo (AA.VV., 2006), si evidenziano alcune delle considerazioni che hanno spinto alla revisione

della normativa regionale: 1) i limiti geografici delle aree carsiche attuali; 2) la natura e le caratteristiche idrogeologiche delle aree carsiche; 3) la presenza di grotte esterne alla perimetrazione esistente; 4) la nuova normativa regionale, specificamente rivolta agli acquiferi carsici.

In merito al primo punto si evidenzia che le zone attuali sembrano definite su un criterio prevalentemente geografico, non mostrando uniformità a scala regionale. A titolo d'esempio si riporta la separazione delle aree GE33 (M. Gazzo) e GE34 (Alta Val Chiaravagna), contigue e nell'ambito della stessa Unità Tettonica M. Gazzo-Isoverde, per complessivi soli 3,5 km²; l'area SP38 (Lama della Spezia), all'opposto, mostra un'estensione di oltre 60 km² nell'Unità Tettonica della Falda Toscana, comprendendo un'area orientata NO-SE estesa da Cassana all'Isola Palmaria.

Il secondo aspetto riguarda i tipi litologici delle aree carsiche: la sovrapposizione tra le 39 zone perimetrate e le Unità Tettoniche della Liguria evidenzia, ad esempio, che le aree IM2 (Magliocca) e IM3 (Roverino) insistono su successioni marine neogeniche (conglomerati di Monte Villa, argille di Ortovero), mentre l'area SV18 (Valle dei Tre Re) ricade in depositi tardo e post-orogenici del Bacino Terziario Piemontese (Formazione di Molare). Le prime due aree sono caratterizzate da fenomeni paracarsici (Parise & alii, 2010) mentre, nel caso dell'area SV18, si è in presenza di fenomeni carsici *sensu stricto* che si sviluppano in litotipi carbonatici sepolti sotto pochi metri di conglomerati, nei quali si sono sviluppate morfologie epigee (doline) connesse all'evoluzione delle strutture carsiche ipogee.

La terza considerazione riguarda le cavità censite nel catasto speleologico che non ricadono in nessuna area a oggi definita: è il caso, ad esempio, delle grotte nei conglomerati del Promontorio di Portofino e dell'alta Valle Scrivia, nei calcari a Calpionelle della Val Frascaiese, nei calcari marnosi dell'anfiteatro storico di Genova e della fascia costiera tra Genova e Chiavari. Queste ultime mostrano caratteristiche analoghe a quelle di Prearba (IM8) e Guardiabella (IM9) ubicate nell'Unità S.Remo-M.Saccarello.

L'ultimo aspetto riguarda la disciplina prevista nelle aree carsiche in funzione della nuova normativa regionale connessa alla tutela degli acquiferi: la L.R. 39/2009 richiede infatti, con

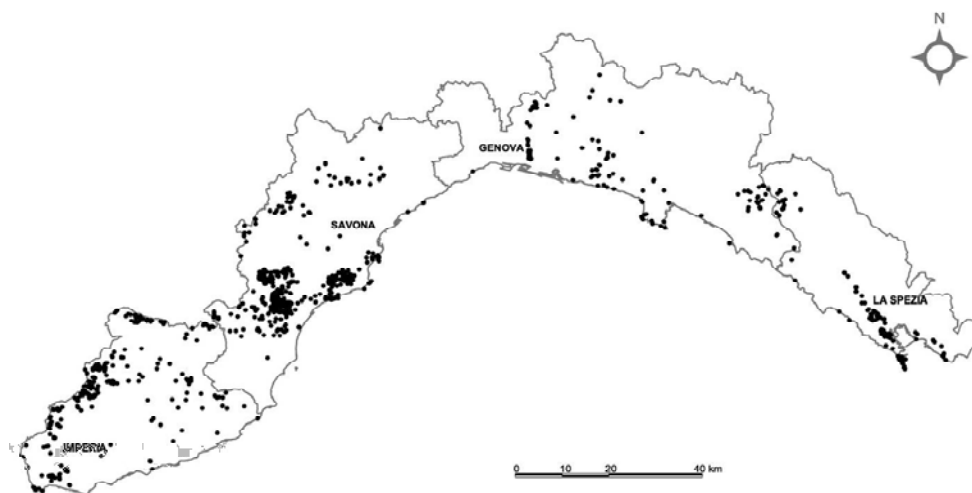


Fig. 2 - Le grotte censite in Liguria (da Catasto Speleologico Ligure)

tipico approccio applicativo-pianificatorio, una perimetrazione delle zone di ricarica – suddivise ad infiltrazione diffusa o concentrata - e aree sorgive.

La stessa normativa specifica che “a infiltrazione diffusa” si intende una porzione di territorio caratterizzata dall’affioramento di rocce carsificabili, interessate da depositi detritici, su cui si sia sviluppata una copertura vegetale, mentre “a infiltrazione concentrata” si intende un’area caratterizzata dalla presenza di rocce carsificabili denudate, o dalla presenza di morfologie carsiche superficiali che condizionano le modalità di infiltrazione delle acque nel sottosuolo. Per “area sorgiva” si intende un’area interessata dalla presenza di sorgenti carsiche, temporanee o perenni.

3.1. METODOLOGIA ADOTTATA

Sulla base di questi punti è stata adottata la metodologia di lavoro per l’aggiornamento e la ridefinizione delle aree carsiche liguri; le attività di elaborazione dati sono state condotte attraverso una piattaforma GIS adottando la base cartografica regionale in scala 1:5.000; la cartografia di uscita è stata riportata, per ragioni pratiche, in scala 1:25.000.

Il primo passo è consistito nell’acquisizione del layer informatico relativo al catasto delle cavità censite, mentre il secondo riguarda i livelli informativi corrispondenti alle rocce carbonatiche *lato sensu* (calcari, dolomie, gessi, ecc.) in cui si riscontrino evidenze idro-geomorfologiche di genesi carsica, sia superficiali sia sotterranee e derivati dalla banca-dati

regionale relativa alla cartografia geologica.

La sovrapposizione di queste due informazioni ha fornito una prima base per la nuova perimetrazione delle aree carsiche, articolate in due livelli gerarchici: 1) complesso idrogeologico di interesse speleologico, corrispondente alle Unità Tettoniche liguri (Giammarino & alii, 2002); 2) aree carsiche interne alle precedenti determinate su base geografica.

Le aree caratterizzate da cavità con uno sviluppo superiore a 5 m o di particolare interesse storico-culturale modellate in litologie non propriamente carbonatiche, come nei conglomerati, nelle marne argillose e nei flysch calcareo-marnosi (la cui presenza è spesso un significativo indizio legato a deformazioni gravitative profonde di versante) sono state classificate come aree paracarsiche.

La Legge Regionale n. 39/2009, come accennato, richiede l’individuazione dell’area di ricarica di un acquifero carsico, intesa come la superficie che raccoglie le acque di precipitazione e ruscellamento, anche provenienti da territori limitrofi non carsici.

La perimetrazione richiesta e la sua articolazione in aree di ricarica (infiltrazione diffusa e concentrata) e aree sorgive è stata definita tenendo conto delle esigenze pianificatorie richieste dalla nuova normativa regionale, in funzione delle conoscenze di geomorfologia e idrogeologia carsica nel territorio ligure. A tal fine sono stati eseguiti rilevamenti idrogeologici e geomorfologici in sito e indiretti attraverso fotointerpretazione, sempre in collaborazione con i Gruppi Speleologici liguri.

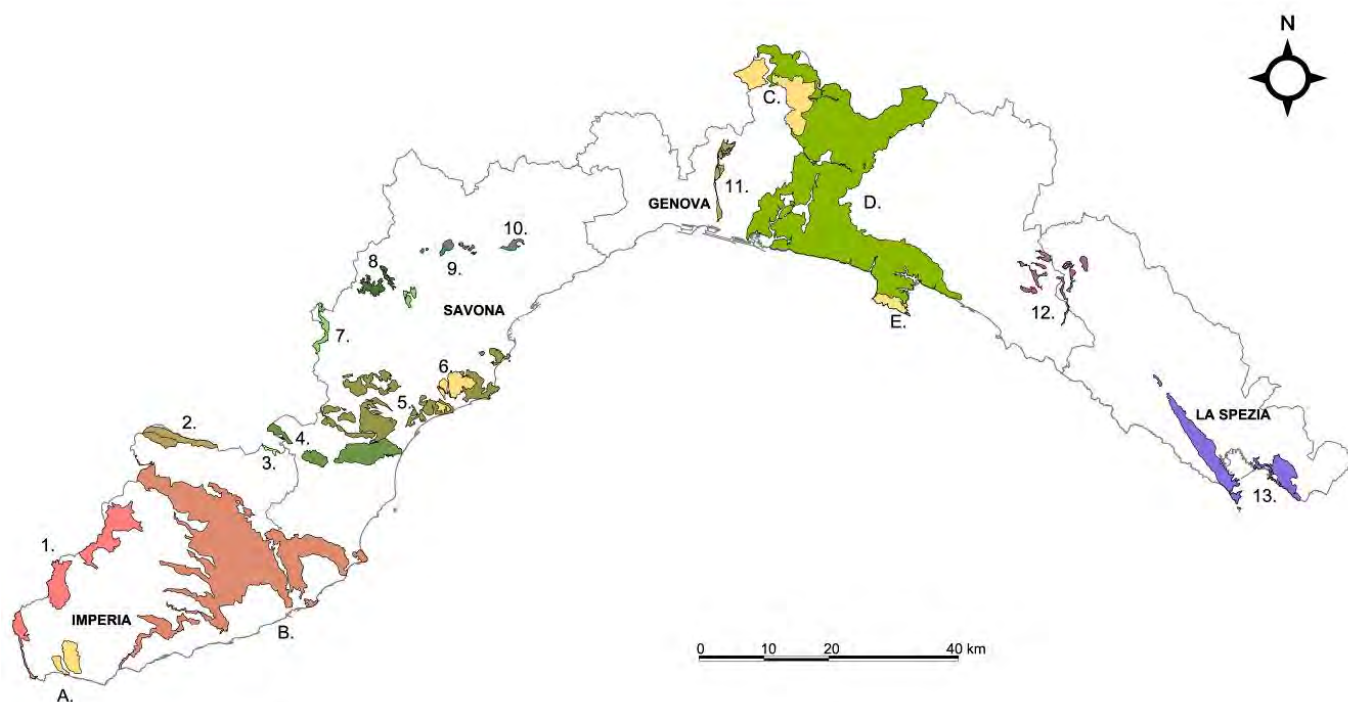


Fig. 3 - I complessi idrogeologici d’interesse speleologico della Liguria: 1. Delfinese-Provenzale, 2. Ormea, 3. Caprauna-Armetta, 4. Arnasco-Castelbianco, 5. M. Carmo-Rialto, 6. Calcare di Finale Ligure, 7. M. Sotta, 8. Villanova, 9. Cravasco-Voltaggio-Montenotte, 10. Scaglie di Trias-Lias associate al Gruppo di Voltri, 11. M. Gazzo-Isoverde, 12. Bracco-Val Graveglia, 13. Falda Toscana. Sono riportati, inoltre, i complessi idrogeologici d’interesse speleologico in rocce non propriamente carbonatiche: A. Successioni marine neogeniche (Argille di Ortovero), B. Flysch di Sanremo, C. Depositi tardo e post-orogeni (Formazioni di Molare e Savignone), D. Flysch del Monte Antola, E. Depositi tardo e post-orogeni (Conglomerati di Portofino).

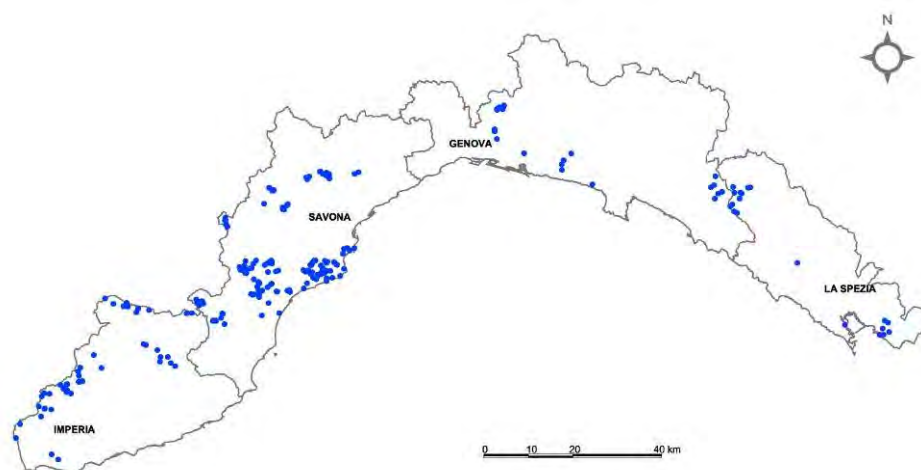


Fig. 4 - Le sorgenti carbonato-carsiche della Liguria

La raccolta dei dati e delle informazioni sugli elementi carsici di interesse idrogeologico è stata organizzata adottando la legenda proposta con la guida al rilevamento della carta idrogeologica d'Italia (Servizio Geologico Nazionale, 1995; Boni & alii, 2008); in particolare la tavola E indica la rappresentazione delle più significative forme carsiche quali doline, inghiottitoi, grotte e le aree carsiche che direttamente o indirettamente possono favorire una maggiore infiltrazione delle acque meteoriche.

In dettaglio sono stati distinti i complessi carbonatici *lato sensu* permeabili per fratturazione e per fenomeni carsici, i complessi non propriamente carbonatici permeabili per fratturazione e per fenomeni paracarsici, le sorgenti, la direzione e il verso di scorrimento di reti acquifere (ove identificato), le doline o i limiti di area a deflusso endoreico, gli inghiottitoi con assorbimento perenne (o temporaneo), le grotte con assorbimento perenne (o temporaneo), le grotte con emergenza perenne (o temporanea), le altre grotte, attive e inattive.

Le sorgenti sono state classificate automaticamente come aree sorgive, mentre le aree soggette a infiltrazione concentrata sono state identificate in corrispondenza delle descritte morfologie carsiche di superficie che condizionano le modalità di infiltrazione delle acque nel sottosuolo. Le restanti zone con affioramento di litologie carbonatiche *lato sensu*, comprendenti in generale depositi detritici di qualunque tipologia o con roccia sub-affiorante su vaste aree, sono state classificate a infiltrazione diffusa. L'area complessiva di ricarica dell'acquifero è stata infine completata ed estesa anche alle aree che raccolgono le acque di precipitazione e ruscellamento superficiali provenienti anche da territori limitrofi non carsici.

Questi differenti ambiti sono collegati a regimi normativi modulati in funzione della diversa vulnerabilità, al fine di assicurare idonee forme di tutela delle aree carsiche e dei relativi acquiferi, garantendo in particolare le aree di ricarica della falda e le sue emergenze naturali (art. 12 della Legge Regionale n. 39/2009).

3.2. RISULTATI GENERALI

Dalla preliminare sovrapposizione tra le formazioni rocciose carsificabili e le oltre 1500 grotte censite a catasto vengono individuati tredici complessi idrogeologici di interesse speleologico, corrispondenti alle seguenti Unità Geologico-tettoniche (Giammarino & alii, 2002): Delfinese-Provenzale, Ormea, Caprauna-Armetta, M. Carmo-Rialto, Scaglie di Trias-Lias associate al Gruppo di Voltri, Cravasco-Voltaggio-Montenotte, M. Sotta, Arnasco-Castelbianco, Villanova, M. Gazzo-Isoverde, Bracco-Val Graveglia, Falda Toscana e Calcere di Finale Ligure. Tali complessi idrogeologici sono stati ulteriormente suddivisi su base geografico-speleologica; ad es., il complesso idrogeologico relativo all'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia è stato suddiviso nelle aree carsiche dell'Alta Val Graveglia, dell'Alta Val di Vara e della Val Frascaiese.

Il quadro risultante è piuttosto articolato, in quanto le aree carsiche sono frammentate a scala regionale e ancora più disarticolati sono gli acquiferi sottesi in questi ammassi rocciosi. La placca carbonatica più estesa, e probabilmente più nota, è quella caratterizzata dalle dolomie e dai calcari dolomitici dell'Unità M. Carmo-Rialto, con oltre 70 km² di estensione e più di 400 cavità naturali censite, per uno sviluppo complessivo di quasi 35 km.

Si evidenzia inoltre che i complessi idrogeologici delle unità Brianzoni (Ormea, M. Carmo e Caprauna-Armetta) mostrano la stessa associazione litologica e pertanto la superficie complessiva di questo importante ammasso carbonatico è di quasi 85 km² e circa 36 km di sviluppo ipogeo conosciuto, per oltre 500 cavità rilevate; analoghe considerazioni valgono per le Unità Piemontesi (Scaglie di Trias-Lias associate al Gruppo di Voltri, Cravasco-Voltaggio-Montenotte, M. Sotta, Arnasco-Castelbianco, Villanova e M. Gazzo-Isoverde) che presentano un'estensione complessiva d'affioramento di quasi 60 km² e oltre 8 km di sviluppo ipogeo rilevato.

Adottando il rapporto tra estensione superficiale dell'ammasso carbonatico e sviluppo sotterraneo rilevato, approssimabile a un grossolano grado di carsificazione, gli ammassi carbonatici afferenti alle Unità Brianzonesi mostrano i valori più alti (0,43 km di grotta per km² di estensione), seguiti da quelli della Pietra di Finale (0,31) e dell'Unità Bracco-Val Graveglia (0,20).

Quasi 150 cavità naturali ricadono in ammassi rocciosi non propriamente carbonatici: sono stati quindi perimetrati alcuni ulteriori complessi idrogeologici di interesse speleologico corrispondenti alle Unità Geologico-tettoniche delle Successioni marine neogeniche (Conglomerati di M. Villa e Argille di Ortovero), dell'Unità San Remo-M. Saccarello (Gruppo Speleologico Imperiese CAI, 2005), dei depositi tardo e post-orogeni del Bacino Terziario Piemontese e dell'Unità dell'Antola.

In questi ulteriori complessi il grado di carsificazione appare decisamente inferiore e pertanto, anche su base litologica, riconducibile a un modellamento paracarsico (come nel caso dei flysch eterogenei, dove si ottiene una media tra 3-5 m di sviluppo ipogeo conosciuto per km²) o prevalentemente tettonico (nei conglomerati oligocenici).

Tutte le unità sottendono acquiferi carsici più o meno significativi: complessivamente sono state censite oltre 250 sorgenti in ammassi tipicamente carbonatici, di cui quasi 50 percorribili, una sessantina di inghiottitoi di cui oltre 30 in parte percorribili, quasi 150 grotte attive di cui oltre 30 sorgenti e quasi 50 inghiottitoi, una settantina di macroforme superficiali come doline, polje o depressioni tettonico-carsiche, oltre 50 direzioni di deflusso sotterraneo accertato.

3.3. CENNI SUI COMPLESSI IDROGEOLOGICO-CARSICI LIGURI

Lungo il confine italo-francese, in corrispondenza del complesso carbonatico dell'unità Delfinese, si segnalano sorgenti in alta Val Nervia, nell'areale del M. Toraggio; le principali direzioni di deflusso sotterraneo sono state suddivise in tre complessi acquiferi distinti. A questo complesso idrogeologico è riconducibile anche la sorgente sottomarina di fronte a Capo Mortola, nota come Polla Rovereto (Calvino & Stefanon, 1963).

Il complesso carbonatico nel sottobacino ligure dell'alta Val Tanaro, ascrivibile all'Unità Tettonica Ormea, mostra la sua parte più interessante nei pressi di Pian Cavallo (settore O) e di Rocca Ferraira-Madonna dei Cancelli (settore E); nel primo caso si tratta della nota Gola delle Fascette e della risorgenza carsica del T. Negrone dal Garbo della Foce: l'erosione del corso d'acqua ha intercettato nel Garbo del Butaù un percorso ipogeo che oggi devia le acque del torrente Ciairiello alcune centinaia di metri a monte della risorgenza, mescolandole alle acque provenienti dal collettore ipogeo principale del complesso del Marguareis nella grotta del Lupo inferiore. Nell'areale del Monte dei Cancelli le coperture scistoso-calcaree determinano prevalenti drenaggi superficiali e conseguentemente poche sorgenti, di portata contenuta: si segnalano comunque le sorgenti negli ammassi carbonatici

presso Madonna dei Cancelli e presso Arma Rocca Rossa (Gruppo Speleologico Imperiese, 2011).

Nell'ammasso carbonatico dell'unità Arnasco-Castelbianco

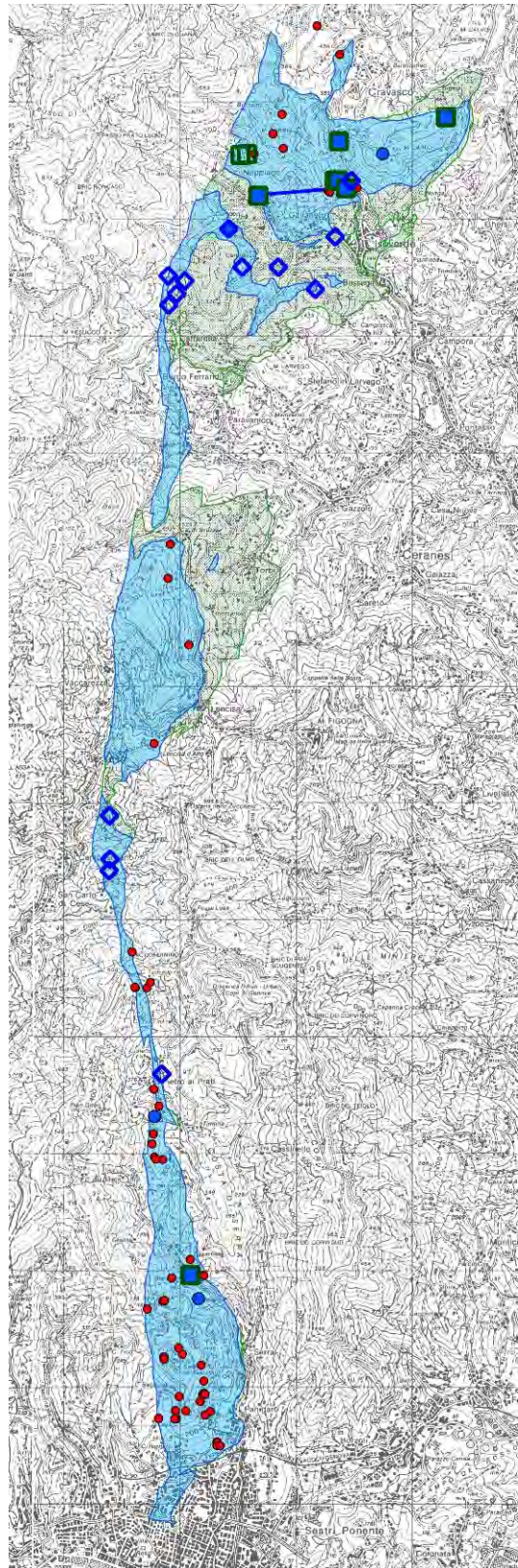


Fig. 5 - Carta degli elementi idrogeologici del complesso d'interesse speleologico Unità tettonica M. Gazzo-Isoverde.

Legenda della carta degli elementi idrogeologici



si segnalano una ventina di sorgenti in corpi idrici ipogei assai frazionati (Gruppo Speleologico Imperiese, 2010) con piccoli bacini di assorbimento, spesso corrispondenti ai pendii sovrastanti l'esutore. Si segnalano alcune significative sorgenti in Val Neva, in corrispondenza della confluenza del Rio Pennavaira, come la Fontana Calda, la Sorgente dell'Acquedotto di Zuccarello, la Sorgente Armando, la sorgente Fontanelle e la Fontana di Boxi.

Il complesso idrogeologico d'interesse speleologico dell'Unità Monte Sotta è situato in Val Bormida, al confine con il Piemonte, ed è caratterizzato da due affioramenti carbonatici: a O l'area carsica dei Giovetti, estesa anche nel sottobacino piemontese della Val Tanaro, e ad E l'area carsica di Pallare. Le acque assorbite dalle Dolomie di San Pietro dei Monti scorrono in funzione della geometria del basamento impermeabile sottostante: nel caso dei Giovetti lo scorrimento sotterraneo avviene verso la Val Tanaro e probabilmente riemergono a Bagnasco, dove si osservano una serie di sorgenti in subalveo; la zona di assorbimento è costituita soprattutto da alcune depressioni doliniformi in Piemonte, nella fascia adiacente la Liguria, anche se in generale in questa Unità le macroforme carsiche sono poco presenti. Nell'area di Pallare si segnalano gli assorbimenti nelle depressioni a O di Bric Rudina e la probabile connessione con alcune significative sorgenti presso Case Mattiotti. Altre sorgenti in roccia carbonatica sono censite nella zona di Biestro, captate dall'acquedotto locale (Gruppo Speleologico Savonese, 2004).

Nell'ammasso carbonatico delle Scaglie di Trias-Lias associate al Gruppo di Voltri, affiorante nella zona di Stella-Corona, si evidenzia la Sorgente Fonte del Crivezzo, captata dagli acquedotti locali; si tratta di una risorgente con una portata media di 40 l/s il cui percorso sotterraneo prende origine nell'area di assorbimento del Piano Nefosse, una pseudo dolina assimilabile a una trincea di deformazione gravitativa profonda, impostata su una lineazione E-O che

mette in contatto gli affioramenti calcarei a S e quelli ofiolitici a N. Lo scorrimento sotterraneo delle acque si dirige verso la sottostante Grotta del Picco, per riemergere successivamente presso la sorgente del Crivezzo, costituita da un collettore principale e da una serie di scaturigini a circa 400 m di quota.

Gli ammassi carbonatici dell'Unità Cravasco-Voltaggio-Montenotte, presenti nella zone collinari a E di Cairo Montenotte, sottendono frammentati ma significativi acquiferi, come testimoniato da una quindicina di sorgenti carsiche sparse; si possono descrivere almeno quattro lenti carbonatiche tra la Rocca dell'Adelasia a E e il Monte Goso a O. Nella zona NO della Riserva dell'Adelasia si rilevano 4 sorgenti carsiche di cui una, la Sorgente del Manuale, è captata dall'acquedotto di Ferrania. La parte più interessante del massiccio di Montenotte è quella centrale, lungo il versante delle Cà Rifatte, caratterizzata dalla Sorgente dell'Acqua che Bolle: la sorgente è captata da un bottino di presa che convoglia le acque provenienti dalla Grotta degli Olmi e probabilmente anche dagli assorbimenti lungo l'alveo del Rio Tasso, il corso d'acqua limitrofo. L'area d'infiltrazione è rappresentata da una vasta depressione doliniforme ascrivibile a una trincea di deformazione gravitativa profonda, orientata N-S, che mette a contatto gli ammassi carbonatici a O da quelli ofiolitici a E. Altre sorgenti minori denominate dell'Amore, del Cianetto e dei Berruti, sono ubicate nel settore SE della zona.

Il complesso idrogeologico dell'unità Villanova presenta un assetto geologico singolare, che caratterizza l'area carsica del Bric Tana, presso Millesimo: il substrato è ascrivibile alla Formazione di Molare, nella quale si osservano depressioni doliniformi, anche di dimensioni significative. In superficie affiorano arenarie, solo in parte calcaree, mentre in profondità si rinvengono dapprima calciruditi e quindi una potente bancata di calcari di scogliera. La soglia di permeabilità è determinata dalle sottostanti ofioliti, che presentano una permeabilità relativa molto più bassa.

Le forme di superficie sono pertanto ascrivibili a subsidenza indotta e il drenaggio sotterraneo avviene lungo lineazioni tettoniche preferenziali (Gruppo Speleologico Savonese, 2004): vi sono numerose sorgenti correlate a questo schema di circolazione idriche ipogea, ubicate tra il rio San Sebastiano a N e il rio Molino a S. Un cenno particolare merita l'area paracarsica della Valle dei Tre Re, sempre modellata nella Formazione di Molare, appartenente all'Unità Villanova. Quest'area rappresenta un esempio di valle cieca: il torrente che scende dal Bric dell'Arma ha inciso le sovrastanti arenarie fino al contatto con i conglomerati a cemento calcareo: l'acqua penetrava nella Tana dell'Arma e quindi assorbita dai detriti e massi del fondo. La risorgente era rappresentata dalla Grotta Santuario della Madonna del Deserto, con un traforo idrogeologico sotto la dorsale Bric dell'Arma- Bric Castellaccio. Oggi la risorsa idrica è utilizzata dall'acquedotto comunale di Millesimo: l'area di alimentazione si estende sicuramente oltre il bacino idrografico del Tre Re, il cui corso è stato però deviato dalle opere di presa dell'acquedotto.

L'areale dell'Unità Monte Carmo-Rialto, come accennato, è quello più significativo in termini di estensione dell'ammasso carbonatico e comprende i più importanti complessi ipogei regionali attivi. Si estende lungo il tratto costiero fra Ceriale e

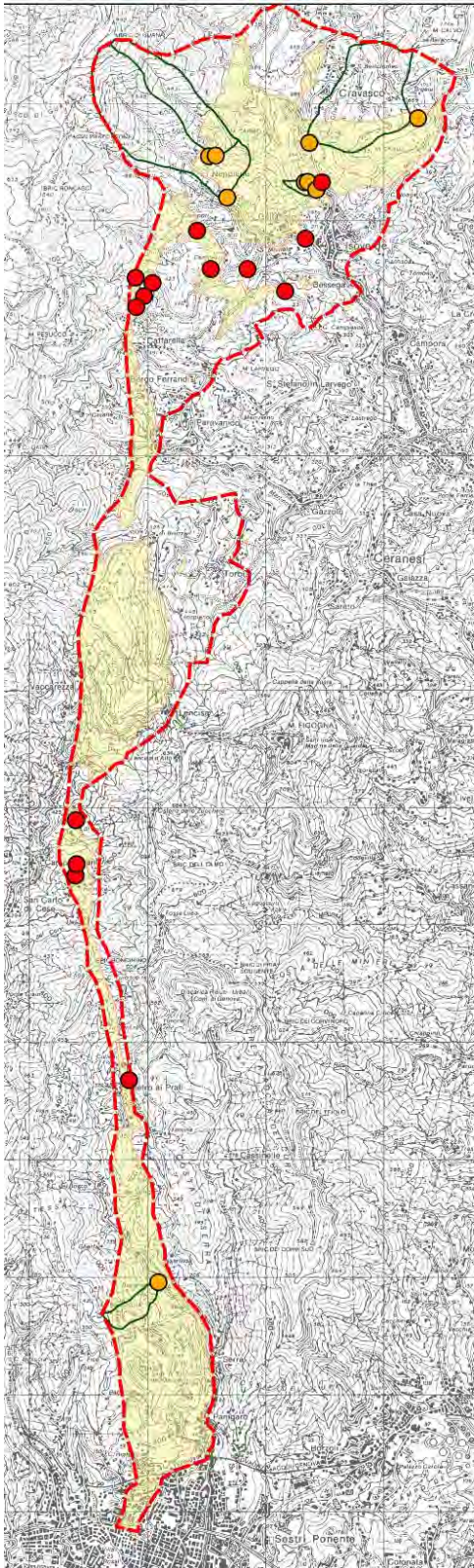


Fig. 6 - Carta della vulnerabilità idrogeologica del complesso d'interesse speleologico Unità tettonica M. Gazzo-Isoverde.

Bergeggi e tra Bardineto e la Colla di Magnone nell'entroterra; nel tratto tra M. Grosso e Capo Noli le Dolomie di San Pietro dei Monti rappresentano in maniera discontinua la base di appoggio della Pietra di Finale e quindi i due complessi idrogeologici si trovano geometricamente sovrapposti ma con un differente grado di permeabilità relativa.

La parte più ricca di cavità naturali e di acquiferi ipogei è quella compresa tra Toirano e il Melogno, che comprende le aree carsiche del M. Carmo, di Bardineto, del Bric Tampa e di Magliolo.

Legenda della carta della vulnerabilità idrogeologica

aree soggette ad infiltrazione diffusa

aree soggette ad infiltrazione concentrata

aree sorgive

area scolante sottesa ad un punto/zona ad infiltrazione concentrata

perimetrazione aree di ricarica degli acquiferi carsici si; senza campitura sono riportate anche le aree afferenti/tributarie per motivi geologici, geomorfologici, idrogeologici

Si contano complessivamente circa 40 sorgenti e almeno 15 grotte attive, tra le quali si segnalano:

- il Complesso degli Scogli Neri e del Garbo delle Conche nell'area del Bric Tampa, le cui acque (oggetto di studi in corso volti a confermare una serie di interessanti ipotesi formulate già negli anni '70 da speleologi belgi e imperiesi) vanno probabilmente entrambe ad alimentare, seguendo percorsi differenti, la sorgente del Ruè sul fianco sinistro del T. Maremola, attualmente captata dall'acquedotto comunale di Magliolo;
- nell'area di Bardineto sono stati accertati mediante ripetute colorazioni alcuni importanti deflussi sotterranei (Gruppo Speleologico Savonese, 1993; 2006); il più significativo per la notevole lunghezza del traforo idrogeologico e dell'ampiezza dell'area interessata è quello del sistema Rampiun-Garesca che dalle zone di assorbimento individuate fra le pendici di M. Grosso, Bric Agnellino e Case Catalano, dopo un percorso ipogeo di oltre 4 km, alimenta una serie di risorgenti localizzate lungo la sponda destra della Bormida poco a N di Bardineto (Fontana Garesca); un traforo idrogeologico minore alimenta le stesse risorgenti provenendo dal rio Barozzo, tributario in sponda destra della Bormida poco più a N; sempre nella stessa area, notevole interesse riveste anche il sistema rio Secco-Dotte in cui sempre a seguito di colorazioni superficiali è stato individuato nell'alto corso del rio Secco la zona di assorbimento che alimenta sia le acque circolanti nel Buranco de Dotte sia una serie di risorgenze rilevate a fianco della grotta stessa.

Il monitoraggio idrogeologico delle acque circolanti nella grotta del Garbo delle Conche, intrapreso nel 2011 mediante il posizionamento nel sifone di monte presso il punto di captazione dell'acquedotto di una sonda multiparametrica misuratrice di temperatura, conducibilità elettrica e livello delle acque, ha permesso di determinare un modello di circolazione del tipo a dreni interdipendenti (Faccini & alii, 2013), in cui la zona satura sottostante il complesso ipogeo è determinata dalla caratteristica idrostruttura del Bric Tampa; la portata di magra non scende sotto 100 l/s, mentre i picchi di piena raggiungono valori superiori a 180 l/s. L'andamento della temperatura dell'acqua e della conducibilità elettrica è sostanzialmente analogo a quella della portata, evidenziando un fenomeno di pistonaggio.

Nell'area di Bergeggi merita un accenno il massiccio carsico del M. Mao, oggetto di parziale monitoraggio idrogeologico (Aicardi, 2012) il cui acquifero di alimentazione circolante nelle Dolomie di S. Pietro dei Monti è stato completamente stravolto dalla realizzazione della galleria ferroviaria Genova-Ventimiglia nel tratto tra Punta del Maiolo e Punta Predani.

Il Finalese rappresenta l'unica area in Liguria con caratteristiche geomorfologiche e idrogeologiche assimilabili a quelle di un antico carso tropicale a "cockpit". Si tratta, infatti, di un vasto altopiano, suddiviso in cinque altipiani minori posti a circa 300-400 m s.l.m. (da O ad E altopiano di Verezzi-Caprazoppa, Rocca Carpanea, Rocca di Perti, S. Bernardino, Rocca di Corno-Manie) separati dai torrenti Bottassano, Pora, Aquila, a O e Sciusa e Ponci a E, con tipiche macroforme superficiali e importanti trafori idrogeologici. Tra le più importanti doline e polje nell'area si segnalano quelle dell'altopiano di San Bernardino (Case del Vacchè), delle Manie (Pian della Noce e Pian della Brera) e di Rocca Carpanea (Pian Marino), mentre tra le direzioni di deflusso ipogeo accertato si segnala quello del complesso Inghiottoio di Pian della Noce-Grotta della Sorgente Priamara, del complesso Manie-Acquaviva (Grotta Mala-Grotta dell'Andrassa-Grotta del Contatto- Inghiottoio del rio delle Voze -Risorgenza del Mulino dell'Acquaviva) e del Martinetto. Sono state censite oltre venticinque sorgenti in ammasso carbonatico e una decina di grotte attive: tra queste merita una segnalazione particolare, anche per motivi storici, il sistema Possanga- Pollera-Buio, che trova alimentazione in parte dagli assorbimenti diffusi localizzati sull'altopiano della Valle Erxea e in parte preponderante da assorbimenti localizzati in corrispondenza dell'incisione valliva del rio immediatamente a valle della depressione di Pian Marino, ove si osservano numerose doline, sovente idrovore.

Il complesso idrogeologico di interesse speleologico dell'Unità M.Gazzo-Isoverde è caratterizzato da una sottile striscia orientata N-S che per oltre 10 km unisce Sestri Ponente, nel settore centro-occidentale del Comune di Genova, a Isoverde, in alta Val Polcevera. Come già osservato in altri complessi carsici caratterizzati da ammassi carbonatici che presentano numerosi eventi duttili e fragili, anche in questa Unità idrogeologica i fenomeni superficiali e sotterranei sono spesso legati a deformazioni gravitative profonde di versante,

come nel caso delle aree di Torbi e dell'alta Val Chiaravagna.

L'area è interessata da una quindicina di sorgenti in ammasso carbonatico, concentrate soprattutto nella zona di Isoverde, nei pressi del Monte Carmelo (Cavallo & Fabbri, 2008): i limiti idrogeologici non sono ancora stati chiaramente identificati. All'interno della Grotta di Iso (Li12) scorrono due corsi d'acqua indipendenti che hanno origine, comportamento e portate differenti; sono in corso approfondimenti d'indagine volti all'individuazione delle rispettive zone di assorbimento: vicina e con infiltrazioni superficiali in un caso (probabile collegamento con il fiume sotterraneo circolante nell'Abisso Lidenbrook, alle pendici di Monte Carmelo), lontana e con prolungata permanenza in profondità nel secondo (collegamento ipotizzato alla Voragine del Buran, grotta con assorbimento perenne nei pressi del rio Gallaneto). Il sistema carsico di Isoverde presenta una risorgente conosciuta, quella dei Buggi, situata lungo il Rio di Iso a 220 m s.l.m. che probabilmente raccoglie tutti i contributi idrici sopra descritti, mentre la grotta del Verde costituisce un esempio di traforo idrogeologico in quanto drena le acque del Rio Tinelle verso la valle del Rio Roncasci.

Un caratteristico fenomeno carsico è quello sviluppato nei gessi del sottosuolo di Isoverde: in passato estratti per usi industriali e quindi coltivati in gallerie sotterranee, i gessi oggi sono interessati da fenomeni ipercarsici che ne provocano la corrosione e il crollo, determinando problemi di cedimenti superficiali e subsidenza localizzata.

Il complesso idrogeologico d'interesse speleologico relativo all'Unità Bracco-Val Graveglia è situato nella Liguria orientale, nelle alte Valli Graveglia e Vara, e affiora in modo piuttosto frammentato, in quanto i calcari a Calpionelle, la formazione in cui si concentrano i fenomeni carsici, mostrano numerose fasi deformative, sia duttili sia fragili, tanto da risultare sempre involuppati con i diaspri del M. Alpe e con le argille a Palombini, che determinano soglie di permeabilità; un esempio è rappresentato dallo Scigno del Borsa, dove alla base delle gallerie profonde si osservano intercalazioni di argilliti, mentre all'esterno, a monte dei rami più vicini al Rio Bocco, affiorano i *cherts*.

In alta Val Graveglia sono state censite una decina di sorgenti in ammassi carbonatici, tra le quali si segnalano quelle lungo il Rivo Orti, presso l'abitato di Statale (Faccini & alii, 2007); in quest'area il complesso della Tana di Cà Freghè è stato oggetto di monitoraggio idrogeologico. Altre sorgenti significative si trovano presso Molinello (la più importante nel bacino idrografico del T.Entella), nell'ambito dell'omonimo complesso minerario dismesso, ai Casoni di Lavaggi presso Case Soprane, di Boregu presso Botasi, di Prato d'Oneto e di Monte Chiappozzo e di Tana della Madonna alle pendici del Monte Coppello (Faccini & Perasso, 2009).

Il monitoraggio idrogeologico delle acque circolanti nella Tana di Cà Freghè ha permesso di evidenziare un sistema a dreno dominante (Civita *et al.*, 1991; Vigna, 2007), in cui la cavità esplorata rappresenta il condotto principale; la portata di magra non scende mai sotto 60 l/s, mentre i picchi di piena raggiungono valori superiori a 150 l/s. L'andamento della temperatura dell'acqua e della conducibilità elettrica è

sostanzialmente opposto a quello della portata, evidenziando un fenomeno di sostituzione prevalente.

In alta Val di Vara si riscontra un assetto idrogeologico simile a quello della Val Graveglia, ma le sorgenti presentano in media una portata più elevata, probabilmente per il maggior contributo di precipitazione efficace dovuto a un tasso di evapotraspirazione più contenuto. I complessi carbonatici più significativi sono quelli legati ai complessi delle Grotte Scigno del Borsa, presso Disconesi, del Muin de Strie, presso l'abitato di Campore di Maissana, della Grotta di Monte Verruga, presso Valletti, della Risorgenza sotto il Ponte di Lagorara, presso Maissana, e la Risorgenza delle Sette Fontane, presso Ossegna.

Fatta eccezione per la presunta zona di alimentazione del complesso del Muin de Strie, che rappresenta la probabile risorgenza delle acque assorbite dai numerosi inghiottitoi che si aprono lungo le pendici SO del M. Verruga (Ciane da Vacchea), negli altri casi non sono individuate, come descritto per la limitrofa Val Graveglia, macroforme carsiche superficiali. L'alimentazione dei complessi idrogeologici carsici avviene a seguito dell'assorbimento in alveo, prossimo al reticolo ipogeo, come nel caso del Rio Bocco per l'alimentazione dello Scigno del Borsa, o del Rio Cesinelle, il cui alveo scorre parallelo alla Risorgenza delle Sette Fontane, e nel Rio Lagorara, legato all'omonima risorgenza sotto il Ponte di Lagorara. In altri casi l'alimentazione appare legata a lineazioni tettoniche su cui sembrano impostate deformazioni gravitative di versante, come nel caso del complesso idrogeologico della Grotta del Monte Verruga e delle macroforme dell'alta Val Graveglia, come il Pian di Oneto, il crinale fra i M. Chiappozzo e Coppello, le spianate morfologiche presso gli abitati di Pontori e di Cassagna.

Il complesso idrogeologico relativo all'Unità Toscana rappresenta, dopo gli ammassi carbonatici pertinenti alle Unità Brianzoni del savonese, l'area più estesa con oltre 50 km² e oltre 120 cavità naturali censite.

Il complesso carbonatico affiora in due zone separate dal Golfo della Spezia e sono riconducibili ai fianchi di un struttura plicativa a scala territoriale.

Nel Promontorio di Montemarcello si osservano le depressioni sui M. Branzi, M. Rocchetta e Lizzano dalle quali si ipotizza una direzione di deflusso sotterraneo ancora tutta da confermare con colorazioni tra Cambia e Ameglia; nella Lama di La Spezia si segnalano le importanti depressioni di S. Antonio, Caresana e San Benedetto; di quest'ultimo è in fase di accertamenti il percorso idrogeologico ipotizzato in direzione dell'arsenale militare della Spezia. In quest'ultima area si rileva un'altra importante risorgente sottomarina nei pressi del Promontorio di Portovenere, nota come Polla di Cadimare (Capellini, 1918).

Infine, un accenno alle aree paracarsiche, costituite soprattutto dai due estesi affioramenti dei Flyschs rispettivamente dell'Antola nel genovesato e di San Remo nell'estremo ponente ligure. In entrambi è nota la presenza di acquiferi perenni che, anche se di estensione e portata ridotta, risultano meritori di una considerazione al pari di veri e propri acquiferi carsici classici. L'estensione più modesta di questi serbatoi idrici in ammassi rocciosi caratterizzati da fenomeni

paracarsici sulla base delle attuali conoscenze ha consigliato di limitare le aree ad infiltrazione concentrata e/o diffusa ad una porzione circoscritta di versante ospitante gli ipogei o le risorgenze noti, rinviando ad approfondimenti puntuali successivi eventuali più rigide limitazioni alla fruibilità del territorio.

4. CONCLUSIONI

La perimetrazione delle aree carsiche liguri, a oltre vent'anni dalla loro individuazione, rappresenta non solo uno strumento fondamentale per la tutela di questo delicato ecosistema, ma anche un importante elemento conoscitivo strategico per la salvaguardia del peculiare paesaggio ligure, in ambito costiero, di entroterra e montano.

La legge regionale n. 39/2009, discendendo dal presupposto sia del progresso di conoscenze geologiche e speleologiche degli ultimi venti anni, sia del rinnovamento del quadro normativo in materia ambientale, riguarda la ridefinizione dei perimetri delle aree carsiche con l'obiettivo principale della tutela della risorsa idrica.

Le nuove aree carsiche, oltre ad essere un importante strumento di salvaguardia del territorio che troverà la sua naturale collocazione nell'ambito del Piano di Tutela delle Acque, rappresentano, altresì, un elemento di stimolo per la prosecuzione delle attività dei gruppi speleologici e degli enti pubblici, inclusi gli istituti scientifici di ricerca, con evidenti ricadute di valenza applicativa.

A valle della ridefinizione delle aree carsiche e della messa a sistema delle prime informazioni esistenti relativamente agli aspetti idrogeologici, dovranno, infatti, essere promossi ulteriori indagini ed approfondimenti. Fra le tipologie di ricerche ritenute prioritarie per gli importanti sviluppi del quadro conoscitivo attuale con le nuove aree carsiche si possono annoverare: a) la realizzazione di un atlante geologico, geomorfologico e idrogeologico delle aree carsiche liguri, articolato in schede monografiche per ciascun "complesso idrogeologico di interesse speleologico" individuato e corredato di cartografia tematica in scala 1:10.000, adottando le relative legende del Servizio Geologico Nazionale (1992, 1994, 1995); b) il monitoraggio principali sistemi acquiferi carsici mediante installazione di apposite strumentazioni automatiche, finalizzate all'acquisizione in continuo di fondamentali parametri chimico-fisici, sull'esempio di quanto avviato con il progetto-pilota di inizio degli anni '90 nella grotta di Isoverde (Li 12,) e i più recenti progetti in alta Val Graveglia (Faccini & Perasso, 2009) e in particolare presso la Grotta di Cà Freghe (Li 254) e in Val Maremola nell'area carsica del Bric Tampa, con specifico riferimento al Garbo delle Conche (Faccini & alii, 2013); c) la prosecuzione delle attività inerenti la georeferenziazione delle cavità naturali con strumentazione GPS ad elevata risoluzione, e la verifica delle piante e dei profili esistenti a corredo delle schede di catasto speleologico; d) la definizione quali-quantitativa del grado di vulnerabilità degli acquiferi sulla base dei citati parametri (Vigna, 2007), e quindi l'ulteriore suddivisione in unità carsiche idro-strutturali,

così da caratterizzare con maggiore dettaglio le aree di salvaguardia in funzione della circolazione sotterranea (Galleani & alii, 2011).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- AA.VV., 2006 - *Bibliografia speleologica ligure* (A cura di C. Cavallo, R. Chiesa, R. Dall'Acqua, M. Jesu, E. Massa). Pubblicazione promossa da Regione Liguria, Delegazione Speleologica Ligure. Tipografia C.T.O., Vicenza: 224 pp.
- AICARDI S., 2012 - *Contributo alla comprensione dei meccanismi di rifornimento di acquiferi con sorgenti di quota. Alcuni casi liguri*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XXIII Ciclo: 92 pp.
- BONI C.F., CACCIUNI A., CAPELLI G., CELICO F., CELICO P., MARI G.M., MARTARELLI L., MAZZA R., PAGANELLI D., PARIS F., PETITTA M., RIVELLINO S., ROMA M., SCALISE A., SILVI A., TACCHIA D., TARRAGONI C., VITALE V., 2008 - *Studi sperimentali finalizzati alla cartografia idrogeologica* (a cura di A.R. Scalise, L. Martarelli). Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 81: 174 pp.
- BRANDOLINI P., FACCINI F., RENZI L., ROBBIANO A., TERRANOVA R., VERCELLOTTI D., 2008 - *Geodiversità della Val Graveglia (Appennino ligure). Proposte per la valorizzazione turistica e la realizzazione di un Geoparco*. Bollettino della Società Geografica Italiana, Serie XIII, vol. I (2008): 913-927.
- CALVINO F., STEFANON A., 1963 - *Osservazioni geologiche sulla Polla Rovereto e le altre sorgenti sottomarine della Mortola (Riviera di Ponente)*. Atti dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova, 1 (1): 206-239.
- CAPELLINI G., 1918 - *La Polla di Cadimare nel Golfo di La Spezia*. Memorie della Regia Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, serie XXII: 23-31.
- CAVALLO C., FABBRI B., 2008 - *Cavità carsiche*. In: "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000" foglio 213-230 Genova (a cura di Cappono G., Crispini L.), Selca Firenze: 106-109.
- CIVITA M., MANZONE L., OLIVERO G., VIGNA B., 1991 - *Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici carbonatici del Piemonte meridionale*. Atti del Convegno "Ricerca e Protezione delle Risorse idriche sotterranee delle aree montuose", Brescia, 24-25/10/1991: 53-86.
- CUCCHI F., FORTI P., SAURO U., 2007 - *L'acqua nelle aree carsiche in Italia*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, serie II, vol. XIX, Bologna.
- FACCINI F., BENEDETTINI A., FIRPO M., PERASSO L., POGGI F., 2012 - *Land-management and planning in karst areas: the Ligurian case-study (Italy)*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. 21 (2012): 611-613.
- FACCINI F., BENEDETTINI A., SIVORI L., 2007 - *Pericolosità geomorfologica, ambiente carsico e fruizione turistica: il caso della Tana di Cà Freghé (alta Val Graveglia, Appennino ligure)*. In: "Clima e rischio geomorfologico in aree turistiche" (a cura di M. Piccazzo, P. Brandolini, M. Pelfini), Patron Ed., Bologna: 207-222.
- FACCINI F., PERASSO L., 2009 - *Caratterizzazione geologico-ambientale e monitoraggio idrogeologico di alcune sorgenti carsiche dell'Alta Val Graveglia (Appennino ligure)*. *Engineering, Hydro, Environmental Geology*, 11: 45-61.
- FACCINI F., PERASSO L., POGGI F., VERNASSA A., 2011 - *Le aree carsiche della Liguria: uno strumento per la tutela e la valorizzazione della geodiversità*. *Engineering Hydro Environmental Geology*, 14: 71-82.
- FACCINI F., PERASSO L., RELLINI I., SCOPESI C., SACCHINI A., 2013 - *Valutazione della vulnerabilità intrinseca dell'acquifero carsico nel Bric Tampa (Alpi Liguri): risultati preliminari*. *Geologia dell'Ambiente*, Suppl. 3/2013, Anno XXI, luglio-settembre 2013, Roma.
- GALLEANI L., VIGNA B., BANZATO C., LO RUSSO S., 2011 - *Validation of a vulnerability estimator for spring protection areas: the VESPA index*. *Journal of Hydrology*, 396: 233-245.
- GIAMMARINO S., GIGLIA G., CAPPONI G., CRISPINI L., PIAZZA M., 2002 - *Carta geologica della Liguria*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- GRUPPO SPELEOLOGICO IMPERIESE CAI, 2005 - *Il monte Guardiabella (Prealpi Liguri - IM)*, (a cura di G. Calandri): 50 pp.
- GRUPPO SPELEOLOGICO IMPERIESE CAI, 2010 - *Cavità e carsismo del territorio di Zuccarelloa (Provincia di Savona)*, (a cura di G. Calandri, G. Revetria, D. Gobis): 80 pp.
- GRUPPO SPELEOLOGICO IMPERIESE CAI, 2011 - *Grotte e carsismo del settore Rocca Rossa, Monte dei Cancelli, Bric Cornia (Cosio d'Arroschia, Provincia di Imperia)*, (a cura di G. Calandri): 64 pp.
- GRUPPO SPELEOLOGICO SAVONESE, 1993 - *Grotte e Carsismo dell'alta Val Bormida - La Bormida di Bardineto*, (a cura di R. Massucco): 180 pp.
- GRUPPO SPELEOLOGICO SAVONESE, 2004 - *Grotte e Carsismo dell'alta Val Bormida - La Bormida di Millesimo* (a cura di R. Massucco): 208 pp.
- GRUPPO SPELEOLOGICO SAVONESE, 2006 - *Dall'acqua alle grotte: alla scoperta del carsismo e delle grotte di Bardineto*, (a cura di R. Massucco): 64 pp.
- IUCN WORLD COMMISSION FOR PROTECTED AREAS, 1997 - *Guidelines for cave and karst protection*.
- PARISE M., RIZZI A., SAMMARCO M., TROCINO A., CAMPANELLA G., 2010 - *Fenomeni paracarsici nei dintorni di Gorgoglione (Provincia di Matera, Basilicata)*. Atti del Convegno "Spelaion 07", 7-9 dicembre 2007, Altamura, Centro Altamurano di Ricerche Speleologiche: 211-220.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992 - *Carta geologica d'Italia (1:50.000)*. Guida al rilevamento, Quaderni SGN, s. III, 1: 95 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1994 - *Carta geomorfologica d'Italia (1:50.000)*. Guida al rilevamento a

- cura del Gruppo di Lavoro per la cartografia geomorfologica. Quaderni SGN, s. III, 4: 45 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1995 - *Carta idrogeologica d'Italia* (1:50.000). Guida al rilevamento ed alla rappresentazione, Quaderni SGN, s. III, 5: 37 pp.
- VIGNA B. in collaborazione con CALANDRI G., 2001 - *Gli acquiferi carsici*. Quaderni didattici SSI, n. 12, ERGA editore, Genova.
- VIGNA B., 2007 - *Schematizzazione e funzionamento degli acquiferi in rocce carbonatiche*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, serie Geologica e Geofisica, 19: 21-26.

Meccanismi di trasporto di massa nell’acquifero carsico costiero del Salento (Puglia): modello concettuale

FIDELIBUS M. DOLORES (*), SPECCHIO VITO (**)

RIASSUNTO

La ricostruzione del modello concettuale di acquiferi carsici richiede approcci metodologici specifici a causa della pratica impossibilità di conoscere la struttura degli stessi: approcci particolari sono tanto più richiesti quando per questi acquiferi si debba definire vulnerabilità intrinseca e zone di protezione o valutare il potenziale impatto degli inquinanti sulla qualità delle acque sotterranee. Dal punto di vista della caratterizzazione di tutti gli elementi necessari alla definizione del modello concettuale e quindi della vulnerabilità intrinseca e della vulnerabilità delle acque sotterranee, ma anche per molti altri aspetti idrogeologici, tra gli acquiferi che sono d’interesse della Regione Puglia, quelli carsici costieri, data l’aggiuntiva condizione al contorno che ne condiziona il comportamento idraulico, rappresentano un caso complesso. Allo scopo di esemplificare lo scenario di complessità che si può presentare nello studio di processi fondamentali quali quelli del trasporto di massa in acquiferi carsici costieri, sono illustrati i risultati dell’applicazione di traccianti naturali fisici nell’area del basso Salento. Dati chimici e profili multi-parametrici relativi ad un monitoraggio a frequenza trimestrale condotto presso i pozzi della rete di monitoraggio regionale nel periodo 1995-1996, nonché contenuti in isotopi stabili, sono utilizzati per formulare ipotesi in merito al ruolo svolto dai diversi sotto-sistemi carsici nel trasporto di massa dalla superficie alla falda profonda salentina per validare carte della vulnerabilità intrinseca.

KEY WORDS: *acquiferi carsici costieri, vulnerabilità intrinseca, vulnerabilità delle acque sotterranee, temperatura, traccianti naturali.*

INTRODUZIONE

Le acque sotterranee sono elemento essenziale nel soddisfacimento della domanda potabile della Regione Puglia. Il ricorso a tale risorsa diventa poi la soluzione più ricorrente in occasione di crisi idriche che determinano la riduzione di disponibilità delle risorse idriche superficiali addotte dalle regioni contigue.

In considerazione del valore che rivestono le opere di captazione di acque sotterranee destinate all’uso potabile è necessario provvedere alla definizione dei criteri per la

salvaguardia di tali opere. Nell’ambito della logica del complesso iter delineato sin dall’origine dalla Direttiva CE/2000/60, che, con inizio nell’anno 2000, indica l’orizzonte temporale del 2024 per la definizione completa di uno “Schema di Protezione delle Acque Sotterranee”, due principali elementi devono essere compiutamente sviluppati e integrati a tale scopo: una “zonazione” della superficie dei territori interessati e l’insieme delle “risoluzioni/risposte”, da comporre a grande e media scala, per la collocazione d’attività potenzialmente contaminanti.

La zonazione del territorio dovrà portare a definire le aree interessate in termini di vulnerabilità intrinseca e caratteristiche dei sistemi di flusso: nella pratica, la zonazione potrà essere ottenuta considerando tutti gli elementi che concorrono alla definizione delle caratteristiche geomorfologiche dei territori, dei campi d’esistenza degli acquiferi, delle caratteristiche idrauliche e geologico/strutturali degli stessi, con lo scopo finale di delimitare zone di protezione a vario grado, avendo anche classificato le acque sotterranee in termini di valore relativo/assoluto. Le “risoluzioni/risposte” dovranno indicare l’accettabilità di un particolare tipo d’attività inquinante in rapporto al pericolo potenziale da essi rappresentato e agli esiti della zonazione: le risposte dovranno essere sviluppate per centri di pericolo potenziale, quali possono essere le discariche di vario tipo, impianti di trattamento locali e spandimenti nella loro varietà possibile. Le “risoluzioni/risposte” definiranno i criteri e gli elementi di base per le relative progettazioni e le indagini appropriate per ogni condizione considerata.

Le “Linee guida per la tutela della qualità delle acque destinate al consumo umano e criteri generali per l’individuazione delle aree di salvaguardia delle risorse idriche” (art. 21 del D.lgs 152/99) forniscono indicazioni per la delimitazione delle aree di salvaguardia, identificando tre possibili criteri: geometrico, temporale e idrogeologico. Il terzo criterio trova applicazione in sistemi idrogeologici complessi.

Tale ultimo criterio è di complessa applicazione, sia con riferimento ai fattori naturali (complessità della caratterizzazione idrogeologica), sia per i fattori antropici e di carattere territoriale: in ogni caso esso è l’unico metodo applicabile nel contesto idrogeologico pugliese.

(*) Dipartimento di Ingegneria Civile Ambientale, del Territorio, Edile e di Chimica - DICATECh, Politecnico di Bari

(**) Geologo - Consulente Scientifico SOGESID

Nella pratica l'applicazione di un criterio idrogeologico significa indirizzare la gran parte dell'attenzione alla definizione del modello concettuale di funzionamento degli acquiferi: tale modello, usualmente fisico, descrive la sequenza e l'interconnessione delle aree di ricarica, la distribuzione delle permeabilità alla superficie del suolo e in profondità, le caratteristiche geologico-strutturali delle formazioni che costituiscono gli acquiferi e comprende la sequenza dei processi chimico-fisici agenti nell'ambito degli acquiferi stessi. Sicuramente, dal punto di vista della caratterizzazione di tutti gli elementi necessari alla definizione del modello concettuale e quindi della vulnerabilità intrinseca e della vulnerabilità delle acque sotterranee, tra gli acquiferi che sono d'interesse della Regione Puglia, quelli carsici rappresentano un caso a sé, data la particolare struttura e il conseguente comportamento idraulico. All'attualità, il livello delle informazioni geologiche e idrogeologiche disponibili su cui basare uno Schema di Protezione per le acque sotterranee pugliesi varia da zona a zona. Uno schema completo, basato su criteri idrogeologici, è oggi potenzialmente realizzabile solo in poche ristrette zone, laddove, per una serie di contingenze, si è concentrato l'interesse della ricerca e/o degli Enti preposti al controllo o sfruttamento delle acque sotterranee. Per la maggioranza del territorio non vi sono ancora adeguate informazioni geologiche che permettono di ricostruire, se non a scala regionale, le caratteristiche idrauliche del sottosuolo, per la parte insatura e satura, e quindi non è possibile produrre uno schema completo di protezione a breve termine.

Allo scopo di esemplificare lo scenario di complessità che si può presentare nello studio di processi fondamentali quali quelli d'infiltrazione e del trasporto degli inquinanti in aree carsiche (e di conseguenza della costruzione di affidabili scenari di vulnerabilità), dopo una disamina degli elementi che definiscono la suddetta complessità, sono illustrati i risultati dell'applicazione di traccianti ambientali fisici, chimici e isotopici ad aree del basso Salento.

Il Salento, infatti, costituisce uno degli scenari prioritari delle azioni di salvaguardia, in quanto la distribuzione delle opere di captazione per il comparto potabile investe prevalentemente l'area salentina.

VULNERABILITA' DEGLI ACQUIFERI CARSI E CARSI COSTIERI

L'approccio idrogeologico classico è generalmente inefficace nello studio di un acquifero carsico a causa della peculiarità del sistema idrologico, definito dall'insieme della sua struttura, comportamento idraulico ed evoluzione.

Con struttura di un sistema carsico si definisce l'organizzazione delle vie di flusso quale risulta dai processi carsici. Il comportamento idraulico è invece la risposta della struttura a un qualsiasi input ed è controllato dalle condizioni al contorno e dalla struttura stessa, che a sua volta può essere dedotta dallo studio del comportamento idraulico. L'evoluzione del sistema di solito complica la situazione, poiché le strutture derivanti da diversi stadi dello sviluppo del carsismo possono

sovrapporsi e quindi il comportamento idraulico può essere il risultato finale di tali sovrapposizioni (BAKALOWICZ *et alii*, 1995).

Queste caratteristiche "interne" del sistema s'inquadrano in caratteristiche "esterne", quali geologia (struttura geologica e petrografia), e morfologia, normalmente altrettanto peculiari quanto quelle del sistema idrologico. Se tra queste caratteristiche "esterne" è da annoverare anche la condizione al contorno di acquifero costiero, la complessità del sistema idrologico aumenta di molto (TULIPANO *et alii*, 2005). Le peculiarità delle caratteristiche "interne" e "esterne" di un acquifero carsico condizionano anche la definizione affidabile della vulnerabilità intrinseca: per tali fini, è ormai accettato dalla comunità scientifica che a oggi non vi siano metodi univoci (ZWALHEN, 2003).

Definire la vulnerabilità intrinseca significa avere uno strumento per proteggere tutto l'acquifero (la risorsa); definire la vulnerabilità delle acque sotterranee significa poter adottare dei criteri per proteggere una fonte specifica di approvvigionamento, accentrando per es. l'attenzione sulla porzione d'acquifero in cui si attesta un'opera di captazione.

La definizione della vulnerabilità intrinseca e della vulnerabilità delle acque sotterranee è basata su un modello origine-percorso-obiettivo, laddove l'origine rappresenta il luogo di rilascio di un potenziale inquinante, mentre il percorso è il cammino seguito dall'inquinante dall'origine sino all'obiettivo: per la protezione della risorsa l'obiettivo è la superficie della falda e il percorso da studiare è quello compiuto dall'acqua e dagli inquinanti attraverso l'insaturo, mentre per la protezione delle acque sotterranee (i.e. una specifica fonte) *il percorso include anche quello compiuto dalla superficie della falda verso un punto specifico all'interno della zona satura.*

La vulnerabilità delle acque sotterranee riferisce nella pratica della suscettività di un inquinante a essere trasmesso dalla superficie verso la zona satura e a raggiungere una specifica posizione in un sistema sotterraneo: in altre parole, essa è definita dal tempo necessario perché un inquinante arrivi in un determinato punto del sistema di flusso, avendone definito il punto d'ingresso. Diversamente, la vulnerabilità intrinseca di un acquifero è una misura della facilità con cui l'acqua s'infiltra e si muove verso l'acqua sotterranea: la vulnerabilità intrinseca, quindi, dipende dalle coperture che separano eventualmente l'acquifero dalla superficie topografica, dalle proprietà dell'acquifero nelle parti interessate dal percorso e dalle condizioni idrologiche; la vulnerabilità intrinseca è invece indipendente dalle caratteristiche chimiche dei potenziali inquinanti.

Chiaramente, la vulnerabilità all'inquinamento delle acque sotterranee a scala della fonte dipende non solo dalla vulnerabilità intrinseca dell'acquifero (per la parte che funge da area di ricarica per la fonte), ma anche dalla prossimità delle fonti d'inquinamento alle opere di captazione, dalle caratteristiche degli inquinanti e da altri fattori che possono accrescere/ridurre il carico complessivo dell'inquinante durante il suo trasporto verso la zona satura e, nell'ambito della zona satura, verso le fonti/opere di captazione. Nel momento in cui

un inquinante entra a far parte del sistema di flusso, infatti, il suo destino e le modalità complessive del trasporto verso la fonte dipenderanno, oltre che dal sistema di flusso (processi intrinseci), anche dallo specifico sistema geochimico caratterizzante l'acquifero (processi specifici): sistemi geochimici diversi hanno una diversa potenzialità rispetto alla riduzione del potenziale inquinante.

Il sistema antropico esterno va anch'esso riguardato come influente rispetto al sistema geochimico, poiché esso ha effetti spesso ancor più negativi sulla vulnerabilità delle acque sotterranee di quanto non l'abbia già come produttore di fonti d'inquinamento. Per es., sotto l'impatto di pratiche agricole che modificano il sistema di flusso in modo tale da aumentare la solubilità o la mobilità degli inquinanti più di quanto naturalmente consentito dalle condizioni geochimiche naturali, una risorsa idrica sotterranea può risultare più vulnerabile anche ad inquinanti naturali.

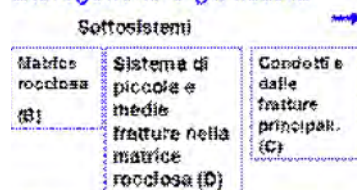
Molti diversi possibili approcci metodologici sono stati proposti per affrontare questi temi, tra cui quello definito "funzionale" (MANGIN, 1975): l'analisi d'idrogrammi delle sorgenti è strumento di osservazione del "funzionamento" del sistema carsico, sostanzialmente considerando l'acquifero come un black-box, alla ricerca di relazioni tra input e output. DROGUE (1971) e KIRALY (1975) hanno proposto un approccio strutturale: il sistema carsico è descritto schematicamente come una rete di canalizzazioni ad alta permeabilità con maglia chilometrica, immersa in un volume a bassa permeabilità di roccia fratturata e gli idrogrammi sono simulati per mezzo di modelli fisicamente basati. In entrambi gli approcci, le sorgenti sono considerate espressione della "risposta globale" del sistema carsico a eventi meteorici, ma nessuno dei due è risolutivo nello spiegare il funzionamento dei sistemi.

Eterogeneità organizzata e funzionamento del sistema carsico

L'eterogeneità organizzata (KIRALY, 1998) è il principale carattere distintivo di un acquifero carsico (Fig. 1). Essa è conseguenza dell'evoluzione dei processi carsici all'interno d'ammassi carbonatici: il grado d'evoluzione è riflesso, nella pratica, nella distribuzione della permeabilità intrinseca e, quindi, della conduttività idraulica. In generale la permeabilità intrinseca di un acquifero carsico è descritta in accordo a un modello a "tripla porosità", del tutto rispondente alla predetta eterogeneità organizzata, che considera la permeabilità intrinseca complessiva derivante da tre componenti: la permeabilità di matrice, di frattura e di condotto.

Le tre diverse permeabilità sono essenzialmente elementi indipendenti e, per ciascun acquifero reale la permeabilità è somma di questi tre elementi in varie proporzioni; vi sono tuttavia acquiferi carsici in cui un elemento può essere nettamente dominante. I campi idraulici connessi a ciascun tipo di permeabilità intrinseca operano evidentemente su scale differenti (JEANNIN, 1998). Il primo sistema, che fa capo alla matrice rocciosa, è assimilabile a un mezzo omogeneo isotropo: esso è caratterizzato da basse velocità di filtrazione e da una bassa conduttività idraulica, tra i 10^{-6} e i 10^{-7} m/s.

Eterogeneità organizzata



Epicarso (A):

- > discontinuo
- > dotato di un'elevata permeabilità rispetto alla massa rocciosa sottostante
- > spessori: da cm a max 10-15 metri
- > può fungere da serbatoio temporaneo; sotto l'influenza di precipitazioni intense e prolungate, concentra l'acqua d'infiltrazione verso la rete dei condotti.

Reti costituite da canalizzazioni con maglia chilometrica, immerse in un volume a bassa permeabilità di roccia fratturata.
Ampio spettro di meccanismi di trasferimento e di tempi di residenza delle acque.
Questa variabilità non consente alcuna generalizzazione

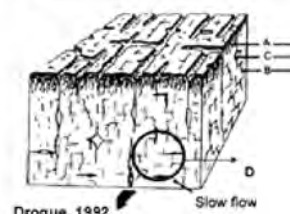


Fig. 1 – Eterogeneità organizzata in acquiferi carsici (DROGUE, 1992, modificata)

Il secondo sistema è associato al sistema di piccole e medie fratture nella matrice rocciosa: in questo caso il mezzo può risultare omogeneo in grande, ma non isotropo, essendo l'anisotropia legata alla direzione preferenziale delle fratture. Il terzo sistema è quello costituito dai condotti e dalle fratture principali. All'interno di quest'ultimo sistema il flusso non è più laminare. In linea generale si può affermare che, mentre la trasmissività si sviluppa nella rete di condotti, il ruolo di capacità d'immagazzinamento è assunto dal sistema annesso di fratture e dalla roccia meno permeabile che circondano la rete stessa.

La componente di condotto è il carattere più rilevante di un sistema carsico ed è la principale fonte d'indeterminazione nel suo studio. I sistemi dei condotti hanno geometrie complesse a causa delle numerose possibili influenze sulla loro evoluzione: essi possono essere sviluppati a diverso grado come risultato della loro storia geologica, idrogeologica, chimica, fisica e biologica. Non solo la geometria è difficilmente quantificabile, ma la posizione stessa della rete di condotti è, spesso, totalmente incognita, poiché non vi sono tecniche affidabili per ricostruire tale rete da osservazioni alla superficie.

Gli unici dati usualmente disponibili sono i risultati dei test con traccianti artificiali, che riescono a fornire informazioni in merito alla connessione tra input di superficie ed efflussi e sui tempi di transito, e i dati riguardanti gli idrogrammi e i chemogrammi delle sorgenti, che permettono in molti casi la quantificazione dei contributi volumetrici e qualitativi dei diversi elementi (matrice, fratture e condotti). Nella pratica, tuttavia, tali metodi sono applicabili solo a scala locale, laddove input e output sono relativamente vicini. La difficoltà di localizzare i condotti determina un alto livello d'incertezza nel determinare il funzionamento interno degli acquiferi carsici. La prevalenza di uno dei sistemi di permeabilità (definiti anche quali "serbatoi") e, nei diversi acquiferi, la diversa distribuzione dei sistemi stessi, inducono un ampio spettro di meccanismi di trasferimento di massa e di tempi di residenza delle acque: tale variabilità non consente alcuna generalizzazione d'entrambi i termini del problema (Fig. 2).



Fig. 2 – Schema delle relazioni tra fattori esterni e struttura nel determinare l'impatto degli inquinanti sulle acque sotterranee in acquiferi

In molti casi i modelli concettuali che descrivono i comportamenti osservati richiedono l'inclusione di un elemento intermedio, localizzato tra la superficie del suolo e la zona saturata, rappresentato dal cosiddetto epicarso (KIRALY, 1998). L'epicarso è quella parte della formazione carbonatica più vicina alla superficie topografica, dove la roccia è decompressa e soggetta all'alterazione: caratteristicamente l'epicarso è dotato di un'elevata permeabilità rispetto alla massa rocciosa sottostante. Questa zona carsica superficiale non è continua. Essa può avere spessori che vanno da centimetri a svariati metri e può contenere falde sospese che fungono da serbatoio temporaneo: sotto l'influenza di precipitazioni intense e prolungate l'epicarso può rapidamente concentrare l'acqua d'infiltrazione verso la rete dei condotti (Klimcouk, 2004). Molte delle caratteristiche dell'epicarso derivano, infatti, dal fatto che nel suo ambito l'infiltrazione è più agevole del deflusso. Il relativamente omogeneo campo di conduttività idraulica che si trova alla sommità dell'epicarso e che permette un'infiltrazione diffusa, diventa sempre più eterogeneo verso il "fondo": la diminuzione della permeabilità dell'epicarso con la profondità causa al suo letto una consistente componente laterale nel flusso, che converge verso le fessure che penetrano più in profondità. L'epicarso distribuisce la ricarica alla zona insatura sia come flusso veloce, sia lento: le risposte idrauliche e di trasporto di massa agli eventi meteorici dipendono dalla sua maturità e dal collegamento con la zona insatura, così come dall'intensità di pioggia e dalla storia delle precipitazioni antecedenti l'evento.

Parte dell'eterogeneità del sistema carsico, quindi, può essere determinata dallo sviluppo di un epicarso: poiché grandi volumi idrici possono essere immagazzinati vicino alla superficie per almeno diverse settimane fino a mesi durante i periodi di scarsa precipitazione, così dilazionando i loro trasferimento verso la zona saturata, appare chiaro quale ruolo possa svolgere l'epicarso nei confronti della definizione della vulnerabilità intrinseca e della vulnerabilità delle acque sotterranee all'inquinamento.

In occasione d'eventi meteorici importanti per intensità e/o durata o, in ogni modo, durante il periodo di ricarica della falda, una parte dell'acqua d'infiltrazione fluisce rapidamente attraverso i principali condotti: i processi di filtrazione non hanno efficacia in tali momenti, ma il potenziale di diluizione degli inquinanti è alto.

In seguito, anche l'epicarso risponde all'evento meteorico intenso e/o prolungato con il trasferimento ai condotti di quanto immagazzinato nel periodo precedente l'evento/ricarica (eventualmente concentrato quando non degradabile) verso la zona saturata. L'acqua che si muove attraverso i blocchi a minore permeabilità e che provvede il maggior contributo al deflusso sotterraneo passa più tempo nell'acquifero, favorendo i processi d'autodepurazione.

La conoscenza dettagliata delle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero rappresenta quindi una precondizione per la definizione della vulnerabilità intrinseca della risorsa e delle acque sotterranee in ogni tipo di acquifero; a maggior ragione, data la loro complessità, tale conoscenza è necessaria per definire le diverse vulnerabilità di acquiferi carsici.

Nella maggior parte di tali acquiferi l'obiettivo è normalmente perseguito, come già detto, attraverso lo studio dettagliato del comportamento idraulico e chimico-fisico-isotopico delle sorgenti. Gli acquiferi carsici generalmente defluiscono, infatti, attraverso sorgenti (soggetto dello sfruttamento e delle pratiche di protezione) per le quali è sempre possibile individuare un bacino idrogeologico di limitata estensione e un sistema di flusso normalmente di tipo intermedio o locale.

Il comportamento delle sorgenti carsiche rappresenta la "risposta globale" degli acquiferi carsici agli eventi in ingresso. Poiché i dati disponibili sulla distribuzione tridimensionale dei parametri idraulici sono molto limitati, la più accessibile "risposta globale" è usata per desumere informazioni in merito all'infiltrazione e alle modalità del deflusso idrico sotterraneo, al campo idraulico e al grado di carsificazione dell'acquifero.

Presso le sorgenti è agevole organizzare misure in continuo (o sufficientemente ravvicinate) e campionamenti per seguire le variazioni temporali delle caratteristiche quantitative e qualitative: lo studio delle caratteristiche idrologiche delle sorgenti, quindi essenzialmente delle variazioni delle portate rispetto all'andamento delle precipitazioni, e delle variazioni conseguenti nella composizione chimica e isotopica delle acque drenate, consente normalmente di conseguire una conoscenza dei meccanismi di flusso e trasporto interessanti le sorgenti stesse.

L'idrogramma di una sorgente carsica da solo non permette sempre di distinguere i contributi dei diversi serbatoi possibili: se al dato idrologico si aggiunge invece quello della composizione chimica e isotopica delle acque, è possibile determinare l'origine delle acque che defluiscono nel tempo, poiché i diversi serbatoi presenti all'interno dell'acquifero hanno normalmente una ben chiara impronta chimica e isotopica. Le variazioni rispetto a uno input di precipitazione, laddove le sorgenti rappresentano lo sbocco di sistemi carsici

sviluppati (*conduit flow*), sono, spesso, immediate: il monitoraggio di tali sorgenti è impegnativo, poiché forti escursioni delle portate e dei valori dei parametri chimico-fisici si manifestano in tempi brevi. Le sorgenti a *conduit flow* richiedono misure e campionamenti più frequenti rispetto a quelli che si applicherebbero a sorgenti sgorganti da carsi meno sviluppati (*diffuse flow*). Conoscendo, tuttavia, il tipo di risposta di ciascuna sorgente, è relativamente semplice definire un adeguato protocollo di monitoraggio. La verifica diretta tramite misure di campo all'interno del mezzo carsico delle ipotesi formulate attraverso lo studio delle sorgenti è molto difficile: tuttavia, se le sorgenti rappresentano l'output di sistemi di flusso a carattere locale, le ipotesi possono trovare delle validazioni attraverso procedure di tracciamento artificiale.

Approccio metodologico per lo studio degli acquiferi carsici costieri pugliesi

Gli acquiferi carsici pugliesi sono di tipo costiero: essi, a causa della morfologia poco ondulata e della blanda topografia, presentano sistemi di flusso che si sviluppano essenzialmente a scala regionale e non presentano sorgenti interne, ma solo emergenze di tipo concentrato (costiere e sottomarine) sulla costa. Il deflusso a mare si svolge comunque anche in modo diffuso, laddove lo stato di fessurazione/fratturazione lo consente. Le acque al deflusso sono da poco a molto salmastre. Il deflusso diffuso non si presta evidentemente allo studio. Le sorgenti di tipo concentrato sono quasi tutte d'alta portata e con un contenuto salino grossomodo costante durante tutto l'anno: la presenza di una componente d'acqua salata maschera le caratteristiche chimiche ed isotopiche della componente d'acqua dolce, cioè quelle utili alla comprensione del contributo dei diversi serbatoi. In ogni caso le sorgenti concentrate rispondono a un bacino molto ampio, inadatto come dimensione a costruire ipotesi alla scala locale.

Date le suddette caratteristiche, in Puglia la captazione delle acque dolci per uso civile e irriguo avviene solo attraverso pozzi, anche molto profondi quando localizzati nelle parti più interne del territorio. Qualsiasi tipo di studio può quindi contare essenzialmente su misure condotte in pozzo. Sfortunatamente, i protocolli di monitoraggio e le metodologie d'interpretazione dei dati delineati per le sorgenti carsiche non sono agevolmente adattabili a pozzi. Le misure in pozzo, per essere rappresentative dei processi naturali di flusso e trasporto, devono interessare tutta la colonna idrica intercettata dalla perforazione e le misure devono essere condotte in condizioni statiche.

Già questo rappresenta un limite, poiché, nonostante i pozzi pubblici e privati (autorizzati e abusivi) siano numerosissimi, la maggior parte di essi è dotata di impianti di sollevamento che impediscono l'ingresso delle sonde e dei campionatori. Presso queste opere è possibile solo il campionamento in condizioni di esercizio: in questo caso le misure dei parametri chimico-fisici e isotopici possono fornire solo un'indicazione della risposta media di tutto lo spessore acquifero interessato dall'opera di

captazione.

Per ottenere una visione esaustiva del sistema acquifero occorrono, in teoria, informazioni lungo tutto lo spessore saturo. Purtroppo, data la limitata disponibilità di tecniche adeguate, solo alcuni parametri chimico-fisici possono essere agevolmente misurati in continuo con sonde lungo il profilo del pozzo (pH, Temperatura, Potenziale di ossido-riduzione, Ossigeno disciolto, Conduttività elettrica). Diversamente, la composizione chimica e isotopica delle acque sotterranee deve essere rilevata in laboratorio e quindi la relativa informazione può essere ottenuta solo con riferimento a campioni prelevati in condizioni statiche su tratti discreti della colonna idrica.

In ogni caso, sia i profili lungo la verticale del pozzo, sia i campionamenti a varie quote non possono che essere discontinui nel tempo: nella pratica non è possibile conoscere in maniera continua alcuno dei parametri chimico-fisici misurabili, a meno di riferirsi a profondità fisse e limitatamente a quei parametri misurabili con sonde specifiche. L'assenza di un unico punto per le misure (come la scaturigine di una sorgente) aumenta il numero delle variabili da considerare: se presso una sorgente la variabilità da studiare è quella nel tempo, presso un pozzo tale variabilità è nel tempo e nello spazio. Questa condizione rende quindi necessaria la progettazione di un monitoraggio ad hoc, che si differenzia, quindi, da quello attuabile nella maggior parte degli acquiferi carsici presso lo sbocco delle sorgenti.

CASO DI STUDIO: IL SALENTO

Caratteristiche geologiche e idrogeologiche generali

Per la natura carsica del territorio, la Penisola Salentina è quasi priva d'idrografia superficiale. Sono presenti reticoli idrografici che si attivano solo temporaneamente in occasione di precipitazioni di forte durata/intensità (corsi d'acqua effimeri): i reticoli hanno recapito finale a mare o in specchi d'acqua salmastra o in inghiottitoi carsici e in doline nelle zone interne della penisola.

I depositi carbonatici Mesozoici che costituiscono il basamento della Penisola Salentina sono molto permeabili per fratturazione e carsismo, mentre quelli terziari e quaternari (Fig. 3c), presentano un'ampia gamma di valori di permeabilità. L'acquifero principale è costituito dalla formazione carbonatica Mesozoica e in esso circola la cosiddetta falda profonda; nelle formazioni di copertura circolano falde superficiali di limitata potenzialità.

La falda profonda si estende con continuità dal Mare Adriatico al Mare Ionio. Fessurazione e fratturazione, effetti dell'intensa attività tettonica che ha interessato la piattaforma, hanno favorito una diffusa attività carsica, sia vadosa sia freatica, alla quale si aggiunge il carsismo in zona di transizione: il carsismo vadoso, freatico e di transizione si è sviluppato a varie quote durante la regressione Wurmiana e la successiva trasgressione post-glaciale, detta Flandriana (18-5.5 ka) (CALÒ *et alii*, 2005), originando livelli preferenziali sub-orizzontali che interconnettono la rete di fratture e fessure.

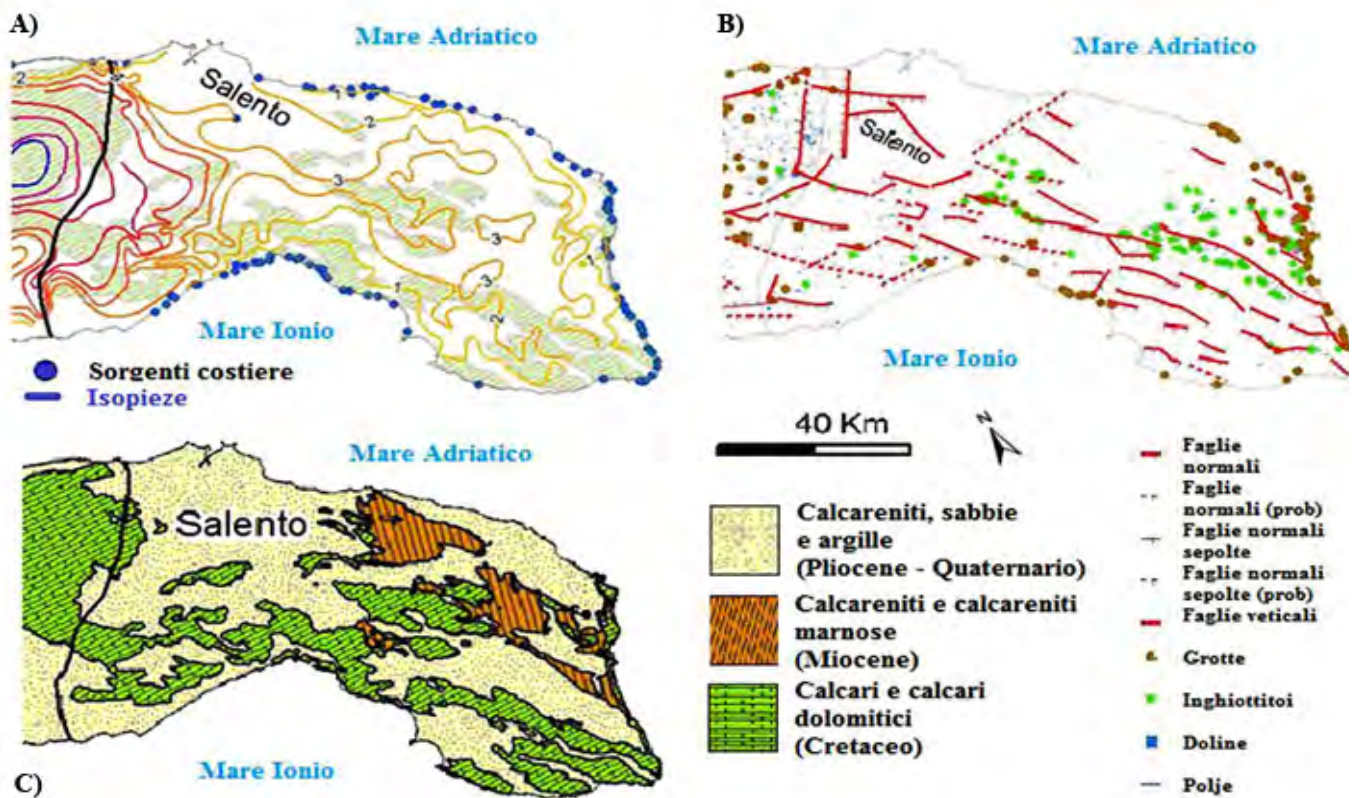


Fig. 3 – a) Locazione delle sorgenti costiere. b) Carta delle vore, inghiottitoi e discontinuità tettoniche. c) Carta dei principali depositi carbonatici.

L'insieme dei vuoti diagenetici fornisce all'acquifero Mesozoico salentino un grado di permeabilità mediamente alto, correlabile ai bassi carichi (max circa 4,5 m slm) (Fig. 3a) e gradienti idraulici. L'intensa storia tettonica del Salento ha comportato anche ribassamenti importanti del basamento carbonatico (Fig. 4b) che determinano localmente una circolazione "in pressione" della falda.

La falda profonda è alimentata sia per infiltrazione diffusa delle acque meteoriche, sia mediante infiltrazione concentrata attraverso vore, inghiottitoi e discontinuità (Figg. 3b e 4a); un peculiare aspetto morfologico della Penisola è dato dai bacini endoreici (Fig. 4c) nei quali le acque di ruscellamento trovano recapito finale in forme carsiche superficiali. All'alimentazione contribuiscono anche le falde superficiali attraverso passaggi stratigrafici laterali e discontinuità tettoniche.

Date le leggi dell'equilibrio tra acque dolci e salate, i bassi carichi idraulici e la condizione penisulare, la falda, sostenuta alla base da acqua salata di origine marina di recente o antica ingressione (FIDELIBUS *et alii*, 2011a), presenta una configurazione lenticolare, con spessori massimi intorno agli 80 m nella parte centrale della Penisola. Lo stato qualitativo delle acque dolci di falda è stato progressivamente compromesso, a partire dagli anni '60 del XX° secolo, in rapporto al tasso di sfruttamento elevato richiesto in buona parte dal comparto irriguo. Il corpo d'acqua dolce a salinità inferiore agli 0,5 g/L si è progressivamente ridotto di volume, mentre vaste porzioni di acquifero sono state occupate da acque a contenuto salino maggiore, come dedotto dai profili

della Conduttività Elettrica condotti sin dagli anni '70 in pozzi-spia trivellati per il controllo degli equilibri tra acque dolci e salate e raggiungenti le acque salate a letto delle acque dolci.

Nella Fig. 5 è riportato un quadro sintetico delle variazioni registrate tra il 1970 e il 2008 lungo la colonna idrica di uno dei pozzi-spia (Surbo, SR), ubicato nella parte orientale della penisola. È chiara la diminuzione nel tempo dello spessore delle acque a TDS inferiore a 0,5 g/L e la contemporanea espansione della zona di transizione, con annesso sprofondamento delle acque salate a contenuto salino maggiore di 42 g/L. Il tutto senza variazione apprezzabile del carico idraulico ambientale, attraverso un meccanismo di trasporto di sali verso l'alto (Tulipano e Fidelibus, 2002) attivato in risposta allo squilibrio creato dal sovrasfruttamento.

L'individuazione delle principali aree di ricarica della falda profonda è possibile attraverso la ricostruzione del campo termico nel saturo (FIDELIBUS *et alii*, 2011b). La temperatura delle acque sotterranee può assumere, infatti, il ruolo di tracciante del movimento dell'acqua sotterranea e può essere usata per individuare le caratteristiche dei sistemi di flusso. Nella pratica, l'interpretazione del disturbo causato dalla convezione forzata sul campo termico conduttivo, definito attraverso la correlazione di dati di temperatura misurati nel saturo, permette di riconoscere, specie in acquiferi caratterizzati da alta anisotropia della conducibilità idraulica ($K_v > K_h$), aree di ricarica, zone a diversa permeabilità, vie di deflusso preferenziale, comunicazione tra falde, ed estensione delle aree affette da salinizzazione/intrusione marina.

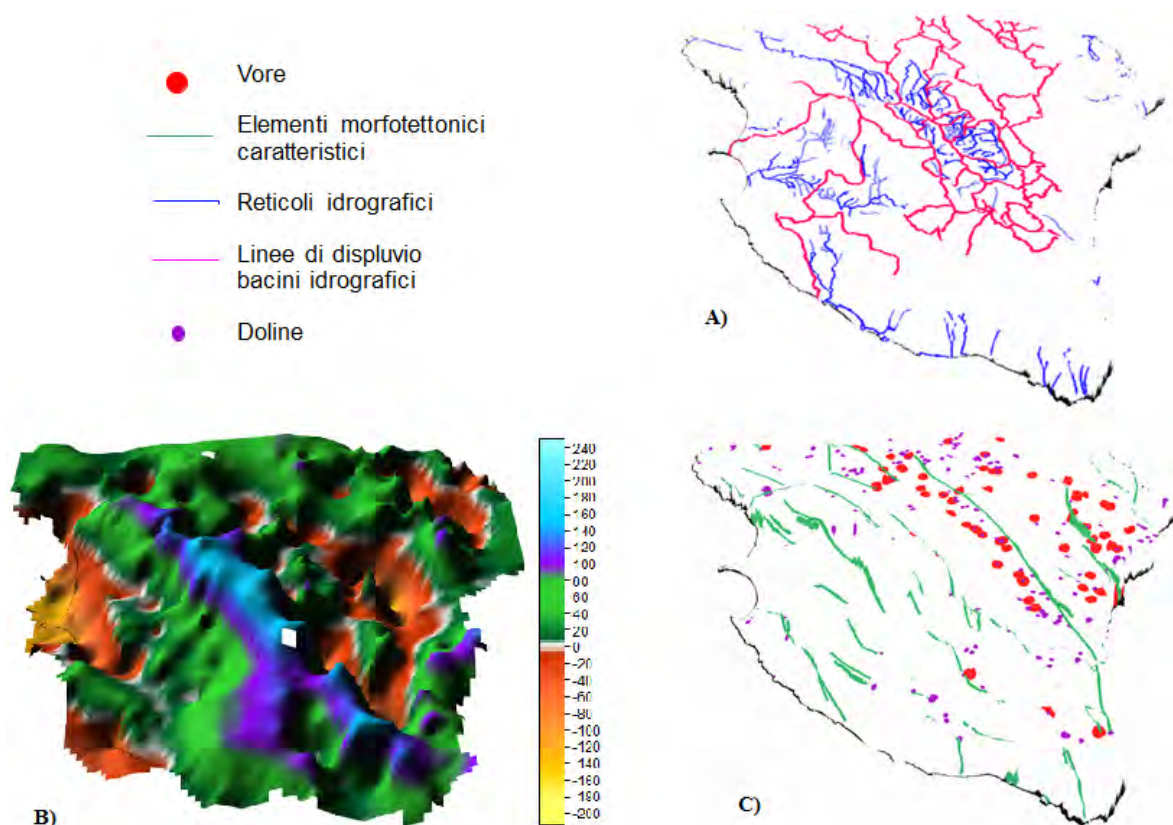


Fig. 4 – Basso Salento: a) Delineazione di alcuni bacini endoreici e relativo reticolo; b) andamento del tetto del basamento Mesozoico (m s.l.m.); c) elementi morfotettonici caratteristici, doline e vore.

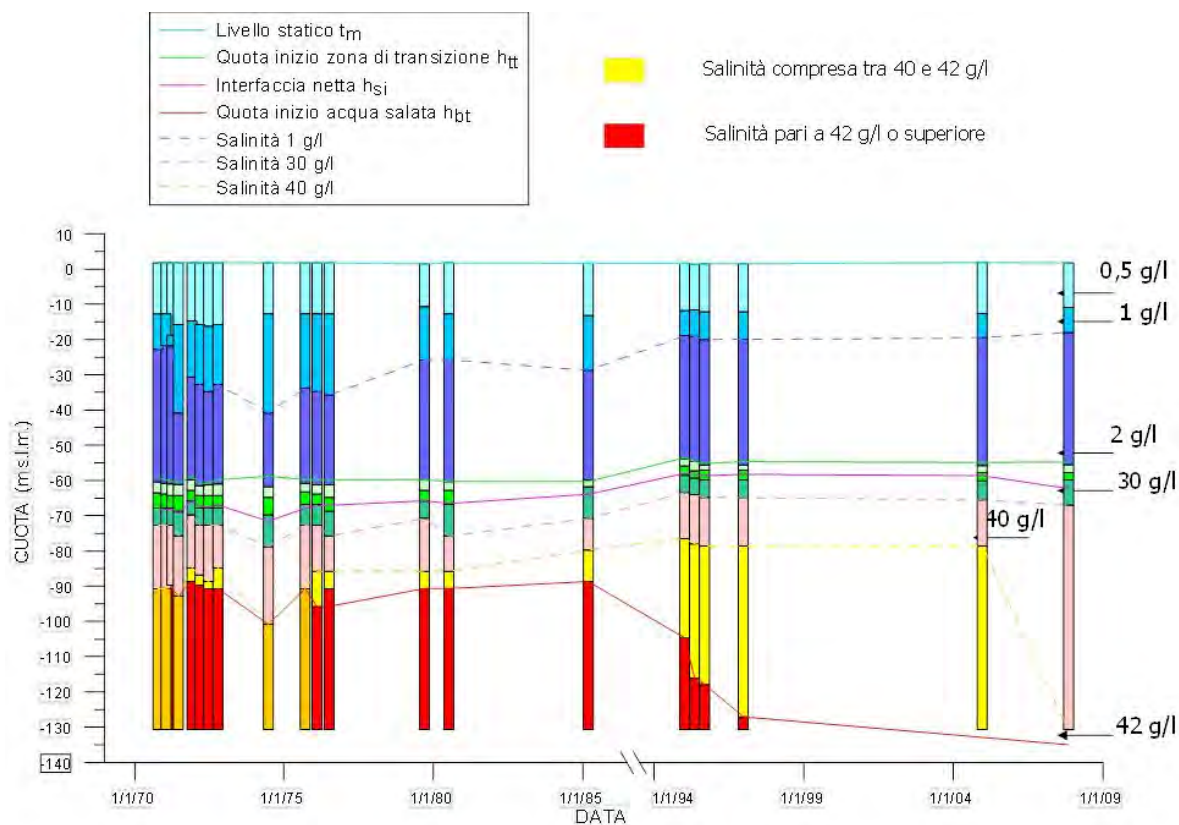


Fig. 5 – Pozzo spia Surbo (SR) – Variazione nel tempo (1972-2008), lungo la colonna idrica del pozzo spia, degli spessori delle acque a diverso contenuto salino (TDS, g/L)

La ricostruzione del campo termico del saturo (falda profonda) a varie quote nell'ambito della Penisola Salentina indica che un importante flusso di ricarica proviene dall'acquifero della Murgia, posto al confine nord-occidentale, mentre un'area di ricarica principale si colloca nel basso Salento in corrispondenza delle coperture post-Mesozoiche (Fig. 6).

Traccianti ambientali nella costruzione del modello di trasporto di massa

Sulla base di quanto sinteticamente prima esposto è chiaro che ricostruire il modello concettuale del funzionamento del sistema carsico del Salento è un processo sufficientemente complesso.

La delineazione dei possibili meccanismi di trasferimento degli inquinanti alla falda carsica costiera salentina e la definizione di un possibile approccio per la validazione della vulnerabilità intrinseca sono stati delineati attraverso metodologie che fanno uso di traccianti ambientali fisici, chimici e isotopici, secondo un approccio multi-metodologico e

multi-parametrico.

I dati fisici, chimici e isotopici utilizzati nello studio derivano sia da indagini di ricerca, sia dalla Rete di Monitoraggio Regionale per il controllo dello stato qualitativo delle acque sotterranee. Il primo importante sforzo di monitoraggio delle falde pugliesi è stato compiuto nel periodo fine 1994-inizio 1997 attraverso la costituzione della predetta Rete.

Nel Salento, la rete comprendeva 43 pozzi (definiti "strumentati" e idonei al campionamento in condizioni statiche), di cui 13 raggiungevano la zona di transizione (acque salmastre) o anche le acque salate sotterranee. La Rete attuale, riformulata e aggiornata nel 2006 (Fig. 7), è costituita di 35 pozzi strumentati e include gran parte dei precedenti pozzi.

Il campionamento del biennio 1995-1996 fu condotto con frequenza trimestrale, se pur con molte lacune riguardanti il numero di pozzi testati in ogni ciclo di misura. Questa frequenza è stata cambiata nel monitoraggio 2007-2012, quando la Rete di Monitoraggio, con varie implementazioni, è stata utilizzata per il cosiddetto Progetto Tiziano: in tal caso le frequenze di monitoraggio sono state semestrali.

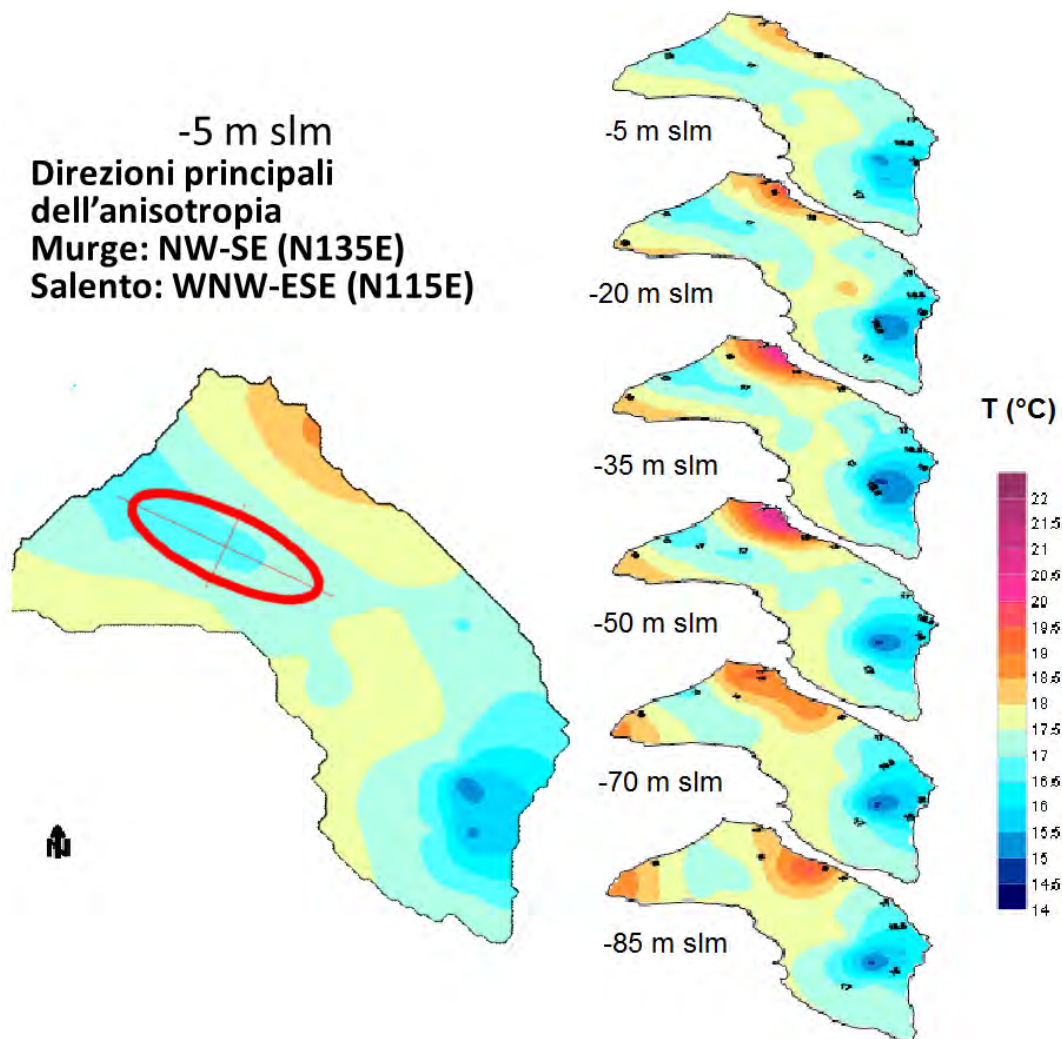


Fig. 6 – Ricostruzione del campo termico del Salento (°C) tra le quote -5 e -85 m slm.

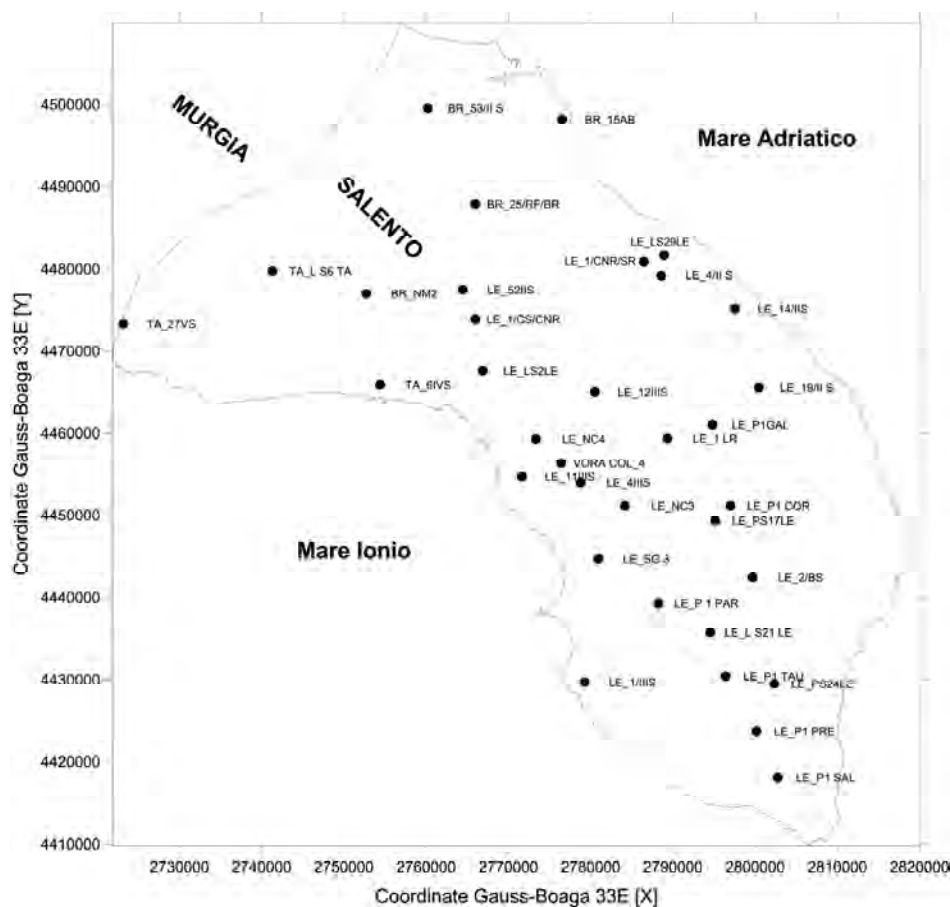


Fig. 7 – Penisola Salentina: ubicazione dei pozzi “strumentati” della rete di Monitoraggio Regionale (2006) per il controllo dello stato quali-quantitativo delle acque sotterranee

E' per questo motivo che lo studio proposto sul trasporto di massa si basa sui dati precedenti, più affidabili per la maggior frequenza di campionamento.

Durante il periodo di monitoraggio occorre un evento di precipitazione “estremo” che interessò sia la Murgia sia il Salento. L'evento piovoso dell'Agosto 1995 si sviluppò in tali territori dal 14 agosto, raggiungendo il massimo d'intensità nei giorni tra il 15 e il 20: nella sola stazione di Collepasso (Salento) furono registrati, per il solo mese di Agosto, 277 mm. La Fig. 8 mostra le precipitazioni totali mensili registrate presso le stazioni pluviometriche salentine dal gennaio '95 al dicembre '96. Presso la rete di monitoraggio erano contestualmente effettuati campionamenti in condizioni statiche che si attestavano nella parte più superficiale della falda: la frequenza di tali campionamenti (grosso modo trimestrale) rispecchiava quella della realizzazione di profili multi-parametrici e di misure del livello statico. Due orizzonti di misura rispettivamente precedevano e seguivano l'evento estremo: ciò rappresenta una circostanza favorevole per lo studio del trasporto d'inquinanti, in quanto, come già illustrato, sotto la pressione di eventi estremi (pioggia intensa e/o di lunga durata) la rimozione d'inquinanti dai sottosistemi di un sistema ca ha luogo in maniera più efficiente.

L'effetto di rimozione è più evidente se un periodo secco o

con basse precipitazioni viene prima dell'evento estremo, come in realtà si è verificato per il caso esaminato. Durante tali periodi gli inquinanti possono accumularsi/degradarsi nei sottosistemi: in seguito, sotto la pressione causata dall'evento di pioggia estrema, i sotto-sistemi generalmente rilasciano, in tempi diversi e con diverse ma evidenti impronte chimiche, ciò che viene accumulato/degradato in periodi di siccità.

Lo studio si basa quindi sul fatto che le acque di falda, a seguito d'eventi pluviometrici eccezionali, mostrano normalmente (in uno stesso punto di misura) chemogrammi (variazioni temporali di parametri chimici) che parlano dei contributi dei diversi sottosistemi/serbatoi. Se guardiamo al processo di alimentazione e ai possibili serbatoi dell'insaturo che possono trasferire le acque d'infiltrazione verso la superficie libera della falda, possiamo ipotizzare che le acque provenienti da tali serbatoi giungano in tempi diversi a tale superficie: la composizione chimica delle acque che si campionano alla superficie della falda è di fatto il risultato della miscelazione a vario grado delle diverse componenti di alimentazione. Attraverso l'interpretazione delle relazioni tra gli andamenti dei parametri chimici (chemogrammi), delle precipitazioni e della piezometria si può giungere all'identificazione dei diversi possibili serbatoi che alimentano la falda e alla definizione del meccanismo di trasporto.

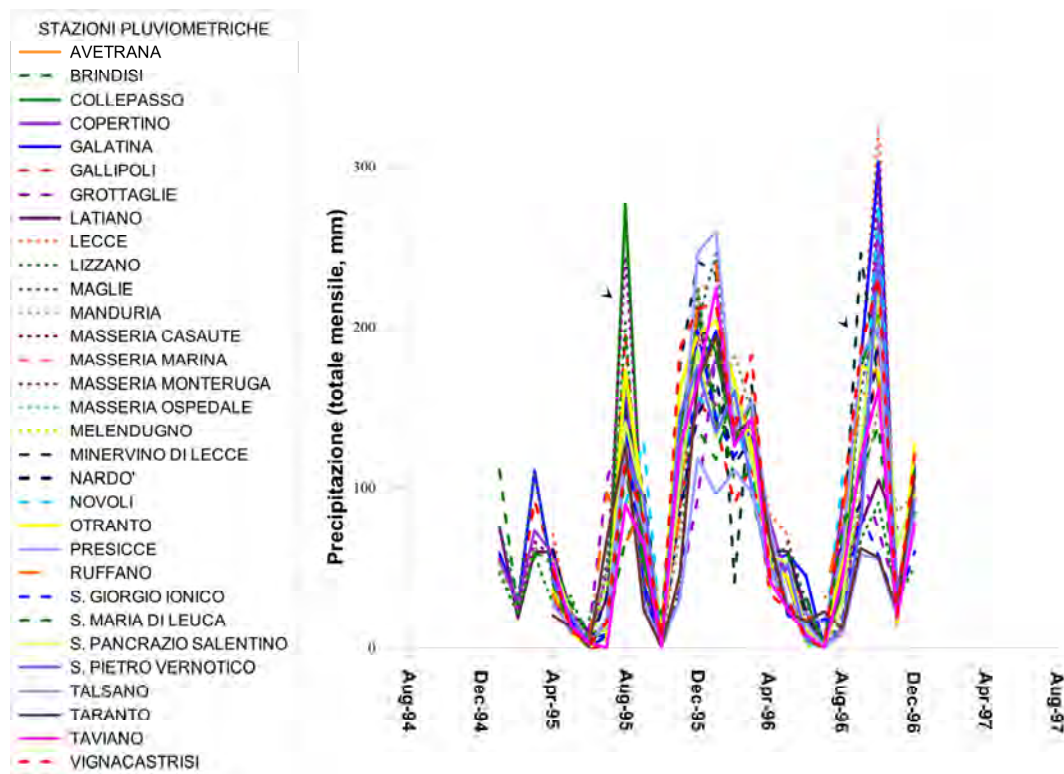


Fig. 8 – Precipitazione totale mensile registrata presso le stazioni pluviometriche del Salento (gennaio 1995 – dicembre 1996).

La Fig. 9 mostra l'andamento delle concentrazioni dei nitrati rilevate sui campioni prelevati presso i pozzi della rete di monitoraggio ricadenti nell'area Salentina durante il periodo 1995-1996. Solo alcuni dei 35 andamenti sono inclusi nel grafico: in molti casi vi è lacuna di misura o le differenze di concentrazione nel tempo sono tali da non essere facilmente evidenziabili nell'insieme.

I nitrati mostrano picchi post-evento fino a circa 55 mg/L, mentre concentrazioni tipiche del fondo naturale (circa 5 mg/L) erano misurate prima dell'evento stesso: vi è dunque, nei casi selezionati, un arricchimento post-evento in nitrati di un ordine di grandezza. Il tempo d'arrivo del picco dei nitrati in falda è mediamente di 1 mese: tale intervallo di tempo deve essere considerato con cautela, perché il campionamento potrebbe aver interessato indifferentemente la fase ascendente del picco o la sua fase discendente, vale a dire che il vero picco potrebbe essersi verificato realmente prima o dopo il campionamento: di conseguenza il ritardo reale potrebbe essere più breve o più lungo di un mese. Le più alte concentrazioni dei nitrati nella fase post-evento in ogni caso rimangono un dato di fatto: queste dovrebbero caratterizzare le acque residenti nell'epicarso, nelle quali i nitrati si concentrano durante i periodi non-alimentanti. Il tempo trascorso tra l'evento estremo e la verifica dei picchi di concentrazione in falda si può riferire, quindi, al tempo medio di trasferimento, sotto effetto pistone, dall'epicarso alla falda, dei volumi d'acqua contenuti nell'epicarso stesso, attraverso la rete di fratture e/o condotti che attraversano l'insaturo.

Dopo il settembre 1995 la maggior parte delle analisi sono incomplete: in tal modo il controllo non riesce a riconoscere gli

effetti di un altro evento di precipitazione estremo (nel mese di ottobre del 1996, Fig. 8), che era preceduto da un periodo di basse o nulle precipitazioni come per il precedente evento dell'Agosto 1995. La conclusione delle attività di monitoraggio nel dicembre 1996 impedisce ulteriori osservazioni.

Gli andamenti del CO per lo stesso insieme di pozzi (Fig. 10) sono speculari rispetto a quelli dei nitrati. Il Carbonio Organico è un buon tracciante naturale degli apporti diretti d'acque superficiali: a differenza di altri traccianti naturali, si può considerare che il Carbonio Organico Totale (TOC) provenga solo dall'attività biologica nel suolo e che non vi siano altri apporti alla superficie del suolo stesso o all'interno dell'acquifero che ne possano variane la concentrazione.

Il contenuto di CO nel suolo può raggiungere i 300 mg/l e solitamente non supera i 100 mg/l nei fiumi. Il TOC nelle acque di falda è normalmente minore di 1 mg/l: in generale esso varia tra i 10 mg/l per acque sotterranee superficiali e di recente alimentazione, sino a 0.5 mg/l per le acque sotterranee profonde. Le concentrazioni in falda sono inversamente proporzionali al tempo di residenza a causa dei processi d'ossidazione della materia organica: per tale ragione, variazioni del TOC nelle acque sotterranee possono indicare il coinvolgimento di acque a diverso tempo di residenza.

Infatti, durante una piena, un aumento del TOC nelle acque di una sorgente carsica indica l'arrivo di acque di basso tempo di residenza; durante il periodo di recessione le acque di sorgente hanno tempi di residenza maggiori e mostrano concentrazioni di TOC significativamente inferiori rispetto a quelli osservati durante la piena (BATIOT, 2002; BATIOT *et al.*, 2003, EMBLANCH *et alii*, 1998).

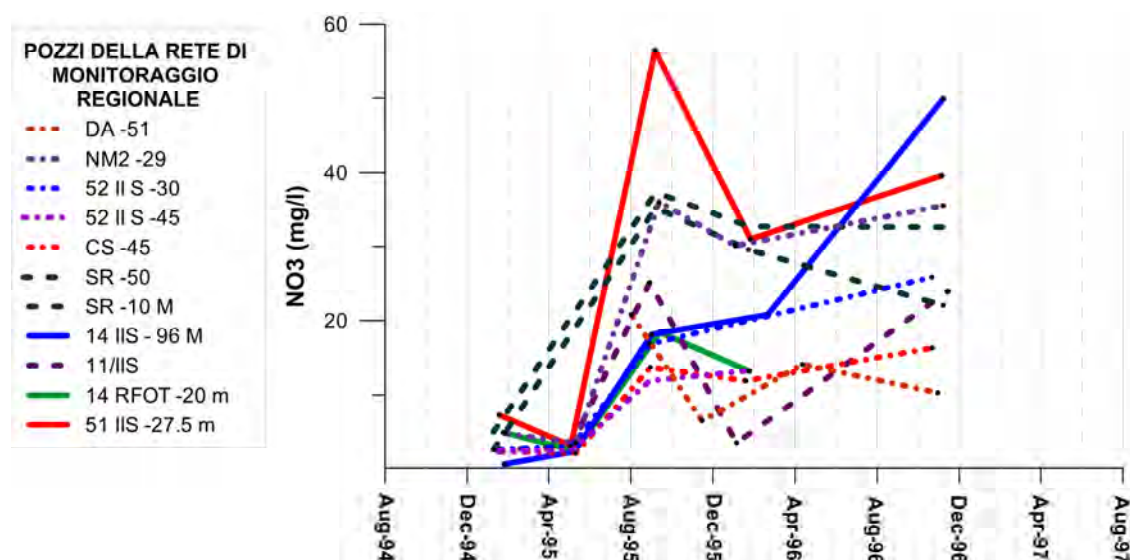


Fig. 9 – Andamento dei nitrati nelle acque sotterranee campionate nei pozzi della Rete di monitoraggio salentina (1995-1996).

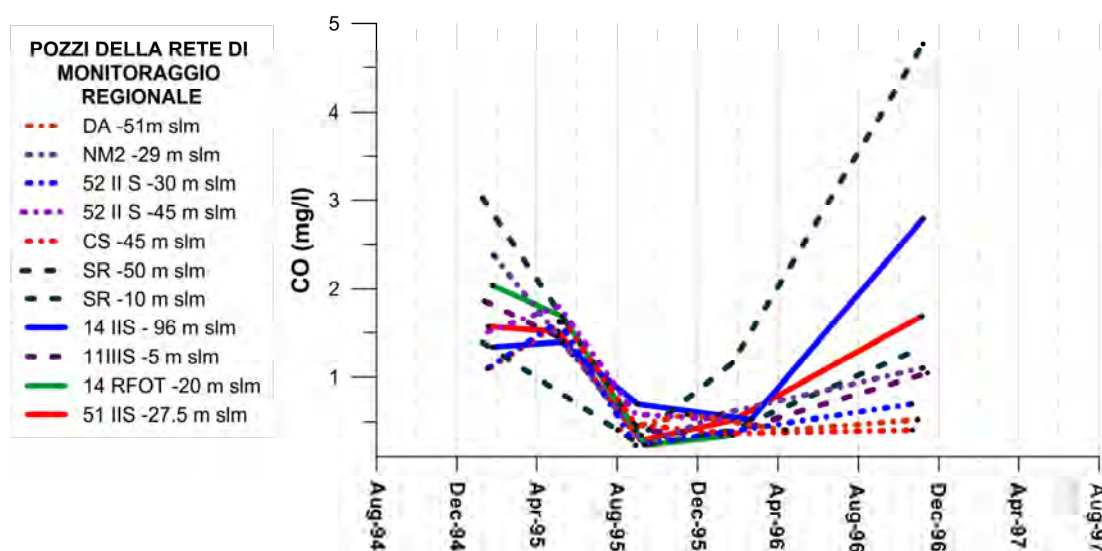


Fig. 10 – Andamento della concentrazione del Carbonio Organico nelle acque sotterranee campionate nei pozzi della Rete di monitoraggio salentina (1995-1996).

Le analisi condotte sui campioni prelevati nella rete di monitoraggio nel periodo 1995-1996 si riferiscono con molta probabilità (non si hanno specifiche in merito) alle sostanze organiche disciolte (DOC), ma è dimostrato che non v'è sostanziale differenza tra TOC e DOC nelle acque carsiche: per tale ragione il DOC (nel seguito coincidente con il CO) può essere considerato alla stessa stregua del TOC.

È da notare come in tutti i pozzi del monitoraggio considerati il CO si abbatta di circa un ordine di grandezza dall'estate all'autunno 1995. Tale abbattimento dei valori del CO a valle dell'evento estremo, accoppiato al contemporaneo aumento dei nitrati, supporta l'ipotesi che le acque che giungono in falda dopo l'evento siano dotate di un certo grado di maturità, ossia provengano da un serbatoio intermedio tra il suolo e la zona satura nel quale esse hanno avuto il tempo di

essere sottoposte a processi di degradazione della materia

Le stesse acque considerate per la ricostruzione degli andamenti sono state sottoposte anche ad analisi dei costituenti maggiori. Purtroppo in alcuni casi le analisi chimiche sono affette da alti errori che impediscono di utilizzare i dati con affidabilità. In ogni caso i dati validati indicano che le concentrazioni dei cloruri aumentano dopo l'evento. Diversamente il calcio diminuisce e il magnesio aumenta: di conseguenza varia anche il rapporto Ca/Mg.

L'aumento dei cloruri (ioni conservativi, non-reattivi) è indice di aumento del tempo di residenza delle acque. La diminuzione del rapporto Ca/Mg in acquiferi carbonatici è anch'esso un indicatore di tempo di residenza e nega che le acque post-evento siano acque di recente infiltrazione: queste ultime sono normalmente di facies bicarbonato-calcica e con

alto rapporto Ca/Mg. Negli acquiferi carbonatici, infatti, le acque di facies bicarbonato-calcico-magnesiaca si ritrovano nelle parti più lente del sistema di flusso (acque più mature dal punto di vista dell'interazione acqua-roccia).

Il fatto che all'aumento dei nitrati corrisponda una diminuzione del rapporto Ca/Mg è un'ulteriore indicazione della possibilità che le acque analizzate post-evento provengano da un serbatoio nel quale esse hanno avuto il tempo di "maturare", sia dal punto di vista dell'interazione acqua-roccia che dal punto di vista dell'abbattimento del carico organico, con conseguente diminuzione anche dell'ossigeno. Questo serbatoio non può che essere l'epicarso.

L'aumento dei nitrati e la contestuale diminuzione del CO post-evento, così come le variazioni degli altri parametri considerati, non sono correlati a un aumento dei livelli piezometrici: i carichi idraulici aumentano solo nel marzo '96, a seguito dell'importante ricarica invernale. Questo fatto indica che le variazioni chimiche osservate nel periodo post-evento sono causate da volumi idrici modesti, che non sono in grado di modificare sensibilmente i carichi idraulici, ma in grado di modificare temporaneamente la qualità delle acque sotterranee.

L'analisi degli andamenti dei suddetti parametri permette di ipotizzare, in relazione all'evento piovoso eccezionale dell'agosto '95, che la trasmissione dei carichi inquinanti e dell'alimentazione nelle aree in studio siano avvenute secondo lo schema di Fig. 11:

- nel periodo in cui le precipitazioni sono scarse e/o l'evapotraspirazione è alta, il flusso di alimentazione che arriva alla zona satura proviene essenzialmente dalla superficie-suolo tramite le rete discreta di vore e inghiottitoi che aggirano l'epicarso e la zona insatura;

- questo è giustificato, nelle zone di ricarica e in condizioni di flusso di base, da medie concentrazioni di carbonio organico (CO) e da alti rapporti Ca/Mg (acque di breve tempo di residenza);

- il resto delle precipitazioni infiltranti si trasferisce all'epicarso che provvede al loro immagazzinamento: il contributo dell'epicarso all'alimentazione in questo periodo è piuttosto limitato;

- in condizioni di piena, come quelle verificatisi a partire dall'evento dell'agosto '95, la portata addotta dalle vore e dagli inghiottitoi rimane costante o aumenta leggermente, ma l'effetto sulla falda non è apprezzabile;

- la maggior parte dei volumi alimentanti proviene dall'epicarso che, saturo, defluisce lateralmente verso le fratture ed i condotti sub-verticali;

- sotto effetto pistone i volumi immagazzinati all'interno dell'epicarso vengono spostati: essi sono caratterizzati da alti tempi di residenza, come dimostrano i bassi contenuti di carbonio organico, le alte concentrazioni di nitrati ed i bassi rapporti Ca/Mg;

- in seguito, anche i volumi d'infiltrazione relativi all'evento raggiungono la zona satura, dopo essere transitati attraverso l'epicarso. In tal caso, giungono alla falda acque che non hanno passato molto tempo nel sottosuolo, marcate da contenuti di CO più alti, concentrazioni in nitrati più basse e rapporti Ca/Mg di nuovo alti.

Il meccanismo delineato è reso visibile dall'intervento di un evento piovoso eccezionale che seguiva una fase di relativa assenza di precipitazioni alimentanti: ciò implica che questa successione di eventi di trasferimento risulti visibile solo sotto estremo stress del sistema. Certamente l'evento piovoso deve

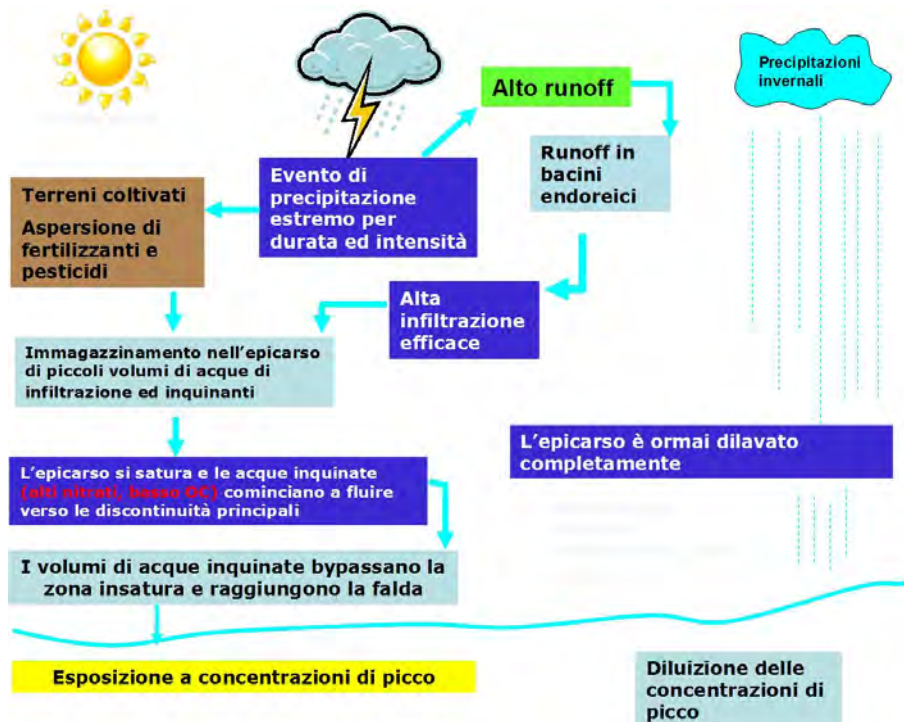


Fig. 11 – Modello concettuale relativo al trasporto d'inquinanti dalle aree di alimentazione dell'acquifero carsico salentino

produrre un'infiltrazione efficace sufficientemente elevata rispetto al volume immagazzinato nei diversi serbatoi presenti al di sopra dell'acquifero. Eventi di piccola entità, di volume complessivo inferiore a quello dell'acqua presente in questi serbatoi, producono solo riflessi minimi nella condizione della falda. Quanto sopra suggerisce che l'inquinamento da nitrati dipende sia dalla struttura del sistema carsico, sia dalla dinamica delle precipitazioni, soprattutto quando avviene alternanza di periodi secchi e umidi.

Lo stato qualitativo delle acque sotterranee, in questo scenario, non può essere definito da un'indagine limitata a un solo orizzonte temporale, anche se ampia e densa riguardo i punti e i parametri misurati: gli andamenti illustrati suggeriscono che diversi e diversamente preoccupanti scenari di inquinamento possono essere determinati nelle diverse stagioni con diverse dinamiche di precipitazione.

Allo scopo di sintetizzare gli effetti della dinamica delle precipitazioni, la Fig. 12 mostra quattro scenari, ottenuti interpolando i dati relativi alle concentrazioni dei nitrati (campioni più superficiali) riferiti a periodi quadrimestrali. I primi due scenari mostrano la distribuzione delle concentrazioni dei nitrati prima dell'evento estremo, mentre il terzo e il quarto scenario riguardano rispettivamente il periodo successivo all'evento e quello della ricarica invernale. A parte l'incertezza sulla significatività statistica di tali carte, dovuta alla non omogenea distribuzione dei pozzi di monitoraggio e alla bassa densità dei punti di misura, di certo si può affermare che la situazione si evolve notevolmente durante i 16 mesi considerati.

Il periodo post-evento mostra le maggiori concentrazioni di nitrati: esso è preceduto da un periodo in cui si delinea solo un iniziale aumento delle concentrazioni, probabilmente a causa dell'inclusione di agosto nel periodo stesso. Se ne desume che il pericolo d'esposizione a concentrazioni di picco di sostanze inquinanti/contaminanti è, per la falda, dipendente dal tempo di ritorno di piogge di notevole intensità/durata: tuttavia, tali eventi hanno il potenziale di causare aumenti delle concentrazioni degli inquinanti in falda solo se preceduti da periodi di siccità.

Il rischio non è evidentemente limitato ai nitrati, che, in ogni caso, sono inquinanti conservativi e non possono essere rappresentativi del comportamento d'inquinanti reattivi: solo un attento monitoraggio di tutti gli altri parametri d'inquinamento può fornire informazioni attendibili delle potenzialità dei meccanismi di trasferimento delineati attraverso lo studio dei nitrati nella determinazione del pericolo d'inquinamento dovuto ad altri inquinanti. L'evidenza quantitativa del meccanismo di trasferimento e della risposta impulsiva del sistema carsico non può essere interpretata direttamente come evidenza di una maggiore o minore connessione dell'epicarso alla falda: ciò sarebbe possibile solo a parità di distribuzione del nitrato suscettibile di diluizione nelle acque di precipitazione alla superficie del suolo.

Esiste quindi la necessità di una quantificazione dei carichi inquinanti, che va operata sulla base di un'analisi dell'uso del suolo, e della valutazione dell'infiltrazione efficace relativamente all'evento estremo preso in considerazione, considerando anche la presenza di bacini endoreici. Queste

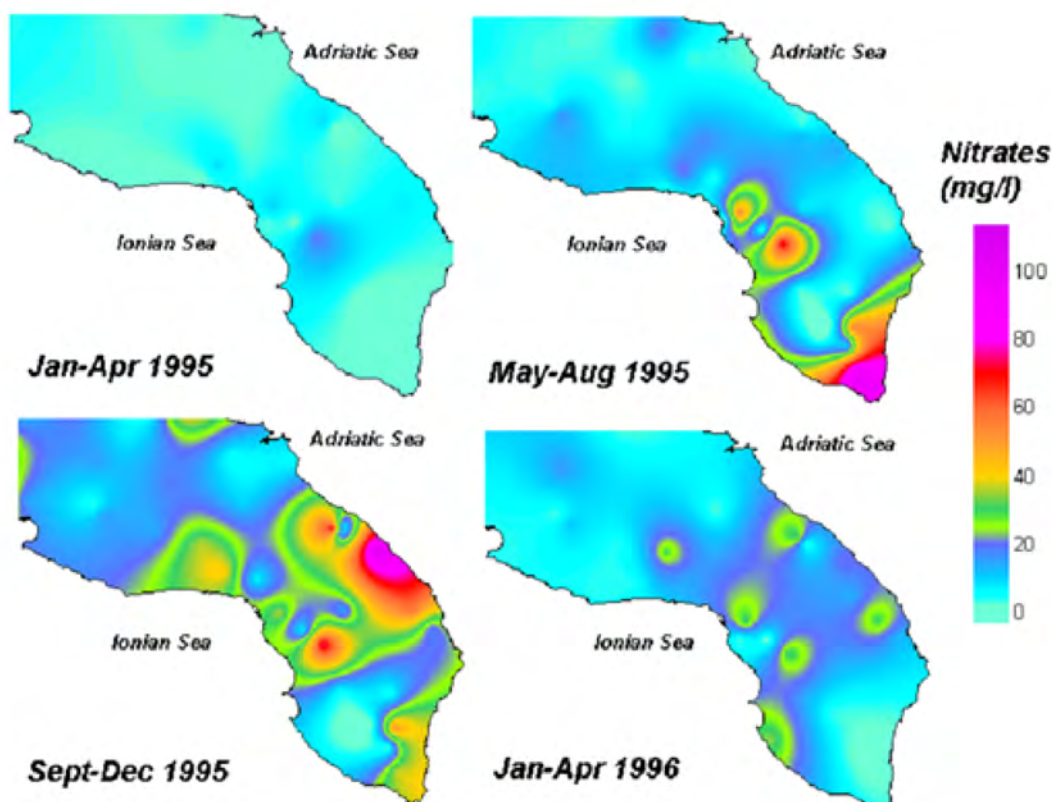


Fig. 12 – Ricostruzione della distribuzione delle concentrazioni dei nitrati (mg/L) nella parte più superficiale della falda per orizzonti quadrimestrali (1995-1996).

valutazioni rappresenteranno la base di una validazione quantitativa del modello concettuale di trasferimento degli inquinanti. Solo a valle di tale validazione, sarà possibile una normalizzazione dell'effetto dei carichi e l'individuazione delle aree più vulnerabili *sensu stricto*.

Altri elementi consentono comunque di validare le ipotesi sulla vulnerabilità intrinseca dei territori. Nella Fig. 13 è riportata la traccia di una sezione dell'acquifero carsico costiero salentino (AA') e l'ubicazione di 4 pozzi presso i quali nel 1994 furono condotte analisi chimiche ed isotopiche delle acque campionate in condizioni dinamiche.

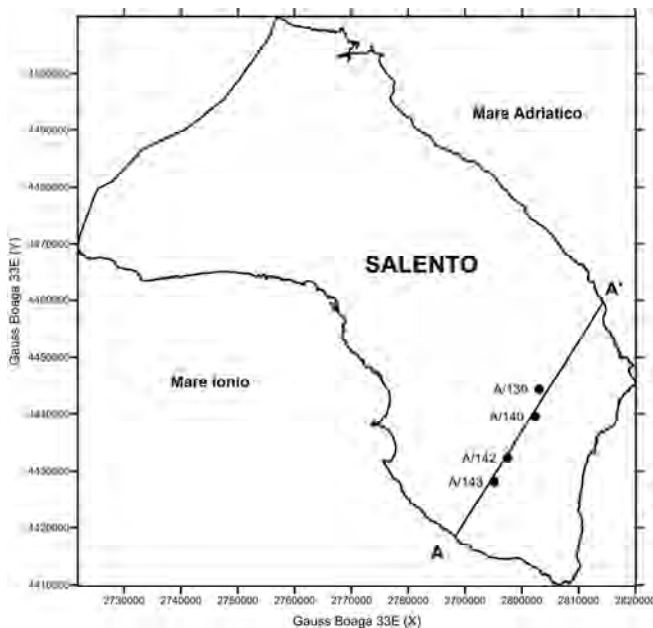


Fig. 13 – Ubicazione della traccia di sezione AA' e dei campionamenti isotopici (1994)

Nella Fig. 14 sono rappresentati più elementi di informazione relativamente alla sezione AA'. La Fig. 14a riporta gli elementi morfotettonici caratteristici, le litologie di superficie e la distribuzione delle "voe" (termine locale che individua gli inghiottitoi) in rapporto alla traccia di sezione. La Fig. 14b, oltre al profilo altimetrico, riporta informazioni su punti discreti riguardo il tetto dei calcari, come desunto dalle perforazioni disponibili: il massimo ribassamento rilevato da tali perforazioni lungo la sezione è dell'ordine dei -150 m slm. La Fig. 14c mostra l'andamento delle isoterme lungo la sezione, ricostruite sulla base di profili termici condotti lungo la colonna idrica dei pozzi della Rete di Monitoraggio nell'autunno 1995. La Fig. 14d riporta uno stralcio della carta della vulnerabilità intrinseca redatta per il Piano di Tutela delle Acque della Regione Puglia (REGIONE PUGLIA, 2005) secondo il metodo C.O.P. (ZWAHLEN, 2003), uno dei metodi specificatamente elaborati dagli esperti europei per gli acquiferi carsici.

L'insieme dei dati rappresentati indica che le acque più fredde del sistema circolano "in pressione" in corrispondenza dei maggiori ribassamenti del basamento: il contorno delle isoterme bolla a 14.5-15 °C segnala un raffreddamento anche dell'ambito delle coperture dove non vi è circolazione: la temperatura, letta nella colonna idrica del pozzo, indica in ogni

caso la temperatura delle formazioni attraversate dalla perforazione. Le stesse isoterme chiudono verso la superficie in corrispondenza di una lineazione tettonica importante, accompagnata da numerose "voe". La concavità delle isoterme sostanzialmente indica una via preferenziale e veloce di infiltrazione lungo la lineazione e di circolazione nella parte satura ribassata. Lateralmente si evidenziano altre due circolazioni preferenziali alimentate da aree di ricarica minori.

Tale indicazione trova conferma alla luce dei valori degli isotopi stabili del deuterio e dell'ossigeno (Fig. 15): anche se i campionamenti delle acque analizzate sono riferiti a condizioni dinamiche e a un anno precedente (1994), i dati isotopici comunque confermano che le acque della bolla provengono dalle quote più alte dell'area e sono molto dolci (0.27 g/L), mentre gli altri valori, riguardati anche alla luce del TDS, indicano la presenza di acque più mature in corrispondenza di altre aree di ricarica minori o soggette all'influenza delle acque salate sotterranee.

L'area dell'anomalia fredda, interpretabile come area maggiormente vulnerabile riguardo la diretta connessione con la superficie, corrisponde, nella discretizzazione del metodo COP, ad una vulnerabilità moderata, mentre in corrispondenza delle due aree di ricarica minori la vulnerabilità è rispettivamente elevata e alta. Questa incongruenza non permette di validare, almeno nell'area esaminata, lo stesso metodo COP, che evidentemente non contempla il ruolo dell'epicarso e delle discontinuità nella trasporto di massa dalla superficie alla falda.

CONCLUSIONI

Una serie di considerazioni può essere svolta a valle di queste ipotesi sul funzionamento del sistema e delle fenomenologie che portano all'alimentazione della falda profonda e alla trasmissione dei carichi inquinanti.

Il monitoraggio, pur registrando informazioni a distanze temporali molto ampie, è un mezzo d'indagine che ha reso possibile la costruzione d'ipotesi plausibili sui meccanismi di trasporto delle sostanze disciolte nelle acque dei vari sottosistemi. E' evidente tuttavia che la distribuzione dei punti di monitoraggio, la cadenza delle operazioni di misura e campionamento, la profondità dei campionamenti, vanno definite ad hoc in relazione al sistema da controllare. Nessun protocollo generico di monitoraggio può essere applicato al controllo delle falde pugliesi senza profonde rimodulazioni. In ambienti carsici la cadenza temporale dei campionamenti non è in realtà facile da definire a priori, perché essa dipende dalla risposta del sistema agli impulsi provenienti dalla superficie. Tra gli elementi da verificare vi sono la presenza e il funzionamento dell'epicarso, specie nelle zone dell'acquifero laddove è segnalata la possibilità di prelievo per il comparto potabile. Un prezioso aiuto per la comprensione del trasporto in mezzo carsico verrebbe dalla verifica diretta della sua estensione, e dal monitoraggio, attraverso opportuni pozzi interessanti il suo spessore, opportunamente strumentati, delle acque in esso contenute.

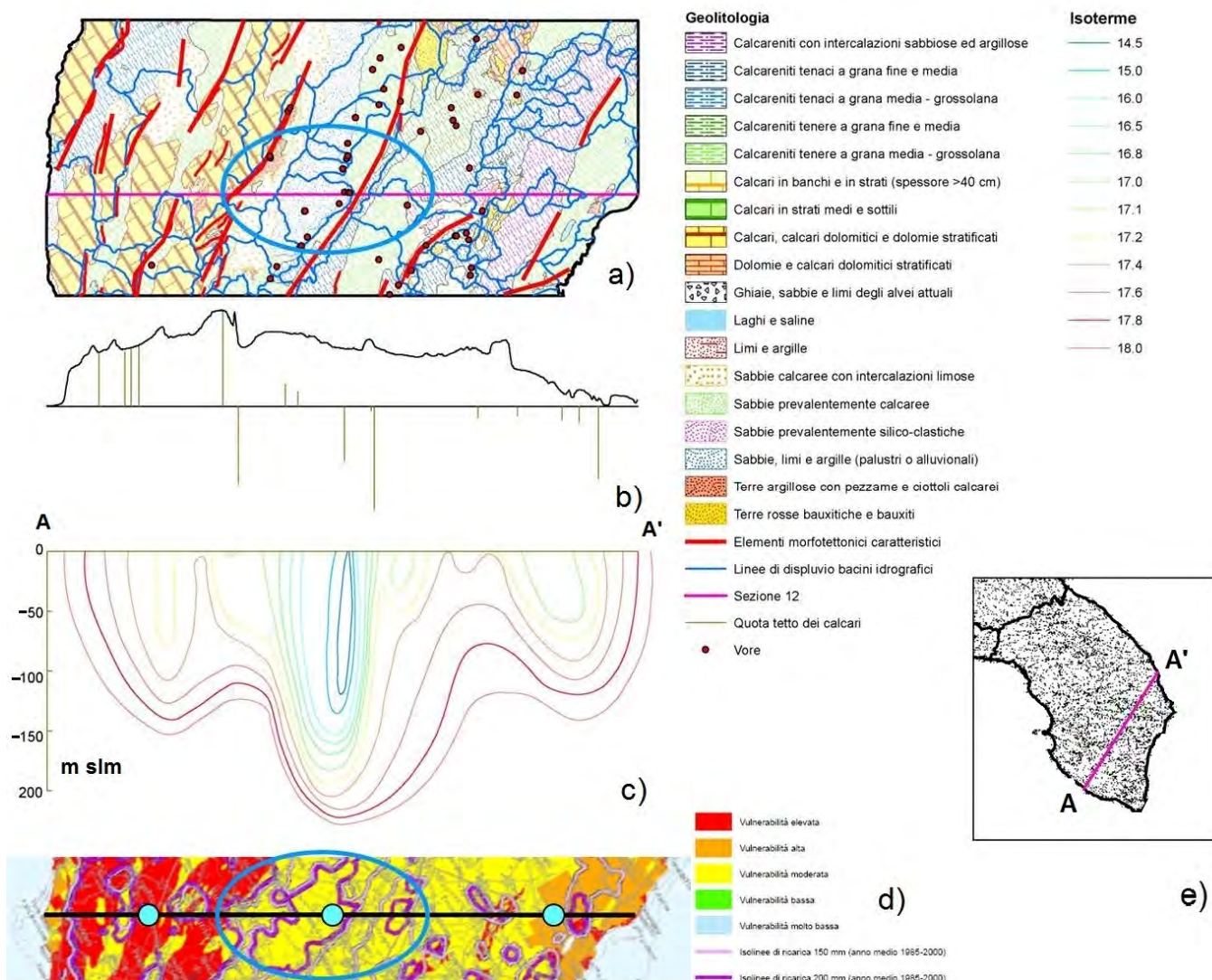


Fig. 14 – Sezione verticale (AA') dell'acquifero Mesozoico Salentino: a) carta geologica, elementi morfotettonici e forme carsiche superficiali; b) campo termico; c) stralcio della carta della vulnerabilità intrinseca (metodo COP, Regione Puglia, 2005); e) ubicazione della traccia di sezione

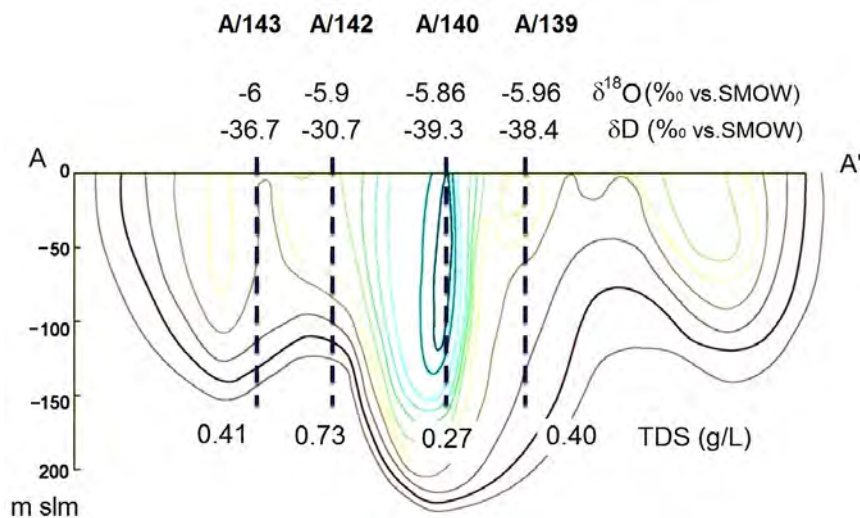


Fig. 15 – Sezione termica AA' (traccia in Figura 13); le linee tratteggiate rappresentano le tracce di quattro perforazioni di pozzi per acqua (ubicazione in Figura 13) di profondità indicativa (dati non disponibili). In corrispondenza delle perforazioni sono riportati i valori di concentrazione degli isotopi stabili dell'idrogeno e dell'ossigeno e il contenuto salino delle acque sotterranee misurati su campioni prelevati (1994) in condizioni dinamiche.

Sempre con riferimento al verificarsi di eventi piovosi eccezionali occorre:

- raccogliere informazioni sull'input superficiale, per es. presso vore e/o inghiottitoi verso i quali si dirigono le acque di ruscellamento;
- verificare nello stesso tempo l'esistenza di flussi temporanei in forme carsiche ipogee e campionare i flussi che temporaneamente si originano al loro interno;
- definire alte frequenze dei campionamenti a valle degli eventi; le analisi dovrebbero focalizzare su alcuni costituenti guida, traccianti delle diverse fonti possibili di alimentazione;
- definire periodicamente la stratificazione verticale delle concentrazioni degli inquinanti/contaminanti e/o traccianti guida (campionamenti a più profondità) onde comprendere i meccanismi di trasferimento laterale nella zona satura;
- monitorare in continuo un numero critico di pozzi riguardo al loro carico piezometrico in concomitanza alla registrazione degli eventi pluviometrici;
- estendere le analisi, almeno in periodi particolari, anche agli isotopi stabili.

Quanto sopra, se effettuato durante e dopo l'eventuale verificarsi di un evento eccezionale, presso i pozzi della rete di monitoraggio localizzati nelle vicinanze delle aree del prelievo potabile renderebbe credibile ed accurata l'analisi delle condizioni di rischio di inquinamento delle falde e la definizione delle aree di salvaguardia per il potabile.

Per cogliere l'obiettivo della protezione delle acque sotterranee in generale (vulnerabilità intrinseca) e delle fonti di prelievo (a qualsiasi titolo) occorre quindi un metodo di studio rigoroso, basato su una dettagliata conoscenza geologica, geomorfologica e idrogeologica dell'acquifero e delle parti che interessano le opere di captazione da proteggere.

Ciò significa, tra l'altro qualificare le caratteristiche litologiche delle coperture e degli acquiferi rispetto alle loro proprietà idrauliche, ricostruire le condizioni geologico-strutturali condizionanti l'alimentazione e il deflusso (a diversa scala, da quella regionale sino a quella locale), e riconoscere i meccanismi di trasferimento degli inquinanti dalla superficie alla falda. In questi ambiti di conoscenza le ricostruzioni del campo termico e del contenuto salino hanno la funzione di fornire scenari per la validazione sia delle rappresentazioni della vulnerabilità intrinseca e delle acque sotterranee, sia dei risultati delle eventuali modellazioni dei processi di flusso e trasporto.

Rispetto alla definizione della vulnerabilità intrinseca per sistemi carsici occorre in sintesi tener in conto che:

- ciascun sistema ha caratteristiche proprie che lo rendono diverso dagli altri sistemi, il che impedisce qualsivoglia generalizzazione;
- i sistemi carsici sono eterogenei e anisotropi, per cui l'interpolazione o l'estrapolazione di dati idraulici di campo e di laboratorio vanno condotte con molta cautela;
- l'infiltrazione è sia di tipo diffuso, sia concentrato e le coperture forniscono un certo grado di protezione, ma molti meccanismi possono portare al loro completo by-pass (ruolo degli elementi morfo-tettonici, dei bacini endoreici, delle forme carsiche epigee e ipogee);

- i sistemi carsici hanno reazioni idrauliche spesso immediate a eventi idrologici estremi, laddove importante è il ruolo dell'epicarso, che ha la funzione di immagazzinare e concentrare il flusso di ricarica, aumentando da una parte la protezione naturale del sistema nei confronti degli inquinanti soggetti a processi di degradazione e abbattimento, dall'altra aumentando la vulnerabilità, con riguardo agli inquinanti conservativi;

- i bacini idrogeologici degli acquiferi carsici possono essere molto ampi con sistemi di flusso che si estendono su larghe distanze (riconoscimento della scala del sistema di flusso);

- le proprietà litologiche, mineralogiche e geochemiche delle formazioni acquifere e gli effetti dovuti all'interazione dei diversi sistemi di permeabilità determinano specifiche condizioni per i processi di autodepurazione, di attenuazione fisica quali la dispersione, la diluizione e controllano le quantità di contaminanti che possono infiltrarsi.

OPERE CITATE

- BAKALOWICZ M., DREW D., ORVAN J., PULIDO BOSCH A., SALAGA L., SARIN A., TULIPANO L., 1995 - *The characteristics of karst groundwater systems*, COST Action 65 Final Report - Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. Chapter 1: 349-369, <http://bookshop.europa.eu/en/cost-action-65-pbCGNA16547/>
- BATIOT C., 2002 - *Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne)*. PhD Thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon.
- BATIOT C., EMBLANCH C., BLAVOUX B., 2003 - *Total Organic Carbon (TOC) and magnesium (Mg²⁺): two complementary tracers of residence time in karstic systems*. Comptes Rendus - Geoscience, 335(2): 205-214.
- CALÒ G.C., TINELLI R., LUCREZIO D., STANI M., 2005 - *Riscontri delle oscillazioni eustatiche Flandriane nelle acque profonde degli acquiferi Salentini (Puglia)*. Giornale di Geologia Applicata, 2, 341-347.
- EMBLANCH C., BLAVOUX B., PUIG J.M., MUDRY J., 1998 - *Dissolved Organic Carbon of Infiltration Within the Karst Hydrosystem*. Geophysical Research Letter, 25(9), 1459-1462.
- DROGUE C., 1971 - *Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace, sur les roches calcaires*. Actes colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon : 121-131.
- DROGUE C., 1992 - *Hydrodynamics of karstic aquifers: experimental sites in the mediterranean karst, Southern France*. In: Back W., Herman J.S. & Paloc H. (Eds), Hydrogeology of selected karst regions, International contributions to Hydrogeology, 13: 133-149, Heinz Heise, Hannover.

- FIDELIBUS M.D., 2011 - *Pollution transport mechanisms in a regional karst aquifer under extreme precipitation events (Murgia, Southern Italy)*. In: Proc. H2Karst, 9th Conf. on Limestone Hydrogeology. Besancon, Francia, 1-3 Settembre 2011, Imprimerie de l'Université de Franche-Comté, ISBN: 978-2-7466-3694-1: 177-180.
- FIDELIBUS M.D., CALÒ G., TINELLI R., TULIPANO L., 2011a - *Salt ground waters in the Salento karstic coastal aquifer (Apulia, Southern Italy)*. In: Lambrakis N., Stournaras G. Katsanou K. Eds., *Advances in the Research of Aquatic Environment, Environmental Earth Sciences Series*. 1, 407-415, Berlino: Springer Verlag, ISBN: 978-3-642-19901-1.
- FIDELIBUS M.D., TULIPANO L., D'AMELIO P., 2011b - *Convective thermal field reconstruction by ordinary kriging in karstic aquifers (Puglia, Italy): geostatistical analysis of anisotropy*. In: Carrasco F., Durán Valsero J.J. & LaMoreaux J.W. (Eds), *Advances in Research in Karst Media - Environmental Earth Series*. Vol. XX, 203-208, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, ISBN: 978-3-642-12485-3, http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-12486-0_31
- JEANNIN P.Y., 1998 - *Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques*, PhD thesis, Neuchâtel, Speleo Projects, Basel, Switzerland, ISBN 3-908495-08-3.
- KIRALY L., 1975 - *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*. In: Burger A. & Dubertet L. (Eds), *Hydrogeology of karstic terrains*. International Union of Geological Sciences: 53-67.
- KIRALY L., 1998 - *Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach*. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16: 77-98.
- KLIMCHOUK A.B.: 2004 - *Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution*. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2 (5): 1-13, http://speleogenesis.com/directory/karstbase/publication.php?old_id=3263
- REGIONE PUGLIA, 2005 - *Piano di Tutela delle Acque della Regione Puglia. Relazione generale*. <http://www.regione.puglia.it/index.php?page=documenti&id=29&opz=getdoc>
- TULIPANO L., FIDELIBUS M.D., 2002 - *Mechanisms of groundwater salinisation in a coastal karstic aquifer subject to over-exploitation*. In: Boekelman R.H., Hornschuh J.C.S., Olsthoorn T.N., Oude Essink G.H.P., Peute L. & Stark J.M. (Eds), *Proc. SWIM 17th*, Delft-The Netherlands, 2002: 262-272, Delft Univ. of Technology, ISBN: 90-800089-8-2.
- TULIPANO L., FIDELIBUS M.D., PANAGOPOULOS A. (Eds), 2005 - *Groundwater management of coastal karstic aquifers*. Final Report of Cost Action 621, EUR 21366, Office for Official Publications of the EC, <http://bookshop.europa.eu/en/the-main-coastal-karstic-aquifers-of-southern-europe-pbKINA20911/>, ISBN:92-898-0015-1.
- ZWAHLEN F. (Ed.), 2003 - *Vulnerability and Risk Mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. Final Report of Cost Action 620, Office for Official Publications of the EC, Luxembourg, <http://bookshop.europa.eu/en/cost-action-620-pbKINA20912/>, ISBN: 92-894-6416-X.

Trend and fluctuation of long karst spring discharge series

FRANCESCO FIORILLO(*)

ABSTRACT

Long karst spring discharge series have been analysed to find trends and fluctuations and relations to climate variables. In some cases hydrological data cover more than one hundred years of records. Data come from aquifers of southern Italy, where karst springs constitute the main water resource and supply millions of peoples.

As the spring discharge expresses the output of the aquifer, it is connected to recharge processes, which depend mainly on the rainfall and temperature catchment distribution. For these reasons, spring discharge “mediates” the climate parameter records on long term, and can be considered an important indicator of the climate.

KEY WORDS: *Karst springs, discharge time series, Southern Italy.*

INTRODUCTION

Karst aquifers provide about 25% of the world’s drinking water (Ford & Williams, 2007). In Italy this contribute is considerable higher in many areas of the peninsula, and reaches values near 100% in many regions (Umbria, Marche, Lazio, Abruzzo, Molise, Campania), supplying millions of peoples. In these areas, karst springs were tapped by aqueduct since Roman age, and have had an important role in the historical development. The regime of these springs depends on the rainfall and temperature distribution, and it is controlled by the morphological and hydrogeological setting of the basins.

The climate change observed worldwide, has suggested to investigate on the possible consequences of the regime of these springs.

Fiorillo *et al.* (2007) analysed the long spring discharge series of Serino spring (Campania), and highlighted the discharge drop after 1986. Fiorillo (2009), based on historical series of some spring discharge series of the Campania region, focused the analyses on the drought periods, evaluating the hydrological conditions leading to droughts in karst environments.

In this study we have collected discharge measurements of powerful karst springs located in Southern Italy. On the basis of these measurements, analyses to find trends and fluctuations have been carried out and comparison between series has been also considered. To investigate on the relation with climate variables, some rain gauges located inside the hydrogeological basins of the karst springs have been selected; their annual rainfall time series have been compared with that of annual mean spring discharge.

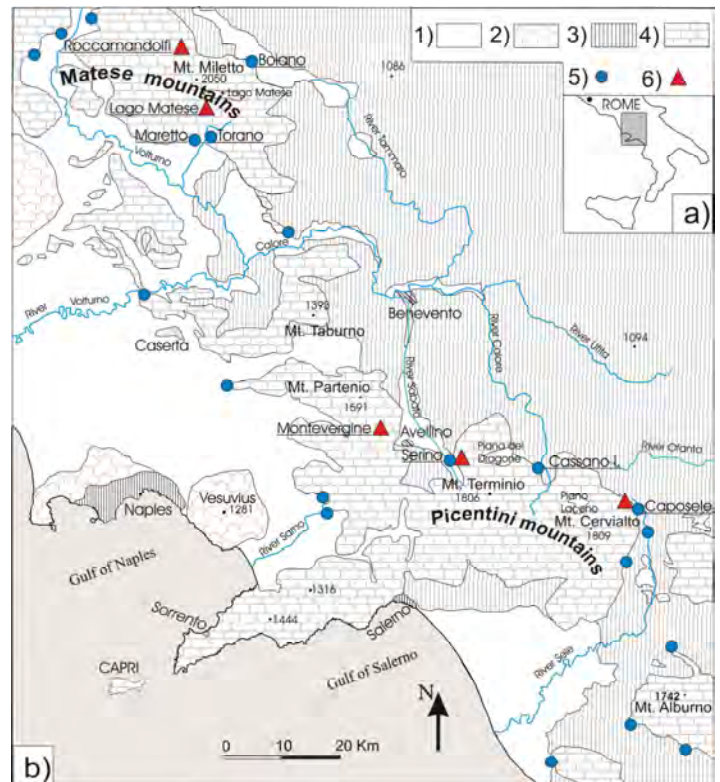


Fig. 1 – a) Southern Italian peninsula. b) Geological sketch of the Western Campania; 1) Slope breccias and debris, pyroclastic, alluvial and lacustrine deposits (Quaternary); 2) Lavas and tuffs of volcano complex; 3) argillaceous complex and Flysch sequences (Paleogene–Pliocene); 4) limestone sequences of platform (Triassic–Miocene); 5) main karst spring; 6) rain gauges considered in this study (modified from Fiorillo and Guadagno, 2012).

GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL FEATURES

The investigated karst springs belong to the two main karst systems of Campania: the Matese massif, and the Picentini mountains. These mountains are primarily characterized by high slopes and elevations up to 2050 m a.s.l. for Matese massif and 1809 m a.s.l. for Picentini mountains (Figure 1). Flat zones are limited to endorheic areas and induced a higher and concentrated infiltration. In particular, the polje of Lago Matese and Piano Laceno are the most important respectively for the Cervialto and Matese massif. Both the karst massifs are constituted by calcareous and calcareous-dolomite series (Late Triassic–Miocene), characterized by a thickness ranging between 2500 and 3000 m, which are heavily fractured and faulted. Along the northern and eastern sectors, these massifs are tectonically overlapped on the terrigenous and impermeable

(*) Dipartimento di Scienze Ambientali e Tecnologie, Università degli Studi del Sannio, Benevento; e-mail: francesco.fiorillo@unisannio.it.

deposits, constituting complex argillaceous (Paleocene) and flysch sequences (Miocene). Along the southern and western sectors, these massifs are limited by normal faults and are covered by recent quaternary deposits. More specific geological insight of the outcropping areas can be found in Parotto and Praturlon (2004) and related literature, and recent Geological Map of Italy, 1:50.000 scale (ISPRA, 2009).

Pyroclastic deposits of Somma-Vesuvius activity cover the Picentini mountains, with thickness of few decimeters along steep slopes and entire area of Mount Cervialto. These deposits, almost absent on the Matese massif, play an important role in the infiltration of water into the karst substratum.

These karst massifs feed many karst springs with discharge up to thousands liters/second, and constitute the main water resource in Southern Italy, and their main hydrological characteristics are shown in Table 1.

Hydrogeological details of these springs can be found in Civita (1969a-b), Celico & Civita (1976), Celico (1978); Budetta *et al.* (1994); Fiorillo & Doglioni (2010); Fiorillo & Guadagno (2012).

DATA ANALYSIS AND FINAL CONSIDERATION

To compare the different time series of the spring discharge, the annual mean values (November-October), Q_i , have been standardized, Q_s , by the following (1):

$$Q_s = \frac{Q_i - \mu}{\sigma} \quad (1)$$

with μ and σ , the mean and the standard deviation of the series, respectively (Figure 2a). In general, it is possible to distinguish periods characterized by consecutive values above the mean (*High flow period*), during which isolated value below the mean can be present, and period characterized by consecutive values below the mean (*Low flow period*), during which isolated value above the mean can be present. The lowest values of 1949 and 2002, coincident with the most intense droughts, are well marked in all series, as other intense droughts (1943, 1946, 1975 and the recent period 2007-2008). Fiorillo *et al.* (2007) analysed the trend of the Serino spring discharge and provide a methods to forecast droughts. Fiorillo (2009) extends the previous hydrological analyses and compared Caposele and Serino spring discharge, defining the hydrological threshold below which drought occurs. The highest discharge values of the Picentini springs were induced by the 23 November 1980 Irpinia earthquake ($M_s=6.9$). After 1986 all series clearly show a decrease in discharge values, which appears interrupted only during 2006 and 2009.

To compare the spring discharge and rainfall, the series of the mean standardised annual values has been considered. For each year, the mean standardised of spring discharge, Q_{s-m} , is computed as the mean of the Q_s values available; thus, it coincides with Q_s of Serino spring discharge up to 1919; it is the mean between Q_s of Serino and Caposele spring discharge in the period 1920-1950; and so on. The same has been done for the mean standardized annual rainfall, P_{s-m} , using the rain gauges of table 2.

Figure 2b shows the time series of the mean standardized values, Q_{s-m} and P_{s-m} , where the high linear correlation indicate the important control of the annual rainfall on the annual mean spring discharge. However, the relation appears weaker before 1918, probably because only one rainfall series (Montevergine) and one discharge series (Serino) are available. Later the relation is stronger, with exception of the period 1980-1982, because spring discharge were influenced by the November 1980 earthquakes.

After 1986 spring discharge exceeds the mean value only during 2006 and 2009 (Figure 2b), whereas the rainfall exceeds more times the mean value in the same period.

The two main characters of the spring discharge series are the cyclicity and the drop of the discharge after 1986. The cyclicity can be observed for the longer time series (Serino and Caposele), but probably it is common to all series. This cyclicity has to be connected to tendency of wet years to bunch together, as well as dry years (Fiorillo, 2009). The drop of discharge after 1986 has been prolonged up to recent wet years 2009 and 2010 and has to be connected to the changing of the climatic conditions.

All discharge series are strictly controlled by the annual rainfall time series, providing that the cyclicity of the series is an effect of the hydrological cycle control. After 1986, also annual rainfall present a clear decreasing; however, it doesn't fully explain the drop of the spring discharge. This seems indicate that temperature increasing observed since the eighteens has a contribute in the spring discharge lowering after 1986. Temperature data from worldwide (MOHC, 2010) and Italy (Brunetti *et al.*, 2006) confirm that the beginning of the general warming has been recorded worldwide mainly since the eighties. Thus, spring discharge time series reflect two important modification in the climate records: the drop of the annual rainfall and the increasing of the temperature, both occurred since the eighties.

The drop of the groundwater level has been also found in many other regions of southern Italy (Polemio and Casarano, 2008; Simeone, 2001) and of central Italy (Cambi & Dragoni, 2000), providing that the phenomenon is common in a wide area of the Mediterranean basin, and depends on the global climate control. These climate changing seem indicate a modification of the hydrological cycle, which needs specific investigations and monitoring on the effect on the groundwater.

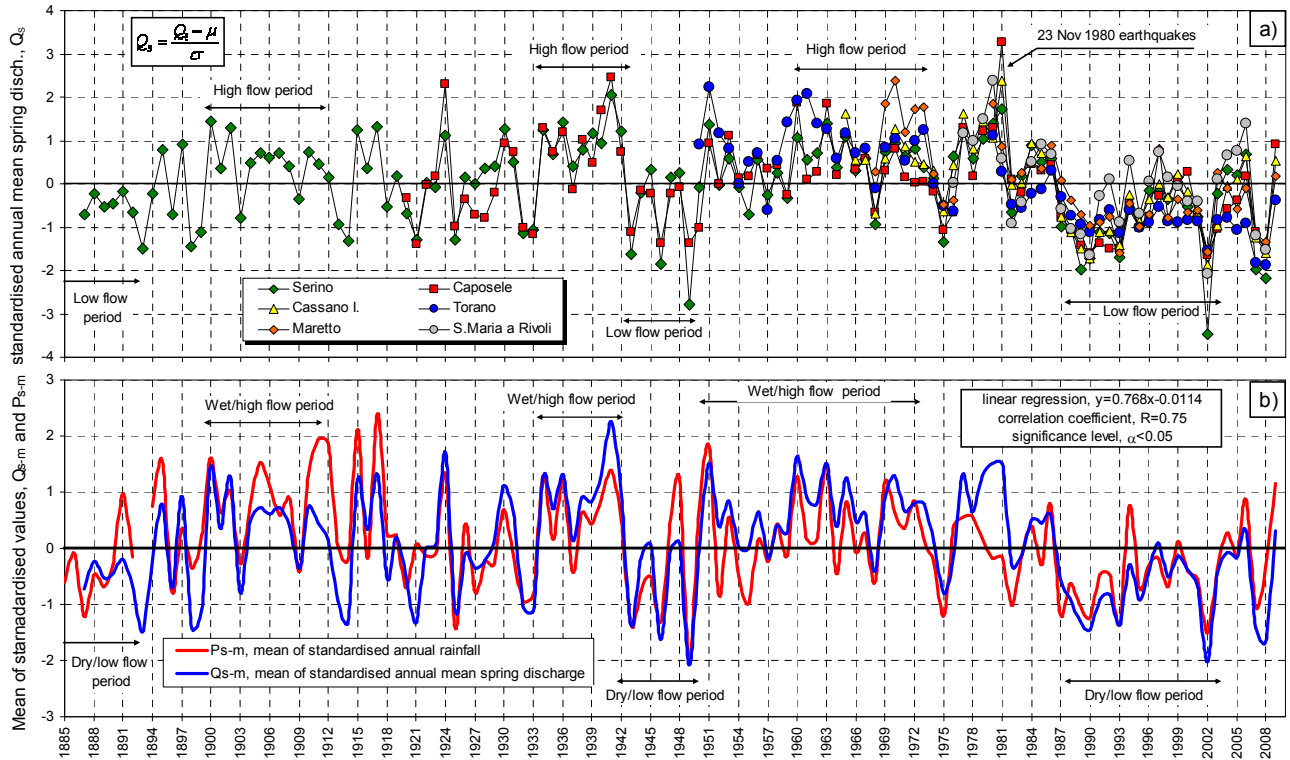


Fig. 2 – a) Standardised annual mean (November-October) karst spring discharge series, Q_s (modified from Fiorillo and Guadagno, 2012).
b) Mean of standardised annual mean karst spring discharge, Q_{s-m} , and mean of standardised annual rainfall (September-August), P_{s-m} .

Table 1. Statistics of karst springs analysed. μ , mean; σ , standard deviation; Q_{90} , 90th percentile; Q_{10} , 10th percentile.

Location	Matese Massif			Picentini Mountains		
	Torano	Maretto	S. Maria a Rivoli	Caposele	Cassano I.	Serino
Elevation (m a.s.l.)	201	175	485-505	420	473-476	330-380
Time interval of data series	1 Jan 1950 to 31 Aug 2009	1 Jan 1968 to 31 Aug 2009	1 Jan 1976 to 31 Dec 2008	1 Jan 1920 to 31 Dec 2009	1 Jan 1965 to 31 Dec 2009	1 Jan 1887 to 31 Dec 2008
μ (mm)	2.04	0.99	1.04	3.96	2.73	2.24
σ (mm)	0.64	0.30	0.46	0.59	0.68	0.33
Q_{90} (m^3/s)	2.90	1.35	1.65	4.89	3.55	2.64
Q_{10} (m^3/s)	1.35	0.62	0.51	3.14	1.79	1.81

Table 2. Characteristics of the rain gauges analysed. μ , annual mean rainfall (September-August); σ , standard deviation; P_{90} , 90th percentile; P_{10} , 10th percentile (modified from Fiorillo and Guadagno, 2012).

Location	Matese massif	Partenio massif	Picentini Mountains		
	Lago Matese	Roccamandolfi	Montevergine	Serino	Caposele
Elevation (m a.s.l.)	1050	810	1270	351	426
Time interval of data series	1 Jan 1920 to 31 Dec 2009	1 Sep 1919 to 31 Dec 2009	1 Aug 1884 to 31 Dec 2009	1 Aug 1920 to 31 Dec 2009	1 Sep 1917 to 31 Dec 2009
μ (mm)	1948	1830	2172	1334	1245
σ (mm)	414	370	630	283	267
P_{90} (mm)	2463	2297	2978	1663	1618
P_{10} (mm)	1446	1377	1455	969	927

REFERENCES

- BUDETTA P., CELICO P., CORNIELLO A., DE RISO R., DUCCI D., NICOTERA P., 1994 - Carta Idrogeologica della Campania 1:200.000. In: Proc. of IV Geoengineering Int. Congress, 10-11 March, Torino-Italy: 565-585.
- BRUNETTI M.A., MAUGERI M., MONTI F., NANNI T., 2006 - Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Clim.* 26: 345-381.
- CAMBI C., DRAGONI W., 2000 - Groundwater, recharge variability and climatic changes: considerations arising from the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apennines. *Hydrogeology*, 4: 11 - 25.
- CELICO P., 1978 - Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale. *Memorie e Note Istituto di Geologia Applicata*, Napoli 14:1-43.
- CELICO P., CIVITA M., 1976 - Sulla tettonica del massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad essa connesse. *Boll. Soc. Natur.*, 85, Naples.
- CIVITA M., 1969 - Idrogeologia del massiccio del Terminio-Tuoro (Campania). *Memorie e Note Istituto di Geologia Applicata*. Università di Napoli, Italy.
- FIORILLO F., 2009 - Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. *J. Hyd.* 373: 290-301.
- FIORILLO F., DOGLIONI A., 2010 - The relation between karst spring discharge and rainfall by cross correlation analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeology Journal*, 18: 1881-1895.
- FIORILLO F., GUADAGNO F.M., 2012 - Long karst spring discharge time series and droughts occurrence in Southern Italy. *Environmental Earth Sciences*, 65(8): 2273-2283.
- FIORILLO F., ESPOSITO L., GUADAGNO F.M., 2007 - Analyses and forecast of water resources in an ultra-centenarian spring discharge series from Serino (Southern Italy). *J. Hydrol.* 336:125-138.
- FORD D., WILLIAMS P., 2007 - *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, England, 562 pp.
- ISPRA, 2009 - Geological Map of Italy, 1:50.000 scale. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), Rome. <http://www.apat.gov.it/Media/carg/>.
- MOHC, 2010 - Global average temperature series 1850-2009. Met Office Hadley Centre (MOHC), <http://www.metoffice.gov.uk/climatechange/science/hadleycentre/>.
- PAROTTO M., PRATURLON A., 2004 - The Southern Apennine Arc. In: Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (eds). Special volume of the Italian Geological Society, 32° Int. Geol. Conf., Florence: 34-58.
- POLEMIO M., CASARANO D., 2008 - Climate Change, Drought And Groundwater Availability in Southern Italy. Geological Society, London, Special Publications 2008, 288: 39-51.
- SIMEONE V., 2001 - Variazioni climatiche e rischi di depauperamento delle falde e di desertificazione in provincia di Taranto. *Geologia Tecnica ed Ambientale* 2: 23-32.

Studio idrogeochimico del sistema carsico di Bossea - (Piemonte meridionale)

ADRIANO FIORUCCI (*), BARBARA MOITRE (*)

ABSTRACT

Il presente lavoro riguarda la caratterizzazione geochimica delle acque circolanti nel sistema carsico di Bossea. Nella cavità sono state campionate, in diverse condizioni idrodinamiche, le acque del collettore principale (Torrente Mora) e di numerosi apporti idrici provenienti dal reticolo di drenaggio della zona non satura sovrastante la cavità e che confluiscono nel collettore principale. Alcune venute idriche sono ubicate in corrispondenza del contatto tettonico tra le rocce del basamento metamorfico (metavulcaniti) e la copertura carbonatica, altre provengono direttamente dal reticolo di fratture nei calcari e dolomie. La portata di queste venute in genere è molto ridotta, inferiore a 1 l/s.

Il sistema carsico di Bossea è localizzato 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.

Per la caratterizzazione dei singoli apporti e del collettore principale si è proceduto attraverso i confronti della concentrazione degli elementi maggiori utilizzando il Diagramma di *Schöeller*, si sono inoltre considerati altri parametri quali il contenuto di lantanidi, gli indici di saturazione della calcite e della dolomite.

Attraverso la semplice valutazione delle facies idrogeochimiche si rileva, per i singoli apporti, una comune impronta *bicarbonato-calcica* con differenze più o meno significative dei rapporti caratteristici Mg^{2+}/Ca^{2+} e HCO_3^-/SO_4^{2-} .

I dati relativi al contenuto di lantanidi (*REE - Rare Earth Elements*) normalizzati utilizzando il PAAS (*Post-Archean Australian Shale*), contribuiscono a diversificare i singoli apporti che presentano differenti anomalie (in particolare per il cerio e l'europio) e/o andamenti anche in relazione al periodo di campionamento.

Infine dati particolarmente interessanti sono emersi dalla correlazione tra gli indici di saturazione della calcite e della dolomite calcolati utilizzando il rapporto tra il prodotto di attività ionica (con le singole attività ioniche determinate con l'equazione di *Deybe-Hückel*) e il prodotto di solubilità.

Per tutte le singole venute idriche si osserva un'ottima correlazione tra i due indici, correlazione che è meno marcata se si considerano tutti i valori del sistema carsico in esame. Il dato ottenuto evidenzia, pertanto, un'ulteriore differenziazione tra le singole venute. Dall'analisi complessiva dei dati geochimici ottenuti emerge una sostanziale complessità del sistema carsico di Bossea già evidenziata dai dati del monitoraggio di portata, temperatura e conducibilità

elettrica specifica delle acque provenienti dalle singole venute e dal collettore principale.

KEY WORDS: *Idrogeochimica, Indici di Saturazione, Grotta di Bossea, Lantanidi.*

1. AREA DI STUDIO

Il sistema carsico di Bossea è localizzato 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.

1.1 Inquadramento geologico e idrogeologico

L'area è caratterizzata da una complessa storia tettonica che ha portato i sedimenti carbonatici, originariamente sedimentatisi sopra un substrato antico di età permo-carbonifera (rappresentato da porfiroidi praticamente impermeabili e da quarziti), a trovarsi invece segmentati in grandi affioramenti separati tra di loro da imponenti superfici di dislocazione, fratture e faglie, che delimitano compartimenti idrogeologici indipendenti, talora interconnessi tra di loro in modo particolarmente complesso (Fig 1).

Il sistema di Bossea è caratterizzato da una fascia di calcari e calcari dolomitici, lateralmente confinata dalle rocce del basamento metamorfico, metavulcaniti e quarziti, attraverso una serie di contatti tettonici sub-verticali.

L'acquifero carbonatico è caratterizzato da una permeabilità piuttosto elevata, con una circolazione sotterranea impostata su un collettore principale che riceve gli apporti provenienti dall'ammasso calcareo-dolomitico e dalle rocce del basamento metamorfico. Tali rocce costituiscono un acquifero secondario, impostato lungo le discontinuità che bordano la struttura carbonatica e che, attraverso una serie di travasi sotterranei, alimenta l'acquifero principale (PEANO *et alii*, 2011; BANZATO *et alii*, 2011; VIGNA & DOLEATTO, 2008).

1.2 Descrizione degli apporti

La grotta di Bossea è una cavità percorsa da un importante collettore carsico, il Torrente Mora, che la percorre interamente e torna alla luce attraverso una serie di emergenze localizzate in prossimità dell'alveo del Torrente Corsaglia. Il collettore riceve le acque da numerosi apporti secondari (Fig. 2).

(*) Politecnico di Torino - Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture

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 (*Polla delle Anatre*, *Polla dell’Orso* e *Polletta*). Le venute secondarie, denominate “*stillicidi*” e distribuite in diversi tratti della cavità, sono ubicate sulla

volta della grotta e provengono in genere da fratture mascherate da abbondanti depositi calcitici (*Stillicidio Milano*, *Stillicidio Torre*, *Stillicidio Sacrestia*). Presentano un flusso molto ridotto, inferiore a 0.5 l/minuto, con variazioni strettamente legate alle condizioni meteorologiche esterne e diventano inattive soltanto in particolari situazioni di siccità.

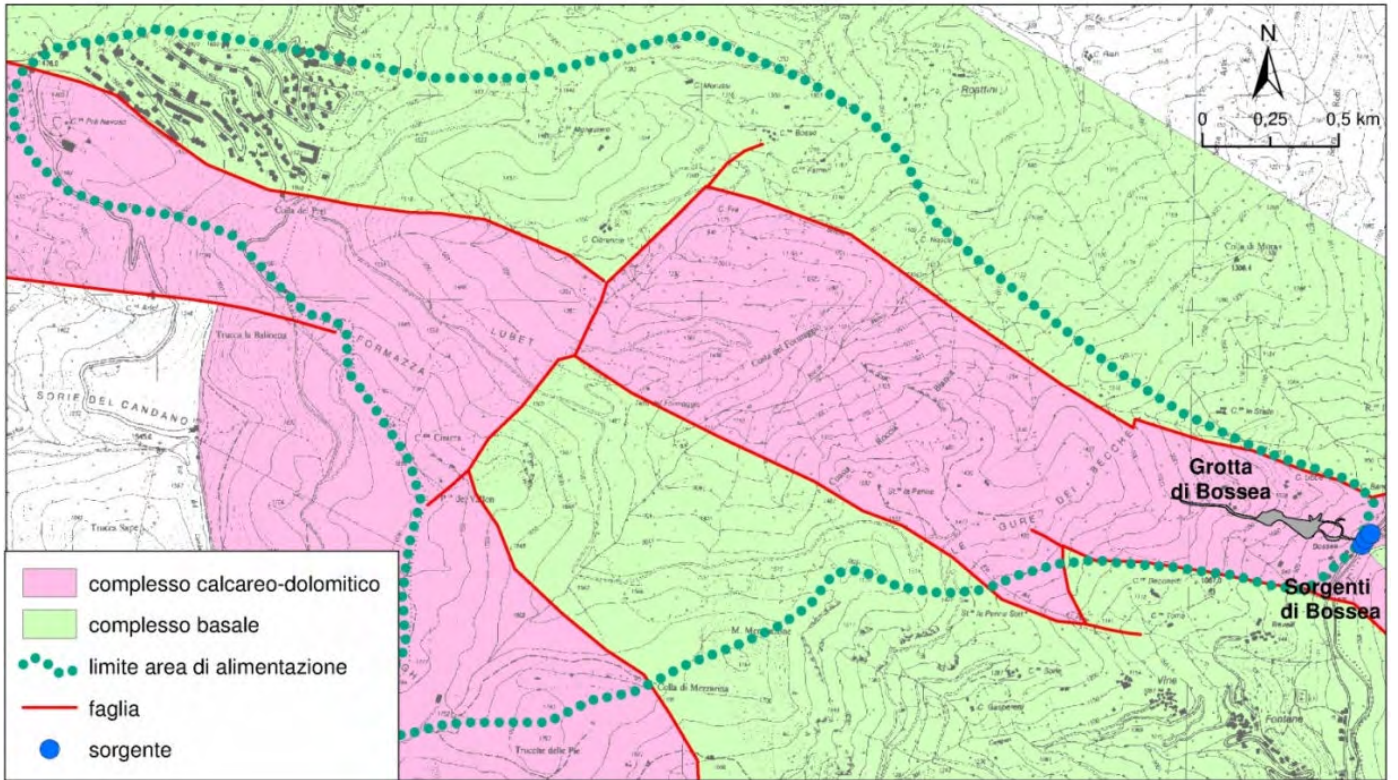


Fig. 1 – Carta idrogeologica dell’area di studio

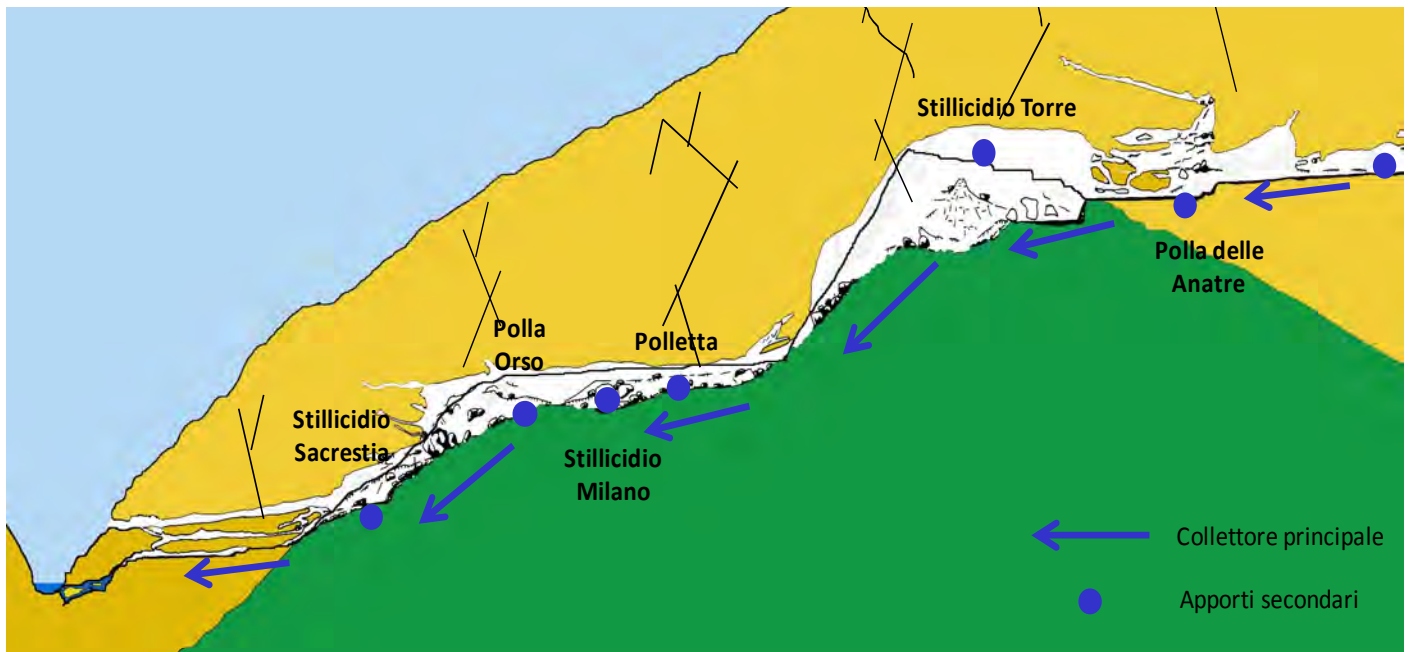


Fig. 2 – Ubicazione degli apporti secondari

In prossimità dell'area di alimentazione del sistema sono presenti una serie di sorgenti con portate modeste, intorno a 0.5-2 l/s, ma piuttosto costanti nel tempo, alimentate dalle rocce del basamento metamorfico. Una di queste sorgenti, denominata sorgente dei Matti, è stata presa come "sorgente campione" rappresentativa della circolazione sotterranea impostata nelle meta vulcaniti (Fig 3).

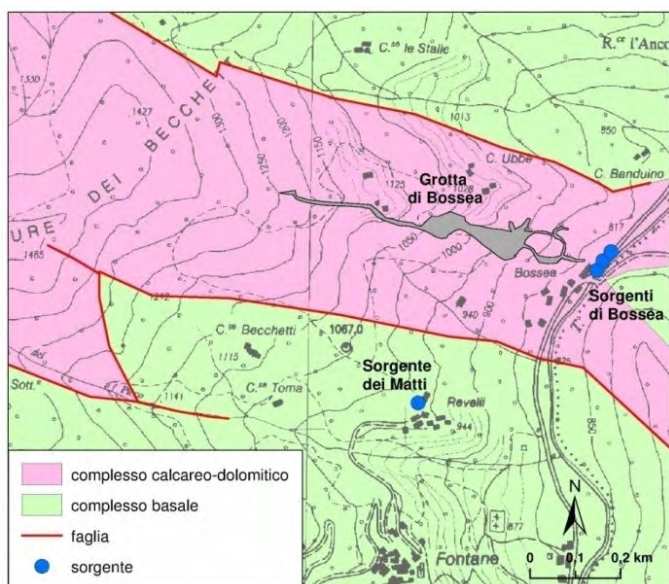


Fig. 3 – Ubicazione della Sorgente dei Matti

2. CARATTERIZZAZIONE IDROCHIMICA DEI SINGOLI APPORTI

Le acque circolanti nel sistema carsico di Bossea presentano, nel complesso, una media mineralizzazione che, in termini di TDS, si attesta tra 162.23 e 409.51 mg·L⁻¹. I valori più bassi si riscontrano nelle acque del collettore principale, Torrente Mora, e in quelle circolanti nelle metavulcaniti, Sorgente dei Matti, mentre quelli più alti appartengono ai singoli apporti.

Le facies idrochimiche riscontrate nei diversi campionamenti restano sostanzialmente costanti nel tempo ma presentano sostanziali differenze tra i diversi punti di prelievo (Fig. 4). Si osservano facies *bicarbonato-calcico-magnesiache* negli apporti Milano e Polletta e facies *bicarbonato-calciche* in tutte le altre venute oltre che nel collettore principale e nelle acque circolanti nei porfiroidi. Nelle facies *bicarbonato-calciche* si notano tuttavia delle differenze nel rapporto Ca^{2+}/Mg^{2+} che varia da 4.11 (valore medio Polla Anatre) a 41.49 (valore medio Sacrestia). Tale rapporto presenta valori medi di 6.99 nel collettore principale e 21.96 nelle acque dei porfiroidi. L'ampia variabilità del rapporto Ca^{2+}/Mg^{2+} è riconducibile ai diversi contenuti dello ione Mg^{2+} che è, sostanzialmente, l'unico parametro, tra quelli principali, a differenziare le diverse venute. I parametri presenti con concentrazioni minori di 0.1 meq·L⁻¹ (alcalini, cloruri e solfati) sono soggetti a maggiori variazioni nel tempo.

La sorgente dei Matti e la venuta Polla delle Anatre sono caratterizzate da concentrazioni di alcalini maggiori rispetto a quelle dei cloruri. Tale fatto evidenzia la presenza di acque provenienti dalle metavulcaniti.

3. L'IMPRONTA DEI LANTANIDI

I lantanidi sono una famiglia di 15 elementi chimici con proprietà chimiche molto simili tra loro, che in campo idrogeologico possono essere utilizzati per la caratterizzazione degli acquiferi. Le concentrazioni e le distribuzioni dipendono specificatamente dalle diverse rocce con le quali l'acqua è venuta in contatto, e nonostante le basse concentrazioni presentano specifici andamenti per diverse acque (BIDDAU *et alii*, 2009; BANKS *et alii*, 1999; FIORUCCI & MOITRE, 2012). Inoltre, attualmente, non hanno una conclamata impronta antropica e per tale motivo possono essere utilizzati per lo studio del fondo geochemico naturale.

Il contenuto di lantanidi nella sorgente del complesso basale si mantiene pressoché costante nei diversi campionamenti e risulta piuttosto elevato (valore medio pari a 765 ng·L⁻¹). Le venute, invece, sono caratterizzate da un comportamento diverso e subiscono evidenti variazioni nel corso dei campionamenti effettuati.

I ranges delle concentrazioni delle varie venute sono abbastanza ampi. La Polla delle Anatre è quella con le variazioni maggiori, si passa dai 21 ng·L⁻¹ (periodo di piena da fusione nivale) ai 1481 ng·L⁻¹ (periodo di magra). Le concentrazioni minime e massime si riscontrano negli stessi periodi anche per lo stillicidio Milano, la differenza è nei valori (40 e 180 ng·L⁻¹). Valori elevati, superiori a 400 ng·L⁻¹, si riscontrano durante due campionamenti nello stillicidio Sacrestia e in un campionamento del collettore principale (570 ng·L⁻¹).

Le concentrazioni delle REE sono state normalizzate con il *Post-Archean Australian Shale-PAAS* (MCLENNAN, 1989), in modo tale da evidenziare i cambiamenti nel tempo e le differenze tra il collettore principale, gli apporti secondari e la sorgente del complesso basale (Fig. 5).

A differenza dei diagrammi di *Schöeller*, i diagrammi che caratterizzano il rapporto tra le REE e il PAAS non rimangono costanti nel tempo ma presentano differenze tra i diversi periodi di campionamento. L'unica eccezione è la Sorgente dei Matti, il cui andamento rimane invariato nel tempo. Tali differenze possono indicare che il sistema carsico di Bossea è un sistema complesso, in cui si possono evidenziare circuiti di alimentazione diversi tra le varie venute e il collettore principale. Inoltre, si osservano importanti variazioni quantitative e del trend all'interno della stessa venuta, in presenza di differenti condizioni idrodinamiche.

4. GLI INDICI DI SATURAZIONE

Gli indici di saturazione della calcite e della dolomite sono stati calcolati utilizzando il rapporto tra il prodotto di attività ionica (con le singole attività ioniche determinate con l'equazione di *Debye-Hückel*) e il prodotto di solubilità.

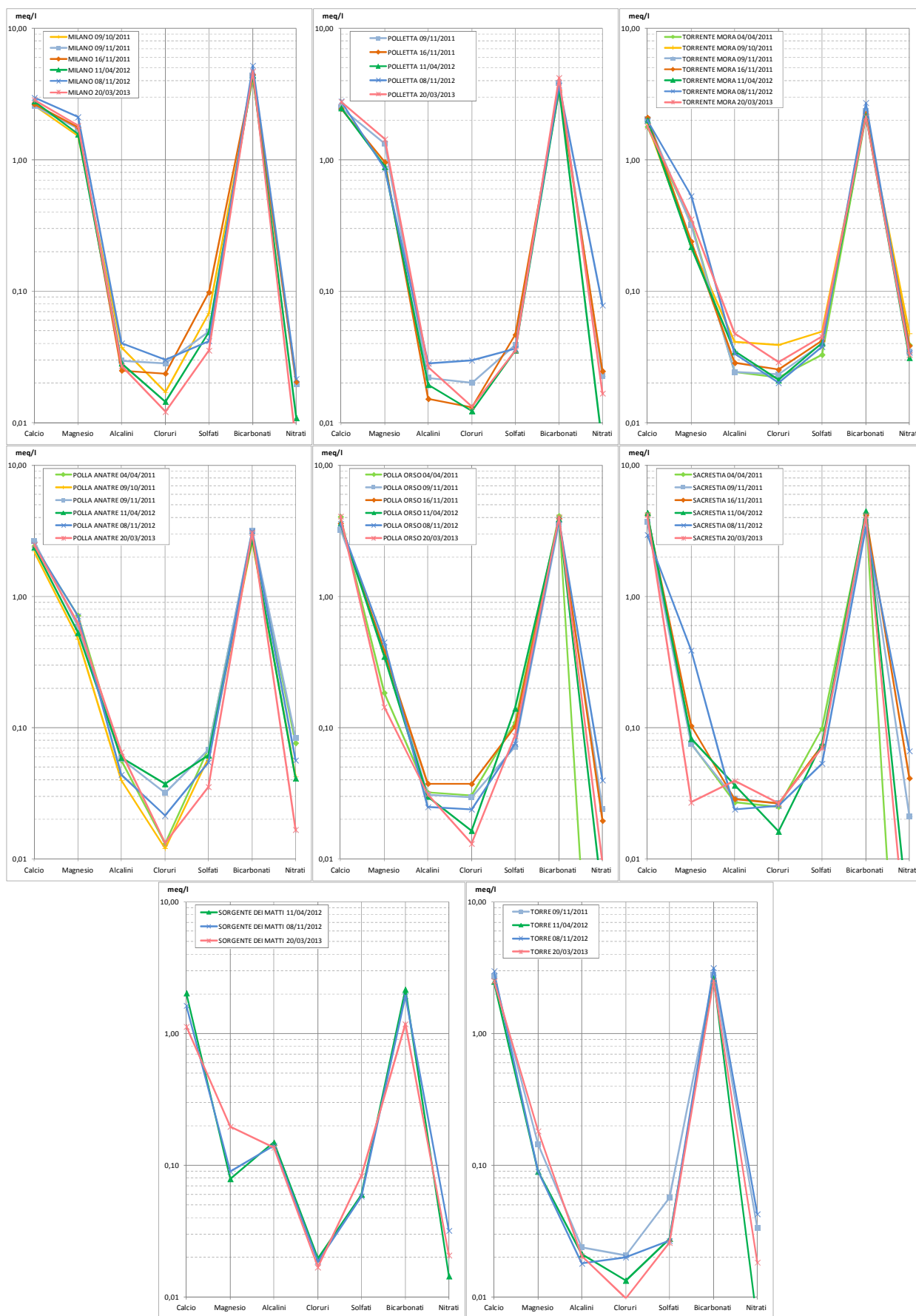


Fig. 4 – Diagrammi di Schöeller relativi ai singoli apporti, al Torrente Mora e alla Sorgente dei Matti

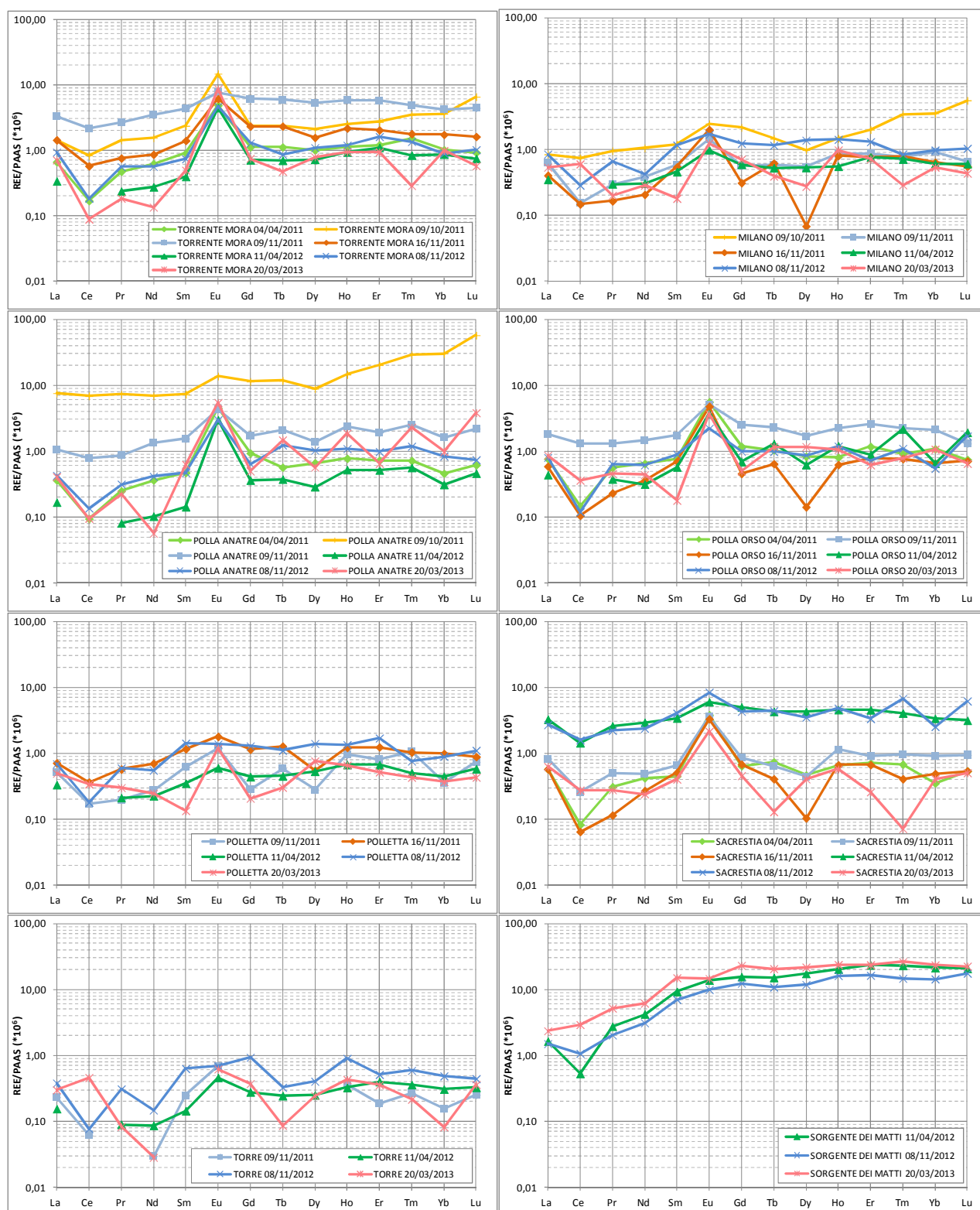


Fig. 5 – Diagrammi delle concentrazioni delle REE normalizzate con il PAAS relativamente ai singoli apporti, al Torrente Mora e alla Sorgente dei Matti

Le acque in quasi tutti i campionamenti risultano essere sovrassature nei confronti della calcite, mentre si registrano un considerevole numero di casi in cui risultano sottosature nei confronti della dolomite.

Considerando tutti i campioni si osserva una discreta correlazione tra i due indici (r^2 pari a 0.7738), valutando la

correlazione per ogni singolo apporto si rileva che queste presentano valori di coefficiente di correlazione sempre superiore al 96% e coefficienti angolari delle singole rette di correlazione molto simili tra loro, variabili da un minimo di 0.4330 (sorgente dei Matti) ad un massimo di 0.5036 (polla Anatre).

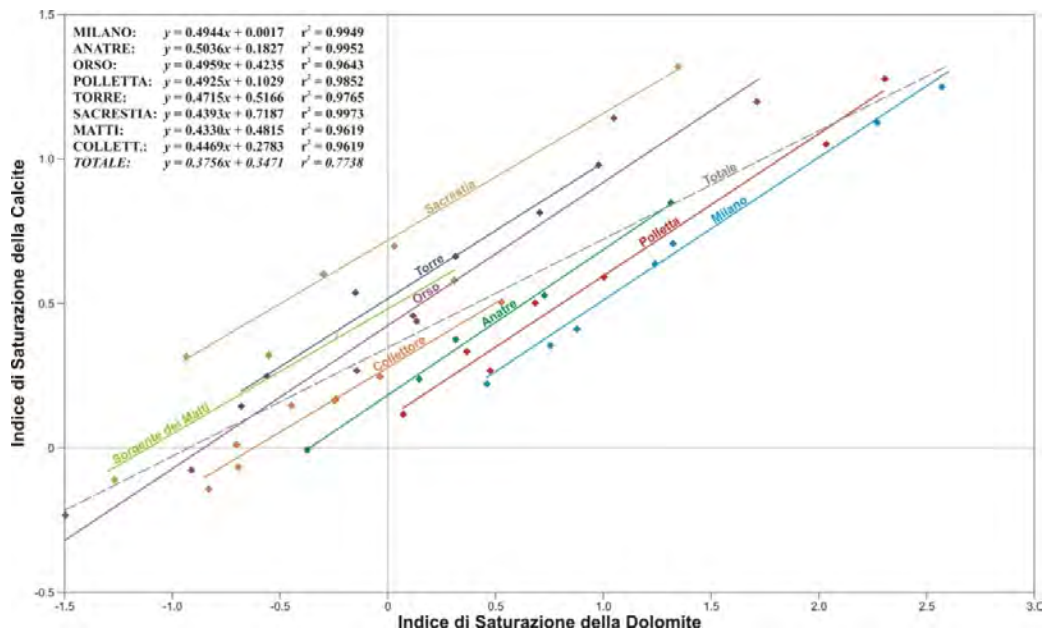


Fig. 6 – Correlazioni tra l'indice di saturazione della Calcite e quello della Dolomite

5. CONCLUSIONI

Dall'analisi complessiva dei dati geochimici ottenuti, emerge una sostanziale complessità del sistema carsico di Bossea già evidenziata dai dati del monitoraggio di portata, temperatura e conducibilità elettrica specifica delle acque provenienti dalle singole venute e dal collettore principale.

L'analisi delle facies, eseguita considerando solo gli elementi maggiori, evidenzia delle differenze tra i singoli apporti sostanzialmente dovute al rapporto Ca^{2+}/Mg^{2+} e, in qualche caso, al rapporto $(Na^+ + K^+)/Cl^-$. Quest'ultimo, quando assume valori molto maggiori di 1, è indice di una circolazione idrica che interessa le parti non carbonatiche del sistema (polla delle Anatre, Sorgente dei Matti e saltuariamente anche le altre venute).

Una più netta distinzione tra le singole venute idriche emerge dai dati relativi al contenuto di lantanidi, che sembrano mostrare anche delle differenze, relativamente ad ogni singola venuta, legate ai diversi periodi di campionamento.

Gli indici di saturazione calcolati evidenziano acque quasi sempre sovrasature nei confronti della calcite e in buona parte anche per la dolomite. La correlazione tra i due indici mostra valori elevati quando si considerano le singole venute, mentre è minore quando si confrontano complessivamente tutti i dati. Questo aspetto sembra evidenziare ulteriormente la complessità del sistema carsico di Bossea così come già mostrato dagli altri indici geochimici. Sembrerebbe, infatti, ipotizzabile la presenza di circuiti di alimentazione diversi per le varie venute e forse diversi per differenti condizioni idrodinamiche.

Per meglio comprendere i meccanismi che intervengono nel sistema di alimentazione dell'acquifero carsico di Bossea, sarebbe necessario condurre, in un anno idrologico, campionamenti a cadenza mensile per gli apporti secondari, il collettore principale e alcune sorgenti rappresentative impostate nel complesso basale.

BIBLIOGRAFIA

- BANKS D., REIMANN C., SIEWERS U., 1999 - *Distribution of rare earth elements in crystalline bedrock groundwaters: Oslo and Bergen region, Norway*. Appl. Geochem. 14: 27-39.
- BANZATO C., DALLAGIOVANNA G., MAINO M., PEANO G. & VIGNA B., 2011 - *Correlation between the geological setting and groundwater flow: the Bossea karst underground laboratory*. Geoitalia 2011, Epitome 4, Torino, 19-23 settembre 2011: 14.
- BIDDAU R., BENSIMON M., CIDU R. & PARRIAUX A., 2009 - *Rare earth elements in groundwaters from different Alpine aquifers*. Chemie der Erde Geochemistry 69: 327-339.
- FIORUCCI A., MOITRE B., 2012 - *Hydrogeochemical study on the rare earth concentration in groundwater*. Romanian Journal of mineral Deposits, Geological Institute of Romania, Society of Economic Geology of Romania, Vol. 85: 56-59.
- MCLENNAN S.M., 1989 - *Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes*. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Mineralogical Society of America, Washington, Review in Mineralogy 21: 169-200.
- PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E. & AGNESOD G., 2011 - *Radon exchange dynamics in a karst system investigated by radon continuous measurements in water: first results*. Radiation protection dosimetry, Vol. 145 (2): 173-177.
- VIGNA B., DOLEATTO D., 2008 - *La circolazione idrica nella zona non satura di Bossea*. Ambiente carsico: I progressi degli studi in Italia sulla soglia del XXI secolo. Bossea, 21-22 maggio 2005: 51-63.

L'acquifero carbonatico fratturato delle Sorgenti del Fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): valutazioni sulla risorsa rinnovabile e sull'area di alimentazione

FRANCESCA BANZATO (*), LUCIA MASTRORILLO (*), TORQUATO NANNI (**), STEFANO PALPACELLI (**), MARCO
PETITTA (*), PAOLA VIVALDA (**)

RIASSUNTO

Il territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini è costituito prevalentemente da dorsali carbonatiche fratturate sedi di acquiferi di importanza strategica, che costituiscono la principale fonte di approvvigionamento idropotabile dell'intero territorio regionale. I criteri di gestione delle risorse idriche di questo territorio, quindi, devono rispondere alle esigenze di sfruttamento della risorsa garantendo, comunque, le aspettative di tutela di un'area dalle elevate caratteristiche ambientali.

La difficoltà di raggiungere soluzioni operative in questa direzione, ha portato le amministrazioni locali a collaborare con la comunità scientifica nella consapevolezza che la gestione ottimale della risorsa idrica richiede un'adeguata conoscenza dei processi che ne regolano la circolazione sotterranea, soprattutto in un acquifero fratturato. Le ricerche idrogeologiche sugli acquiferi carbonatici dei Monti Sibillini hanno progressivamente delineato un quadro idrogeologico sempre di maggior dettaglio dell'intera area soggetta alla tutela del Parco. In questa nota vengono presentati i risultati di uno studio condotto in collaborazione con il CIIP, gestore degli impianti di approvvigionamento idropotabile della provincia di Ascoli Piceno.

Il sistema sorgivo del fiume Aso costituisce il livello di base di una vasta ed articolata circolazione idrica sotterranea che coinvolge le principali sorgenti del versante orientale dei Monti Sibillini, per un'area di ricarica di almeno 120 km² con una potenzialità idrica totale di circa 3200 L/s; di questi, quasi 2000 L/s emergono direttamente nell'alveo del fiume Aso fra quota 940 e 830 m e, in parte, nella galleria drenante del sistema di captazione, attualmente gestito dal CIIP. Sono inoltre presenti più a valle due opere di derivazione superficiale per la produzione idroelettrica (ENEL).

L'interpretazione delle misure di portata, eseguite lungo l'alveo del fiume, del relativo monitoraggio, dell'assetto geologico-strutturale e dei risultati di analisi chimiche e isotopiche delle acque, ha consentito di distinguere il contributo di tre diversi acquiferi alla

portata del flusso di base e di valutarne la potenzialità.

L'approfondimento del quadro idrogeologico ha consentito di affinare il modello concettuale finora noto, definendo con maggiore precisione i limiti dei bacini idrogeologici e la corretta ubicazione delle aree di ricarica; a tale scopo sono state eseguite periodiche analisi isotopiche (¹⁸O e D) e sono state installate stazioni idrometrografiche per il controllo automatico e continuo della portata del fiume in corrispondenza di sezioni rappresentative del contributo di ciascun acquifero al flusso di base.

Inoltre, per la valutazione della ricarica e dell'influenza che le sue normali variazioni stagionali ed annuali inducono sull'alimentazione degli acquiferi e sul regime delle portate erogate è stato condotto uno studio delle precipitazioni, sia liquide che solide, e delle variazioni dei livelli piezometrici.

I risultati ottenuti mettono in evidenza che i locali prelievi sotterranei e le derivazioni superficiali incidono esclusivamente su risorse idriche sotterranee di ottima qualità, l'entità delle quali è influenzata in maniera diretta dal regime della variabilità annuale e pluriennale delle precipitazioni. L'integrità di tali risorse è garantita, infatti, da aree di ricarica ad alta quota e a bassissimo grado di antropizzazione; nel caso specifico la tutela dell'area di studio è ulteriormente favorita dall'esistenza del Parco Nazionale dei Sibillini.

Qualunque intervento di razionalizzazione dei prelievi di acque sotterranee nelle aree appenniniche carbonatiche non può prescindere da una seria revisione delle destinazioni d'uso delle derivazioni delle così dette "acque superficiali", che nella realtà costituiscono a tutti gli effetti prelievi di acque sotterranee di qualità pregiata con destinazione d'uso prevalentemente industriale.

KEY WORDS: *acquifero carbonatico, Appennino centrale, approccio multidisciplinare, valutazione risorsa idrica.*

INTRODUZIONE

In uno scenario caratterizzato da una forte pressione antropica, con conseguenti fenomeni di degradazione delle varie matrici ambientali, tra cui quella idrica, molti dei sistemi acquiferi convenzionalmente sfruttati, con particolare riferimento a quelli delle pianure costiere, presentano condizioni di forte criticità, sia per la qualità delle acque, sia sotto l'aspetto della quantità. In questo contesto i sistemi acquiferi carsici costituiscono un'importante alternativa per l'approvvigionamento

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza", P.le Aldo Moro 5, 00185 Roma

(**) Dipartimento di Scienze e Ingegneria della Materia, dell'Ambiente ed Urbanistica, Università Politecnica delle Marche, Ancona

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto "Studio del bacino idrogeologico carbonatico (Monti Sibillini) del fiume Aso finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bilancio idrogeologico e analisi della sorgente di Foce", finanziato dal CIIP.

idrico, il cui ruolo strategico è definito in ragione sia dei quantitativi idrici che sono in grado di contenere, sia dall'elevata qualità delle acque in essi contenuta (DOVERI *et alii*, 2013), garantita da una limitata antropizzazione dei territori in cui questi generalmente si sviluppano e, laddove possibile, da una corretta gestione e pianificazione dell'uso della risorsa operata dagli Enti di controllo, quali i Parchi nazionali.

Nel territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini sono presenti acquiferi carbonatici di importanza strategica, nell'ambito dei quali nel corso degli anni si sta cercando di ottenere un quadro conoscitivo delle risorse idriche disponibili e del loro utilizzo con un dettaglio sempre maggiore, al fine di valutare la compatibilità delle numerose utilizzazioni esistenti in rapporto alla richiesta di nuove concessioni.

In questa nota vengono presentati i risultati di uno studio condotto in maniera congiunta dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza" e dal Dipartimento di Scienze e Ingegneria della Materia, dell'Ambiente ed Urbanistica dell'Università Politecnica delle Marche, nel bacino carbonatico del fiume Aso, in collaborazione con il CIIP, gestore degli impianti di approvvigionamento idropotabile della provincia di Ascoli Piceno.

Alle ricerche condotte nel corso degli anni (MARCELLINI *et alii*, 2005, NANNI *et alii*, 2006, BONI & PETITTA, 2007, BONI *et alii*, 2010) sono state affiancate indagini idrogeologiche, chimico-isotopiche e geologico-strutturali, coadiuvate dall'installazione di centraline idrometriche delle portate, che hanno consentito di valutare la risorsa idrica rinnovabile del settore carbonatico del fiume Aso, la sua origine e gli impatti causati dalle opere di captazione (MASTRORILLO *et alii*, 2012, NANNI & PETITTA, 2012).

L'approccio multidisciplinare a questo studio aveva come obiettivo principale, mediante il confronto dei risultati ottenuti con le diverse metodologie, quello di distinguere e caratterizzare la circolazione idrica sotterranea degli acquiferi presenti in questo settore dell'Appennino, valutando l'influenza sulla risorsa rinnovabile operata dai locali prelievi sotterranei, e il loro flusso di base, anche mediante la quantificazione delle derivazioni superficiali. Il quadro idrogeologico è stato, inoltre, approfondito mediante l'individuazione delle aree di ricarica degli acquiferi e la valutazione della ricarica meteorica e degli effetti che le normali variazioni stagionali ed annuali inducono sull'alimentazione degli acquiferi e sul regime delle portate da essi erogate.

AREA DI STUDIO

La valle del fiume Aso è stretta tra le vette più alte del gruppo dei Sibillini: il Monte Vettore e il Monte Sibilla. Il fiume, che scorre trasversalmente alle dorsali carbonatiche,

incide gli affioramenti delle formazioni calcaree del dominio umbro-marchigiano, che ospitano al loro interno acquiferi di notevole estensione, ricevendo consistenti apporti alla portata del flusso di base, costituendo uno dei principali punti di recapito del versante orientale dei Monti Sibillini.

Il corso d'acqua si origina nella frazione di Foce del comune di Montemonaco (AP) da un complesso sistema di emergenze naturali ed artificiali che vengono a giorno fra quota 950 e 830 m, in parte direttamente nell'alveo del fiume e in parte nella galleria drenante del sistema di captazione gestito dal CIIP che preleva, da gallerie poste a quote superiori a 910 m, una portata media di 530 L/s (MASTRORILLO *et alii*, 2012). La chiusura del bacino carbonatico è a quota 735 m, in località Santa Maria in Casalicchio nella frazione di Tofe, al limite del quale il corso del fiume Aso, in assenza delle attuali condizioni di sfruttamento per scopi idropotabili ed idroelettrici, sarebbe caratterizzato da un valore del flusso di base pari a quasi 2000 L/s.

Il quadro idrogeologico regionale ricostruito da BONI & PETITTA nel 2007, inserisce l'alto bacino del fiume Aso in una circolazione idrica sotterranea molto estesa (circa 110 km²) che comprende il settore orientale della catena dei Monti Sibillini, a prevalente estensione Nord-Sud, fra Bolognola e le pendici meridionali del Monte Vettore. Il modello presentato ipotizza una continuità idraulica degli acquiferi Basale, della Maiolica e della Scaglia Calcarea e attribuisce una portata di magra complessiva delle emergenze nel bacino carbonatico dell'Aso pari a 1415 L/s.

L'assetto strutturale che caratterizza questo settore dell'Appennino centrale è quello tipico di una catena a pieghe a prevalente vergenza orientale, con assi che ruotano da una direzione meridiana ad una direzione appenninica, e sovrascorrimenti e faglie inverse, molto evidenti sui fianchi orientale e nord-orientale delle anticlinali (BONI *et alii*, 2010).

L'elemento strutturale principale è il sovrascorrimento dei Monti Sibillini, che si estende verso Sud fino a raccordarsi con il sovrascorrimento della "Linea Olevano-Antrodoco" (PAROTTO & PRATURLON, 1975) e verso Nord va a congiungersi col fronte del margine appenninico-padano (CALAMITA & DEIANA, 1986; CALAMITA *et alii*, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2005). Questo motivo tettonico regionale ha portato i termini meso-cenozoici interni sulle antistanti formazioni creta-palogeniche e mioceniche, ed è caratterizzato da una geometria arcuata a vergenza nord-orientale e convessità adriatica; nella porzione settentrionale l'andamento è appenninico, mentre in quella meridionale è circa N-S (NNW-SSE a nord del M. Vettore) (Figura 1).

La superficie di sovrascorrimento principale risulta essere in genere debolmente immergente verso ovest oppure debolmente piegata in antiforme e i suoi rapporti con gli strati del *footwall* indicano rampe a bassa inclinazione e tratti di *flap* impostati generalmente nelle

emipelagiti pre-torbiditiche, in particolare nelle Marne con Cerrognia (PIERANTONI *et alii*, 2005).

L'unità di tetto è in genere rappresentata da un'ampia anticlinale con nucleo di terreni giurassici, spesso assimilabile a una *box fold* con cresta più o meno estesa, asimmetrica (KOOPMAN, 1983 e LAVECCHIA, 1985). Il fianco occidentale è debolmente inclinato e il fianco orientale, da verticale a rovesciato nei soli termini della sequenza pelagica, è in rapporto di *blind thrust* con gli strati sub orizzontali o moderatamente inclinati del Calcarea massiccio, costituente il nucleo della piega (CALAMITA, 1990).

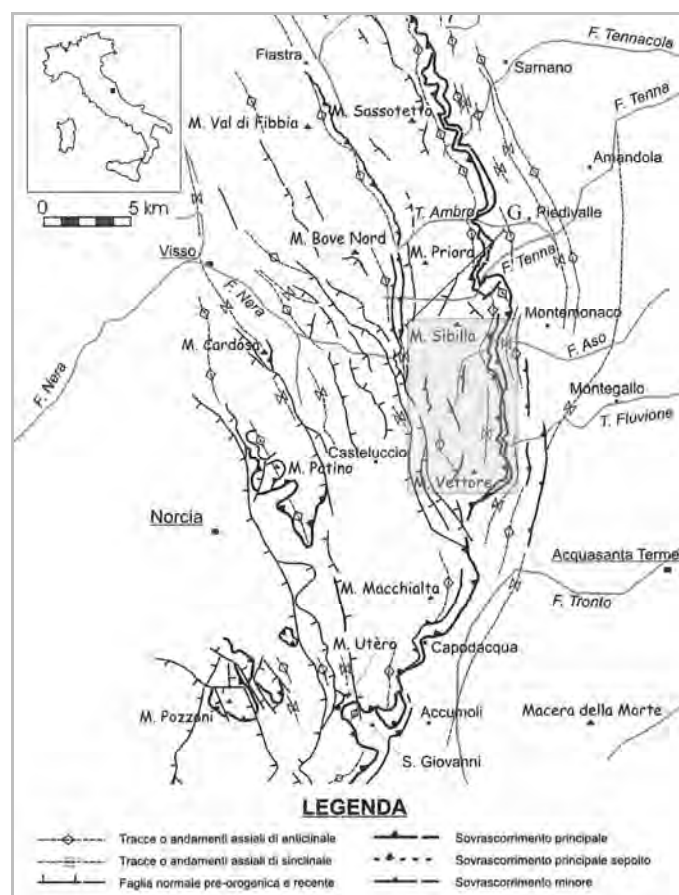


Fig. 1 – Inquadramento geologico strutturale del settore meridionale dei Monti Sibillini e dell'alto bacino carbonatico del fiume Aso (modificato da PIERANTONI *et alii*, 2005).

L'anticlinale del Monte Vettore, fortemente asimmetrica, a direzione N-S, occupa la zona di maggiore elevazione strutturale di questo settore appenninico. L'erosione ha portato in affioramento, per vasti tratti, i termini più antichi della successione mesozoica rappresentati dalla Corniola e dal Calcarea massiccio. Il sovrascorrimento ha sovrapposto quest'ultima unità alle torbiditi della Formazione della Laga che risultano coinvolte in pieghe rovesciate e fagliate, scollate a livello delle sottostanti Marne con Cerrognia. Il dislocamento

misurato in corrispondenza dei livelli stratigrafici più antichi è pari a circa 8 km ed è in parte trasferito a livelli di scollamento ubicati nelle emipelagiti pre-torbiditiche, soprattutto nelle Marne con Cerrognia. La struttura è complicata dalla presenza di faglie normali con rigetto elevato (1.2-11.7 km). Tale rigetto può essere interpretato come risultante da un'attività pre-thrusting (dominante), con una successiva (minore) componente di riattivazione post-thrusting (PIERANTONI *et alii*, 2005).

Le unità più comuni del *footwall* affioranti in corrispondenza del sovrascorrimento sono le emipelagiti pre-torbiditiche (Scaglia cinerea, Bisciario, Schlier-Marne con Cerrognia), caratterizzate da un assetto strutturale a pieghe da scollamento e sovrascorrimenti, con andamento NW-SE.

Faglie normali plioceniche-quadernarie, a direzione per lo più appenninica, interessano le suddette strutture: esse sono più numerose nell'*hangingwall* e possono dislocare il sovrascorrimento, come è evidente per le faglie del versante occidentale del Monte Vettore. Non mancano inoltre casi di riattivazione di strutture pre-orogeniche da parte delle faglie in parola: un esempio è dato dalla faglia ubicata alla base del Monte Vettore (CALAMITA *et alii*, 1992). Per quanto riguarda infine le dislocazioni pre-orogeniche, le più importanti delle quali sono di età giurassica e miocenica, che sono di norma deformate e dislocate durante le deformazioni compressive, mentre più raramente mostrano evidenze di significative inversioni del movimento.

MATERIALI E METODI

Tra il 2009 ed il 2012 il settore carbonatico del bacino del fiume Aso è stato interessato da una serie di indagini di natura idrogeologica, chimico-isotopica e geologico-strutturale.

Il monitoraggio idrogeologico ha previsto la realizzazione di 20 campagne di misura della portata in alveo, in maniera sistematica negli anni idrologici e in diverse sezioni lungo il corso d'acqua (Figura 2), che hanno permesso di determinare come variano nel tempo e nello spazio i rapporti d'interazione fiume-falda e di riconoscere eventuali settori drenanti; inoltre, l'ubicazione di alcune di queste misure è stata vincolata dalla messa in funzione di stazioni di misura per il controllo in continuo di alcuni parametri ambientali e della portata, ubicate in punti strategici lungo il corso d'acqua, sia per la presenza di opere di derivazione che per l'affioramento in alveo dei complessi con ruolo di *aquiclude*, in modo da poter ottenere una corretta valutazione del contributo di acqua sotterranea dei diversi acquiferi carbonatici.

Per determinare le variazioni stagionali e annuali nella ricarica degli acquiferi, le direttrici di flusso e l'influenza dell'opera di captazione della sorgente di Foce sono stati analizzati i dati del livello piezometrico, in pressione, misurato nella galleria di captazione e quelli relativi al monitoraggio

periodico dei livelli della falda operati dal CIIP, sia in piezometri operativi da oltre un decennio sia in alcuni realizzati nel corso di questo studio, la cui ubicazione è stata scelta a seguito della ricostruzione dell'assetto geologico-strutturale locale. All'interno di questi ultimi, in particolare, nel Novembre 2011 si è proceduto alla realizzazione di misure di flusso in foro tramite *flowmeter* per la determinazione della componente verticale.

Le informazioni derivate dall'analisi delle variazioni dei livelli piezometrici e dei monitoraggi in continuo e periodici

delle portate erogate hanno consentito, inoltre, mediante il confronto diretto con la variazione giornaliera e mensile della ricarica meteorica, sia liquida che solida, di avanzare considerazioni sui tempi e le modalità di svuotamento degli acquiferi.

La caratterizzazione idrogeologica dei differenti acquiferi è stata completata con le analisi chimiche e isotopiche delle acque di sorgenti censite in corrispondenza dei tratti di alveo drenanti o di punti di campionamento significativi, quale il rilascio in alveo dell'esubero della captazione CIIP.



Fig. 2 - Schema di ubicazione delle opere di captazione e derivazione e dei punti di monitoraggio idrogeologico e chimico-isotopico lungo il corso del fiume Aso.

Il rilevamento idrogeologico, infine, è stato integrato da un rilevamento mesostrutturale, con applicazioni idrogeologiche, del settore carbonatico del bacino del fiume Aso in cui l'analisi della distribuzione spaziale della fratturazione è stata associata alla valutazione della conducibilità idraulica delle litologie affioranti.

RISULTATI

L'analisi dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale, unitamente ai risultati delle indagini idrogeologiche e chimico-isotopiche condotte nel settore carbonatico del bacino del fiume Aso, hanno consentito di individuare l'esistenza di tre acquiferi con circolazioni idriche separate localmente, per i quali è stata possibile la caratterizzazione dei parametri dinamici, la valutazione delle portate medie annue erogate e l'individuazione delle principali linee di drenaggio associate alla fessurazione.

Ai tre acquiferi riconosciuti, che si sviluppano rispettivamente nel Complesso Basale, della Maiolica e della Scaglia Calcarea (BONI *et alii*, 2010), infatti, appartengono acque bicarbonato calciche-magnesiache caratterizzate da

differenze geochemiche, che ne consentono una ulteriore classificazione in tre gruppi principali riconducibili a circolazioni idriche sotterranee in litotipi calcarei differenti.

Al primo gruppo appartengono i campioni dell'acquifero Basale prelevati dalla sorgente dell'Aso e dal rilascio della condotta di sfioro della captazione CIIP: l'arricchimento relativo in magnesio e solfato, oltre al bicarbonato e al calcio (Figura 3), fa ipotizzare una circolazione profonda che coinvolge il basamento dolomitico-anidritico della successione umbro-marchigiana, più superficiale nel settore posto a Sud di Foce a causa della chiusura periclinale verso Nord di circa 10° dell'anticlinale del Monte Vettore. Al secondo e terzo gruppo appartengono, rispettivamente, i campioni d'acqua prelevati in corrispondenza degli affioramenti in alveo delle formazioni della Maiolica e della Scaglia Rossa: al primo corrispondono acque che, rispetto alle precedenti, non risultando arricchite in solfati e magnesio, sono tipiche di una circolazione in litologie esclusivamente calcaree; al secondo, invece, le concentrazioni più elevate in sodio, potassio e cloro fanno ipotizzare l'interazione con la componente marnoso-argillosa presente nelle litologie della Scaglia Calcarea.

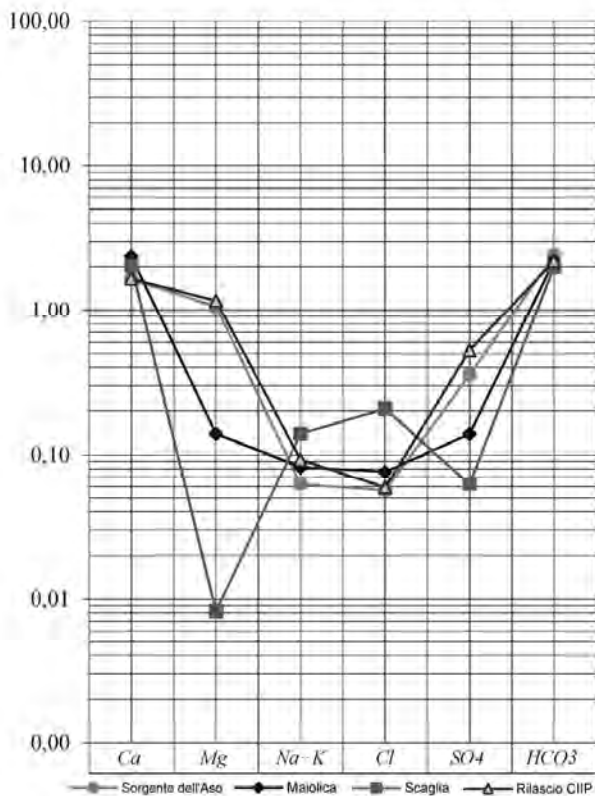


Fig. 3 – Diagrammi di comparazione delle concentrazioni degli elementi maggiori (espressi in meq) dei punti di campionamento chimico-isotopico.

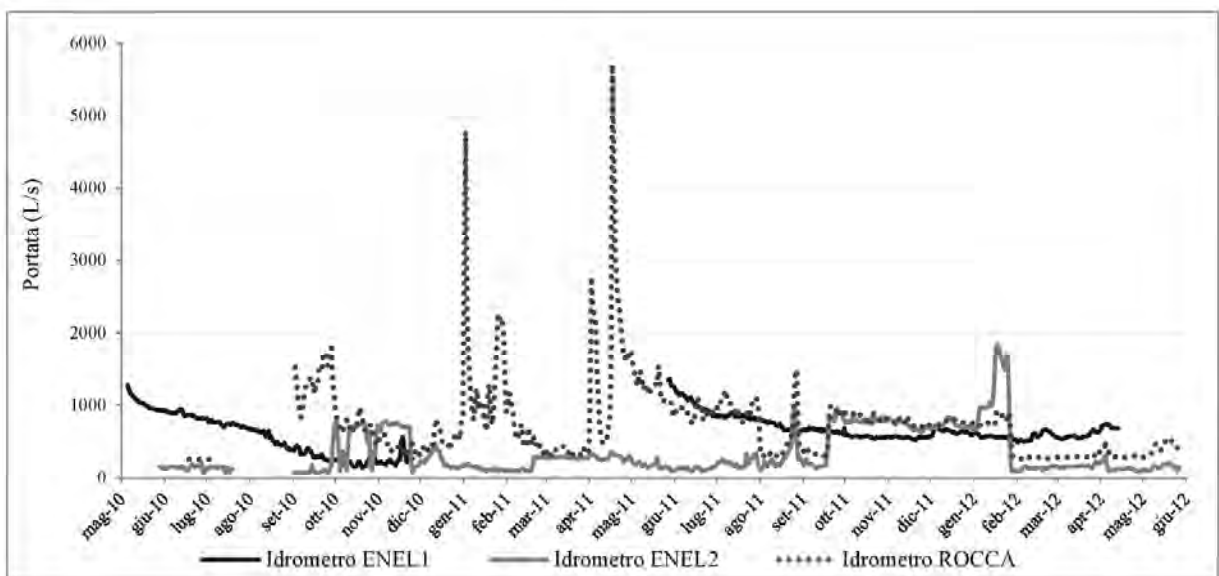


Fig. 4 – Monitoraggio in continuo della portata (in L/s) alle stazioni di misura ubicate lungo il fiume Aso.

Il monitoraggio in continuo (Figura 4) e mensile delle portate del corso d'acqua, effettuato in diverse sezioni ubicate lungo il fiume Aso, ha evidenziato un regime con valori massimi tra la primavera e l'inizio dell'estate e valori minimi che si registrano nei mesi autunnali. Il deflusso degli acquiferi è, quindi, molto regolare con curve di esaurimento estive-autunnali. Valori anomali delle portate, con picchi oltre i 4 m³/s, che si esauriscono nel giro di pochi giorni, sono relazionabili a eventi piovosi brevi ma molto intensi.

In merito al regime di variabilità delle precipitazioni,

l'analisi dei dati di piogge cumulate giornaliere relative all'ultimo decennio per stazioni distribuite sul territorio a quote superiori i 1.000 metri di altitudine (BANZATO, 2013), ha evidenziato due periodi in cui si registrano valori minimi: il primo nei mesi di Gennaio e Febbraio, durante i quali le nevi si sostituiscono alle precipitazioni liquide, e il secondo nei mesi di Luglio e Agosto per la diminuzione estiva delle piogge (Figura 5). In primavera e nel tardo autunno, invece, si registrano i valori massimi delle piogge.

Il coefficiente di *Lauscher* (LAUSCHER, 1954), valutato

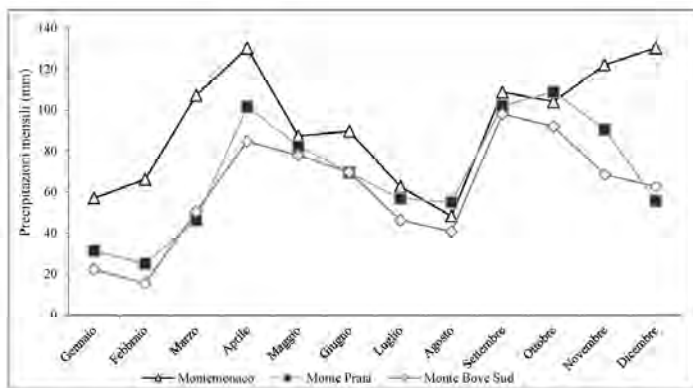


Fig. 5 – Regime di variabilità annuale delle precipitazioni liquide.

superiore al 50% nei mesi invernali (BANZATO, 2013) per le stazioni nivometriche distribuite sul territorio, ha evidenziato una alta incidenza delle nevicate rispetto al complesso delle precipitazioni, sottolineando l'importanza che queste ricoprono nella ricarica degli acquiferi del fiume Aso. In particolare, l'influenza maggiore si ha nel periodo primaverile quando, con l'aumento delle temperature, le masse nevose accumulate durante l'inverno cominciano a sciogliersi contribuendo all'immagazzinamento degli acquiferi per i quali l'incremento delle portate erogate si registra con un ritardo di circa un mese.

Le misure di portata condotte tra il 2009 e il 2012 nel tratto compreso tra Foce e Tofe, entrambi frazioni del comune di Montemonaco, hanno permesso di valutare un flusso di base medio del fiume Aso di circa 1860 L/s, con valori massimi relativi al 2010 di 2230 L/s e minimi nel 2012 pari a circa 1480 L/s.

La portata del fiume Aso è sostenuta principalmente dall'apporto dell'acquifero Basale e, secondariamente, dagli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea (Tabella 1). A quest'ultimo, le misure condotte hanno permesso di attribuire anche gli incrementi di portata misurati nella coltre detritica pedemontana esterna al dominio carbonatico: tali apporti, infatti, si esauriscono solo in limitati periodi di massima magra e non sono giustificabili con il ruscellamento superficiale.

L'acquifero Basale si sviluppa nelle formazioni del Calcere Massiccio, della Corniola e del Bugarone, presenti in maniera diffusa nel settore meridionale del bacino, e costituisce il livello di base del sistema carbonatico dei Monti Sibillini. L'elaborazione dei dati mesostrutturali ne ha evidenziato una intensa fratturazione dei litotipi calcarei (K_{max} del Calcere Massiccio: 10^{-2} m/s), con una direzione preferenziale del reticolo di fratture orientata circa NNW-SSE, parallela allo sviluppo assiale della struttura anticlinale e dei principali elementi tettonici e, subordinatamente, seguendo una direzione ENE-OSO riconducibile al principale andamento della fase distensiva giurassica.

Tabella 1 – Valori medi della portata complessiva (in L/s) erogata dagli acquiferi calcarei riconosciuti nel bacino del fiume Aso.

Anno	Flusso di base del fiume Aso	Portata erogata dall'acquifero Basale	Portata erogata dall'acquifero della Maiolica	Portata erogata dall'acquifero della Scaglia calcarea	Incremento di portata del settore pedemontano
2009	2020	1486	289	155	90
2010	2230	1588	293	186	164
2011	1683	1213	264	125	82
2012	1480	1024	125	183	149

La ricostruzione dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale ha permesso di individuare le aree di ricarica dell'acquifero Basale nel settore posto a Sud dell'abitato di Foce, delimitato dai rilievi che circondano la valle che, dal Piano della Gardosa, arriva fino alle pendici del versante settentrionale del Monte Vettore, con il conseguente drenaggio da Sud verso Nord secondo lo sviluppo assiale della struttura.

La quota media di ricarica di 1550 metri s.l.m., ottenuta dai risultati delle analisi isotopiche, ha confermato l'estensione del bacino idrogeologico dell'acquifero Basale che trova localmente il suo livello di base nell'alveo del fiume Aso ad una quota di circa 874 metri s.l.m. e risulta sempre saturo fino alla quota di circa 915 metri, dove sono ubicate le emergenze nel corso di tutte le campagne di misura della portata, anche nei periodi più siccitosi.

L'analisi dei livelli piezometrici effettuata nel settore di Foce, dove è presente la captazione idropotabile e le prime emergenze in alveo alimentate dall'acquifero Basale oltre al laghetto di Foce, ha evidenziato una variabilità nel corso dei

diversi anni e nell'anno idrologico che è condizionata, quasi esclusivamente, dalle variazioni stagionali e pluriennali dell'apporto meteorico. Infatti, nell'anno idrologico, lo stazionamento della superficie piezometrica segue il trend del deflusso sotterraneo con valori minimi nei primi mesi dell'anno, per la permanenza al suolo del manto nevoso che ostacola la ricarica, e con la risalita tra i mesi di Marzo e Giugno, in funzione dello scioglimento delle nevi e con la ripresa delle piogge (Figura 6).

Le ricostruzioni piezometriche, inoltre, hanno evidenziato un drenaggio sotterraneo nel settore a monte di Foce proveniente dal versante carbonatico occidentale della valle, sede dell'acquifero Basale sfruttato dalla captazione CIIP. Questa direzione di flusso da Ovest verso Est, si raccorda nel Piano della Gardosa con una direzione di flusso proveniente da Sud, attribuita ad una falda superficiale presente nei depositi detritici di fondovalle che alimenta la sorgente dell'Aso e il laghetto di Foce. Le due direzioni di flusso trovano un loro collegamento idraulico lungo il bordo occidentale della valle e sul fondo della stessa, al contatto

fra il detrito e il substrato roccioso carbonatico.

Infatti, l'elaborazione dei dati di flusso ottenuti con il *flowmeter* nel piezometro prossimo al versante carbonatico occidentale, ha indicato componenti di flusso verso l'alto, in un intervallo di quota compreso fra 905 e 925 metri s.l.m., interpretate come scambi idrici dall'acquifero Basale verso i depositi di fondovalle al contatto fra il detrito e il substrato roccioso carbonatico. Invece, nei piezometri localizzati nel settore centrale della valle, l'analisi dei dati ottenuti con il *flowmeter* ha permesso di evidenziare delle componenti

di flusso verticali dirette verso il basso ad una quota compresa

tra 912 e 925 metri, attribuite ad un richiamo d'acqua dall'acquifero superficiale verso quello Basale più profondo, soggetto alla derivazione CIIP, ed interpretate come il risultato dell'influenza dell'opera di captazione che, in particolari situazioni nelle quali l'effetto congiunto di naturali variazioni della ricarica e di manovre di gestione dell'impianto, potrebbe contribuire a richiamare acqua verso le zone più profonde dell'acquifero (Figura 7).

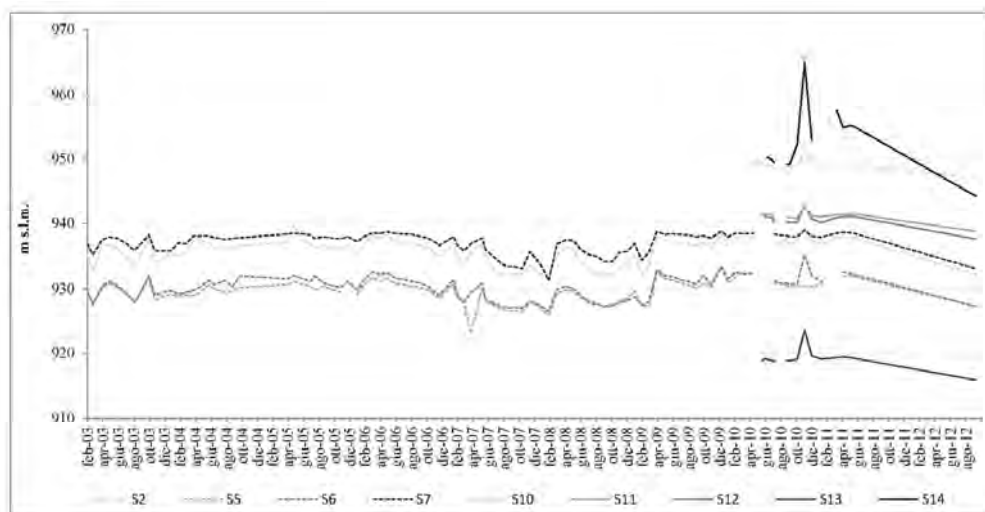


Fig. 6 – Oscillazione della superficie piezometrica nei piezometri preesistenti (linee tratteggiate) e in quelli realizzati nel corso di questo studio (tratto continuo).

66%) che idropotabili (tra il 27 e il 61%): ne risulta una effettiva disponibilità residua in alveo tra il 7 e il 13% (Tabella 2), laddove tutte le opere di derivazione risultino attive. Tale limitazione di deflusso garantisce appena il Deflusso Minimo Vitale calcolato sulla base dei metodi adottati dalla Regione Marche.

L'effetto del drenaggio in galleria ha, invece, un impatto diretto sul deflusso in alveo a valle dell'opera di presa, in quanto l'analisi dei dati piezometrici ha evidenziato chiaramente l'azione di richiamo esercitata dalle gallerie, che determinano un livello di falda inferiore a quello naturale nel primo tratto del fiume. Di conseguenza, negli anni più piovosi, anche in virtù del contributo significativo dell'acquifero superficiale detritico del Piano della Gardosa, la sorgente dell'Aso e conseguentemente il corso d'acqua si mantengono attivi ed il drenaggio in alveo avviene sin dai primi metri del fiume. Viceversa, negli anni siccitosi, quando la superficie piezometrica si trova a livelli inferiori, il deflusso in alveo comincia più a valle, laddove la galleria non è più in grado di influire sul deflusso della falda, intorno a quota 915 metri s.l.m., dove il fiume risulta perennemente attivo anche negli anni di magra prolungata.

Infine, relativamente alla risorsa idrica erogata dall'acquifero Basale e al suo attuale stato di utilizzo, l'analisi dei dati delle misure di portata ha evidenziato che questa è ampiamente sfruttata sia per scopi idroelettrici (tra il 34 e il

Tabella 2 – Schema delle risorse idriche dell'acquifero Basale (in %) sottoposte a prelievi idropotabili (CIIP), a derivazione idroelettrica (ENEL) e che rimangono disponibili in alveo.

Utilizzo della Risorsa idrica	Prelievo CIIP (in %)	Prelievo ENEL 1° (in %)	Disponibilità residua in alveo (in %)
Maggio '09	27,1	65,8	7,1
Luglio '09	33,6	59,7	6,8
Settembre '09	39,0	50,6	10,4
Ottobre '09	38,8	49,5	11,7
Aprile '10	27,9	61,8	10,3
Maggio '10	28,1	65,3	6,7
Giugno '10	27,3	64,7	8,0
Luglio '10	32,5	58,1	9,4
Settembre '10	44,6	0	55,4
Ottobre '10	38,5	0	61,5
Giugno '11	33,6	57,2	9,2
Luglio '11	38,1	49,6	12,3
Settembre '11	50,9	0	49,1
Ottobre '11	51,5	0	48,5
Novembre '11	50,7	0	49,3
Marzo '12	55,0	34,2	10,7
Aprile '12	40,1	47,3	12,6
Maggio '12	50,6	0	49,4
Giugno '12	59,6	0	40,4
Agosto '12	61,2	0	38,8

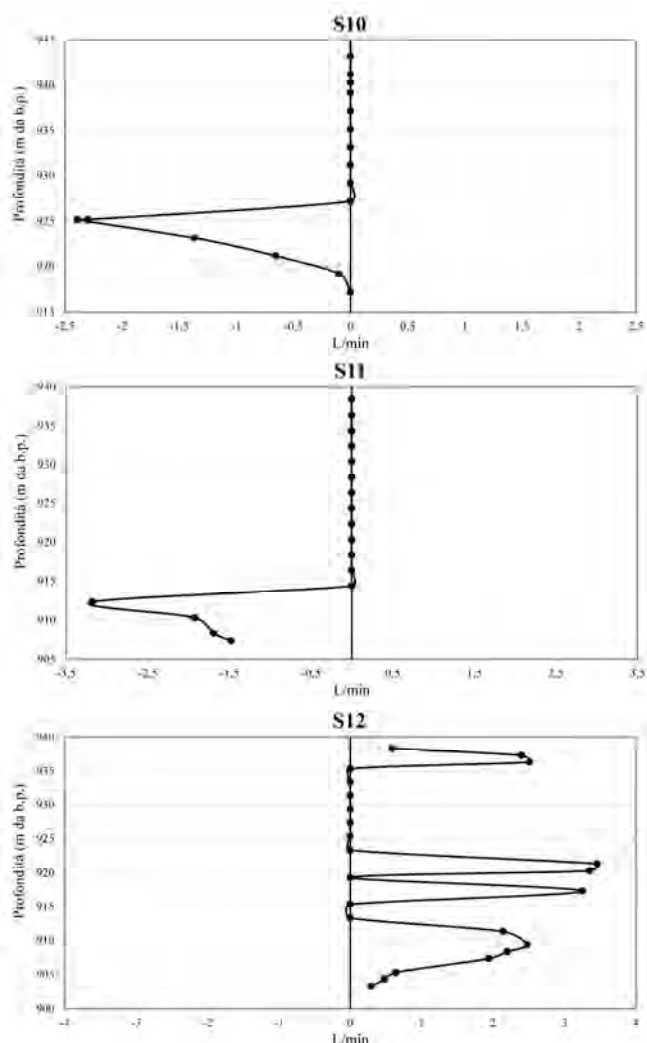


Fig. 7 – Profili di flusso con componente verticale verso il basso, nei piezometri ubicati nel settore centrale (S10 e S11), e verso l'alto, nel piezometro ubicato nel settore occidentale della valle del Piano della Gardosa.

Le indagini multidisciplinari condotte (idrogeologiche, chimico-isotopiche e geologico strutturali) convergono in un modello concettuale che prevede per tale acquifero l'individuazione dell'area di ricarica nel settore posto a Sud dell'abitato di Foce, delimitato dai rilievi che circondano la valle che, dal Piano della Gardosa, arriva fino alle pendici del versante settentrionale del Monte Vettore, con il conseguente drenaggio idrico sotterraneo da Sud verso Nord secondo lo sviluppo assiale della struttura.

La presenza della captazione idropotabile, esercita un'influenza nel settore del fiume a valle dell'opera di presa non tanto dai quantitativi di risorsa idrica prelevati, che sono costanti nel tempo, quanto dalla quota di captazione che determina un deflusso in alveo a quote più basse. In tal modo l'impatto sulla portata del fiume risulta evidente negli anni più siccitosi, mentre è meno intensa nei periodi di morbida e negli anni piovosi.

RINGRAZIAMENTI

La ricerca è stata svolta con il supporto economico e tecnico della CIIP di Ascoli Piceno. Si ringraziano inoltre il Parco Nazionale dei Monti Sibillini, il Corpo Forestale dello Stato e la Protezione Civile della Regione Marche per aver fornito alcuni dati inediti.

OPERE CITATE

- BANZATO F., 2013 - *Caratterizzazione del flusso in acquiferi carbonatici fratturati dell'Italia centrale per la gestione e la protezione delle risorse idriche sotterranee*. XXIV Ciclo Dottorato in Scienze della Terra. Università La Sapienza
- BONI C., BALDONI T., BANZATO F., CASCONI D. & PETITTA M., 2010 - *Studio idrogeologico per l'identificazione, la caratterizzazione e la gestione degli acquiferi nel Parco Nazionale dei Monti Sibillini. Hydrogeological study for identification, characterisation and management of groundwater resources in the Sibillini mountains National Park (central Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2: 21-39.
- BONI C. & PETITTA M., 2007 - *Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi che alimentano le sorgenti dei corsi d'acqua perenni dei Monti Sibillini, esteso all'intera area del Parco Nazionale*. Rapporto definitivo. Contratto di studio e ricerca. Autorità di Bacino del Fiume Tevere – Parco Nazionale dei Monti Sibillini - Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza".
- CALAMITA F., 1990 - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4: 83-117.
- CALAMITA F. & DEIANA G., 1986 - *Evoluzione strutturale Neogenico-Quaternaria dell'appennino Umbro-Marchigiano*. Studi Geologici Camerti. Vol. Spec. "La geologia delle Marche": 91-98.
- CALAMITA F., PIZZI A., ROMANO A., ROSCIONI M., SCISCIANI V. & SECCHIONI G., 1995 - *La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica Umbro-Marchigiana: una deformazione progressiva non assiale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995(1), 203-223.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M., 1992 - *I "fasce" di faglie recenti e attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992 (1): 81-96.
- DEIANA G. & MARCHEGIANI L., 2002 - *Note di Geologia del Parco Nazionale dei Monti Sibillini*. Collana di Quaderni scientifico-divulgativi del Parco Nazionale dei Monti Sibillini, 7: 46 pp.

- DOVERI M., MENICHINI M. & CERRINA FERONI A., 2013 - *Gli isotopi stabili dell'acqua come strumento fondamentale nello studio degli acquiferi carsici: alcuni esempi di applicazione sui complessi carbonatici delle Alpi Apuane (Toscana NW)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1: 33-50.
- KOOPMANN A., 1983 - *Detachment tectonics in the central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, 30: 1-55.
- LAUSCHER F., 1954 - *Wissenschaftlicher Bericht über die 3. Internationale Tagung für alpine Meteorologie*. Wien:187-21.
- LAVECCHIA G., 1985 - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., 104: 161-194.
- MARCELLINI M., NANNI T., PALPACELLI S. & VIVALDA P., 2005 - *Le sorgenti del versante adriatico dei Monti Sibillini (Marche centrali)*. Geoitalia 2005, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra, 21-23 settembre, Spoleto.
- MASTRORILLO L., NANNI T., PETITTA M., VIVALDA P., BANZATO F. & PALPACELLI S., 2012 - *Le risorse idriche dell'alto bacino del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): studio idrogeologico e valutazione dello stato di utilizzazione*. EngHydroEnv Geology, 12: 83-96.
- NANNI T. & PETITTA M., 2012 - *Studio del bacino idrogeologico carbonatico (Monti Sibillini) del fiume Aso finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bacino idrogeologico e analisi della sorgente di Foce*. Contratto di studio e ricerca. Dipartimento SIMAU Università Politecnica delle Marche, CIIP Spa e Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza".
- NANNI T., VIVALDA P., MARCELLINI M. & PALPACELLI S., 2006 - *Spring monitoring and analysis of groundwater circulation in the Sibillini mountains aquifers (Adriatic side of central Apennine, Italy)*. Proceedings of 8th Conference on Limestone Hydrogeology, Neuchatel, Switzerland, September 21-23, 2006: 197-200.
- PAROTTO M. & PRATURLON A., 1975 - *Geological summary of the Central Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon (Eds.) - *Structural Model of Italy*. Quad. Ric. Scient., n. 90: 257-311.
- PIERANTONI P.P., DEIANA G., ROMANO A., PALTRINIERI W., BORRACCINI F. & MAZZOLI S., 2005 - *Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino*. Boll. Soc. Geol. It., 124: 395-411.

Monitoraggio idrodinamico di un sistema carsico: risultati preliminari di un anno d'indagini alla sorgente Pollaccia (Alpi Apuane - Toscana)

LEONARDO PICCINI (*), ELENA GIANNINI (**,***), VALENTINA MALCAPI (**,***),
EMILIO POGGETTI (**,****), BRUNO STEINBERG (***)

RIASSUNTO

Da diversi anni la Federazione Speleologica Toscana sta portando avanti, in collaborazione con l'Università di Firenze, una indagine idrogeologica dei principali sistemi carsici della Toscana attraverso la realizzazione di prove di tracciamento e il monitoraggio delle sorgenti.

La sorgente della Pollaccia, presso Isola Santa (Lucca), è la maggiore sorgente carsica del versante interno delle Apuane. Si tratta di una sorgente di tipo valclusiano in cui l'acqua esce da una cavità discendente percorsa da speleosub sino a oltre 120 m di profondità per uno sviluppo complessivo di oltre 500 m. La portata è molto variabile: in occasione delle piene più violente si registrano portate valutate in oltre 15 m³/s; la portata media è invece ritenuta tra 800 e 900 l/s. L'area di alimentazione comprende zone appartenenti a strutture geologiche diverse. Le colorazioni eseguite permettono di attribuire a questa sorgente l'area del M. dei Ronchi e parte dei versanti settentrionali della Pania della Croce, il M. Freddone, la parte alta del canale delle Verghe e forse una parte del massiccio del M. Sumbra.

La Pollaccia è stata oggetto di un monitoraggio dei principali parametri chimico-fisici (livello idrico, conducibilità elettrica e temperatura) e di alcune prove di tracciamento. Il monitoraggio ha permesso di avere una registrazione in continuo dal novembre del 2011 al dicembre del 2012. Nel periodo invernale la conducibilità mostra un aumento sino alla fine di gennaio, a indicare un progressivo svuotamento delle riserve stoccate nelle fessure a rilascio più lento, seguito da una diminuzione non legata all'arrivo di acque di precipitazione. La temperatura invece tocca il minimo all'inizio di marzo, per il progressivo arrivo di acque fredde di fusione. Le variazioni di temperatura e conducibilità registrate in occasione delle piene maggiori indicano la presenza di rapide vie di drenaggio.

Nello stesso periodo è stata eseguita una prova di tracciamento immettendo il colorante nella Tana dell'Uomo Selvatico (Monte Corchia), la cui appartenenza all'area di alimentazione della Pollaccia era già stata dimostrata in precedenza. La curva di restituzione del colorante, ottenuta con l'impiego di un fluorimetro portatile, ha dimostrato una rapida connessione tra grotta e sorgente, con un percorso che per un lungo tratto deve avvenire in gallerie con flusso a pelo libero.

KEY WORDS: *idrogeologia carsica, monitoraggio idrogeochimico, sistema carsico, sorgenti valclusiane, tracciamento, Alpi Apuane.*

INTRODUZIONE

Nelle Alpi Apuane sono presenti numerose sorgenti alimentate da acquiferi carbonatici la cui rete di drenaggio sotterraneo è quasi completamente svincolata da quella superficiale e legata principalmente all'andamento dei sistemi carsici. La complessa orografia, caratterizzata da molte e profonde incisioni vallive, comporta però una frammentazione delle idrostrutture carbonatiche in numerosi sistemi idrogeologici (PICCINI *et alii*, 1999), ognuno dei quali presenta uno o più punti d'emergenza. Ciò fa sì che la maggior parte delle sorgenti carsiche abbia portate medie comprese tra qualche decina e qualche centinaio di l/s, mentre solo tre, la Sorgente di Forno, la Pollaccia e il gruppo delle sorgenti di Equi, superano i 500 l/s (PICCINI, 2002). In queste condizioni, la determinazione delle aree di alimentazione delle sorgenti maggiori è piuttosto complessa e definibile solo attraverso l'esecuzione di prove di tracciamento.

Sin dalla sua costituzione, la Federazione Speleologica Toscana si è dedicata allo studio degli acquiferi carsici e alla verifica delle connessioni tra principali grotte e sorgenti maggiori attraverso una serie di colorazioni realizzate con la collaborazione di vari gruppi toscani e non (RONCIONI, 2002).

Se le aree di alimentazione delle maggiori sorgenti cominciano a essere delineate con buona approssimazione, l'idrodinamica è sostanzialmente ancora sconosciuta o comunque basata su ipotesi non fondate su dati quantitativi. L'unica sorgente che è stata oggetto di un monitoraggio in continuo è quella di Forno (FORTI *et alii*, 1993), pur limitato a pochi mesi a causa di problemi tecnici.

La moderna tecnologia mette oggi a disposizione sonde in grado di monitorare contemporaneamente alcuni parametri chimico-fisici in modo pressoché continuo, cioè con intervalli di campionamento molto brevi, e a costi contenuti. Le sonde di uso più comune sono dotate di sensori di pressione, che misurano l'altezza della colonna d'acqua che grava sullo strumento, la temperatura e la conducibilità.

Anche per le prove di tracciamento, esistono oggi sonde portatili in grado di misurare direttamente in acqua la concentrazione dei traccianti più comunemente usati (fluoresceina, rodamina e tinopal) e di registrare i dati con autonomia di diversi mesi.

*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via G. La Pira, 4 - 50121 Firenze.
Società Speleologica Italiana. E-mail: leonardo.piccini@unifi.it

**) Commissione Scientifica - Federazione Speleologica Toscana

***) Gruppo Speleologico Fiorentino

****) Gruppo Speleologico Archeologico Livornese

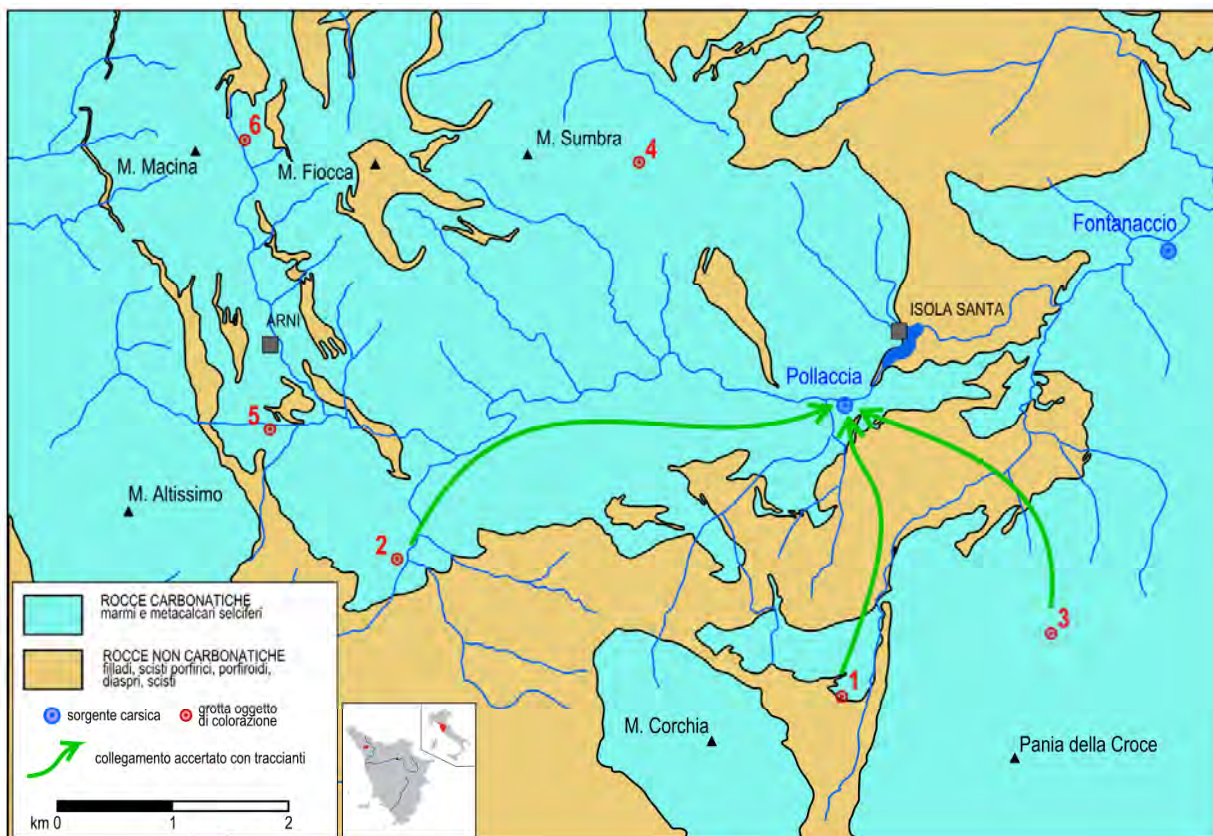


Fig. 1 – Carta idrogeologica schematica del sistema della Pollaccia, con indicate le posizioni delle sorgenti carsiche e delle grotte oggetto di prove di tracciamento. 1) Tana dell’Uomo Selvatico (T/LU 54), 2) Abisso F. Milazzo (T/LU 1001), 3) Abisso F. Orsoni (T/LU 1012), 4) Abisso del Pilorò (T/LU 667), 5) Abisso Tripitaka (T/LU 1024), 6) Buca del Collettino (T/LU 826). Le colorazioni alle grotte indicate con i numeri 4, 5 e 6 non hanno dato esiti certi.

La Federazione Speleologica Toscana si è dotata dal 2011 di una di queste sonde multiparametriche e di un fluorimetro portatile che permette di monitorare il passaggio di un tracciante alla sorgente. La prima sorgente a essere monitorata è stata quella della Pollaccia, per un periodo di prova che va dal novembre 2011 a dicembre 2012. Questa breve nota riporta un’analisi preliminare dei risultati ottenuti.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DEL BACINO DELLA POLLACCIA

La sorgente della Pollaccia si trova nella porzione mediana del bacino della Turrîte Secca, poco a monte del punto in cui il torrente passa dalle formazioni metamorfiche del nucleo apuano, a quelle non metamorfiche della Falda Toscana (Fig. 1). Sulla sezione della Pollaccia, cioè all’altezza della diga di Isola Santa, il bacino è racchiuso da una corona di cime che vanno dal gruppo delle Panie, a sud, sino al Monte Sumbra a nord, passando per M. Corchia, M. Altissimo, M. Pelato, M. Macina, Alto di Sella e M. Fiocca.

In tutta l’area affiorano esclusivamente rocce appartenenti al “Complesso Metamorfico Apuano”, cioè a quell’insieme di rocce a metamorfismo di basso grado appartenenti alla Successione Toscana Metamorfica e affioranti nella finestra tettonica delle Alpi Apuane (CARMIGNANI *et alii*, 1987, 2000).

Tale complesso è suddiviso in più unità, con successione stratigrafica simile, separate da importanti dislocazioni

tettoniche. Nell’area considerata affiorano rocce appartenenti all’unità Apuana e alla sub-unità delle Panie.

La successione stratigrafica dell’unità Apuana (“Autoctono”), comprende un basamento scistoso-filladico ercinico e una serie prevalentemente carbonatica chiusa da formazioni terrigene (Scisti Sericitici e Pseudomacigno) che arrivano all’Oligocene Superiore. Limitatamente alla serie carbonatica affiorante nell’area di nostro interesse, dal basso verso l’alto, troviamo le seguenti formazioni.

Grezzoni (Norico - Retico) - Dolomie e calcari dolomitici a stratificazione grossolana, più o meno ricristallizzati, di colore grigio chiaro o rosato. Nella parte superiore la stratificazione si fa più evidente e compaiono filladi cloritiche lungo i giunti di strato. Spessore: da poche decine di metri fino agli oltre 200 del Monte Corchia.

Marmi a Megalodonti (Retico) - Marmi saccaroidi, massicci o poco stratificati, alternati a livelli dolomitici giallastri, con clorite e muscovite lungo i giunti di strato. Spessore: poche decine di metri.

Brecce di Seravezza e Scisti a Cloritoide (Retico - Lias Inferiore) - Brecce a elementi marmorei e dolomitici immersi in un cemento scistoso-arenaceo con cloritoide; filladi a cloritoide. Spessore: 30 metri al massimo.

Marmi Dolomitici e Marmi s.s. (Lias inferiore- medio?) - Marmi più o meno dolomitici alternati a strati di dolomie, che passano a marmi saccaroidi per progressiva diminuzione dei livelli dolomitici, localmente includono brecce a elementi

marmorei. Spessore: tra 100 e 300 m.

Calcari Selciferi (Lias medio - superiore) - Metacalcari grigi ben stratificati, con liste e noduli di quarzite bianca, e rari livelli calcarenitici. Sono frequenti strati di calcescisti e di filladi carbonatiche con tracce di pirite. Spessore: poche decine di metri.

Calcescisti (Lias superiore - Dogger) - Calcescisti con intercalazioni di filladi carbonatiche. Spessore: poche decine di metri.

L'unità delle Panie ("Parautoctono") è invece costituita prevalentemente da una sequenza di breccie metamorfiche dolomitiche, dolomie cristalline, marmi dolomitici e marmi, spessa circa 800 m, che costituisce il corpo del massiccio montuoso. Nella zona superiore affiorano i Calcari Selciferi e sottili livelli di Diaspri.

L'assetto strutturale dell'unità apuana è geometricamente molto complesso a causa delle diverse fasi deformative che si sono succedute nel tempo. La conseguenza è che le successioni si trovano a tratti rovesciate e solitamente molto inclinate, con le formazioni carbonatiche che si spingono molto al di sotto delle quote del livello di base. La sub-unità delle Panie ha invece un assetto più semplice e stratificazione poco inclinata.

Per quanto riguarda l'assetto idrogeologico generale, la prevalenza di formazioni carbonatiche interessate da intensi fenomeni carsici superficiali e in particolare sotterranei fa sì che i coefficienti medi di infiltrazione siano molto elevati e la circolazione prevalentemente sotterranea (PICCINI, 2007).

Le rocce carbonatiche si approfondiscono ben al di sotto delle quote del livello di base locale e la circolazione non è vincolata verticalmente da rocce a bassa permeabilità, se non localmente, che invece delimitano lateralmente i sistemi idro-carsici. La struttura è quindi tale da consentire lo sviluppo di estesi reticoli freatici anche ben al di sotto delle quote dell'emergenza.

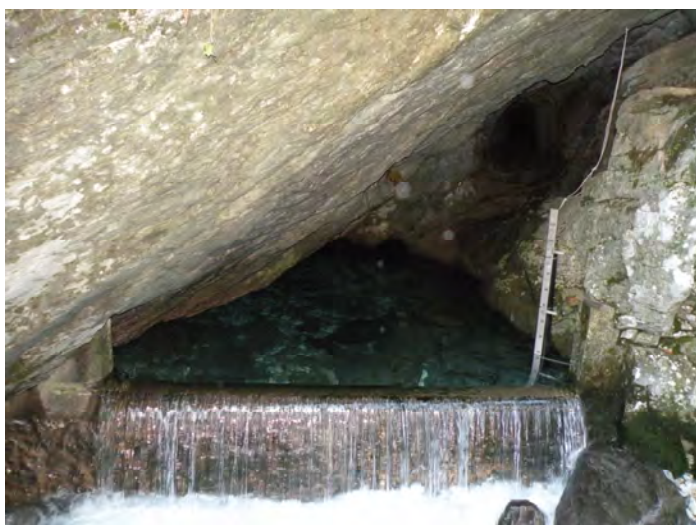


Fig. 2 – La sorgente Pollaccia, con l'asta idrometrica in cui trova alloggiamento la sonda multiparametrica. Lo stramazzo ha una larghezza di circa 5,4 metri.

LA SORGENTE POLLACCIA

La Pollaccia (T/LU 109) è una delle più note sorgenti delle Alpi Apuane e già descritta da diversi autori che si sono occupati dell'idrogeologia di questa zona (DE STEFANI, 1895; MASINI, 1956, PICCINI, 2002). Si tratta della seconda sorgente per portata delle Apuane e la maggiore del bacino del Serchio. Situata lungo la valle della Turrite Secca a quota 540 m, la Pollaccia rappresenta la principale fonte di alimentazione del bacino idroelettrico di Isola Santa, situato poco a valle (Fig. 2).

Il primo a studiare questa sorgente è stato CARLO DE STEFANI (1895), nell'ambito di un progetto decisamente ambizioso che prevedeva di portare l'acqua sino alla città di Firenze, con un acquedotto lungo oltre 100 km, per sopperire ai problemi di inquinamento delle falde acquifere della pianura alluvionale dell'Arno.

Lo studio di DE STEFANI, oltre a fornire molte misure di portata, descrive alcune prove di tracciamento, forse le prime mai eseguite nelle Apuane, che misero in evidenza la connessione tra questa sorgente e le acque superficiali che scorrono nel canale di Arni; cosa questa che determinò l'abbandono del progetto di usare queste acque a scopo idropotabile data la presenza di inquinamento di origine umana e animale.

Le misure di DE STEFANI (1895), poi quelle del PERRONE (1902) e successivamente di MASINI (1956), mettono in evidenza la notevole variabilità della portata, che in periodo di magra scende a poche decine di litri il secondo, mentre in piena supera abbondantemente i 10 m³/s.

L'acqua esce da una lunga cavità carsica discendente, percorsa da speleosub sino a 120 m di profondità per un percorso complessivo di oltre 500 m (CARLETTI, 2001; CASATI L., com. pers.). In occasione di lunghi periodi privi di precipitazioni l'acqua non arriva a tracimare dalla bocca principale, mettendo in evidenza l'esistenza di emergenze minori lungo l'alveo della Turrite, poco a valle, che in condizioni normali passano inosservate.

Riguardo alla portata media, le misure reperibili in letteratura si riferiscono principalmente al periodo estivo, e quindi non sono rappresentative del regime annuale. CAZZANTE *et alii* (1988) riportano un valore medio di 500 l/s, PICCINI *et alii* (1999) e PICCINI (2002) danno invece un valore medio di 800 l/s. Dalle misure effettuate nel corso degli studi di RAMPI (1988) si ottiene una portata media di 870 l/s per gli anni 1987 e 1988.

AREA DI ALIMENTAZIONE

L'area di alimentazione di questa sorgente non è di facile delimitazione poiché comprende zone appartenenti a strutture geologiche diverse. Le colorazioni eseguite in zona permettono di attribuire a questa sorgente il M. dei Ronchi (PANICHI, 2005; PICCINI, 2011), la parte alta del Canale delle Verghe (MARTELLINI *et alii*, 2011) e buona parte dei versanti settentrionali della Pania della Croce (PICCINI, 1989). Con buona probabilità a queste aree va aggiunto il M. Freddone, ma al momento non vi sono colorazioni che attestino

l'appartenenza di quest'area al bacino di alimentazione della Pollaccia.

Sino a qualche anno fa si considerava buona parte del massiccio del M. Fiocca – M. Sumbra come parte del sistema della Pollaccia (PICCINI *et alii*, 1999), ma le recenti colorazioni eseguite in cavità carsiche in quest'area indicano per questo settore l'appartenenza all'area di alimentazione della sorgente di Forno (bacino del Frigido) (BELLONI & NEVIANI, 2011). Altrettanto difficile è stabilire uno spartiacque tra l'area di alimentazione di questa sorgente e la vicina sorgente del Fontanaccio, la cui portata media si aggira sui 30 l/s, che prende probabilmente acqua dal M. Rovaio e da parte della Pania Secca.

METODI E RISULTATI DEL MONITORAGGIO IDROGEOCHIMICO

Tra tutte le sorgenti delle Alpi Apuane, la Pollaccia è l'unica a essere dotata di uno stramazzo che, sebbene non in perfetto stato di conservazione e con qualche perdita, permette di ottenere valori di portata sufficientemente attendibili misurando l'altezza dell'acqua sulla soglia di trabocco.

Lo stramazzo misura 5,37 m di larghezza e il muro ha uno spessore di circa 30 cm. Si può perciò applicare una delle formule valide per stramazzi proposte in vari manuali di idraulica. Per la Pollaccia la formula utilizzata è la seguente:

$$Q = 0,41 H L (2gH)^{-1/2}$$

dove **0,41** è una costante indicata come coefficiente di efflusso, **H** è l'altezza dell'acqua sullo stramazzo, **L** è la larghezza della soglia (5,37 m) e **g** l'accelerazione di gravità (formula Bazin-Cipolletti).

Ai valori ottenuti andrebbe aggiunta la portata delle varie perdite, che in magra sono valutabili nell'ordine dei 20 l/s mentre in piena potrebbero essere decisamente superiori. Purtroppo al momento non c'è modo di stimare con sufficiente precisione l'entità delle perdite, il che rende le misure inficcate da un errore significativo quando la portata scende sotto i 100 l/s.

Nel 2011 la sorgente è stata attrezzata dalla Federazione Speleologica Toscana con un'asta idrometrica. L'asta ha lo zero idrometrico 100,5 cm sotto la quota di trabocco, valore che va tolto dalle misure lette sull'asta per ottenere l'altezza dell'acqua da utilizzare nella formula. Il posizionamento

dell'asta non è però del tutto corretto, per l'eccessiva vicinanza allo stramazzo, il che comporta una lettura inferiore alla altezza dell'acqua reale quando si supera una certa portata.

Nel novembre 2011 la Commissione Scientifica della F.S.T. ha installato una sonda multiparametrica Scumberger-CTD DIVER dotata di sensori di pressione, temperatura e conducibilità elettrica.

I due sensori di pressione misurano: uno la pressione dell'acqua della sonda immersa e l'altro la pressione atmosferica, permettendo quindi in fase di elaborazione la compensazione dei due valori. La risoluzione dei pressometri è pari a 2 mm con accuratezza di 5 mm. La temperatura è misurata da un sensore con risoluzione di 0,01 °C e accuratezza di $\pm 0,5$ °C. La conducibilità elettrica è misurata con risoluzione di 0,1 % e accuratezza di 1 % della lettura, il che significa di circa 2-3 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La sonda ha operato dal 5/11/2011 al 12/12/2012 con periodo di acquisizione di 15 minuti. Nella stagione estiva vi sono stati alcuni periodi privi di dati dovuti al fatto che lo strumento è rimasto a secco a causa dello svuotamento della vasca di raccolta dello stramazzo.

La figura 3 mostra il grafico delle portate ottenute applicando la formula di cui sopra ai valori di altezza misurati dalla sonda, insieme alle misure di precipitazioni alla stazione di Campagrina (Arni), che si trova a 900 m di quota nella parte occidentale del bacino della Turrite Secca. Il valore 0 indica che il livello dell'acqua è sceso sotto la soglia di trabocco e che l'acqua esce dalle perdite della vasca e dalle emergenze inferiori.

Il livello idrico oscilla tra valori pari a zero sino a un massimo di 127 cm, che corrisponde ad una portata di picco pari a 13,94 m^3/s (Figura 3). Tenuto conto delle perdite e delle

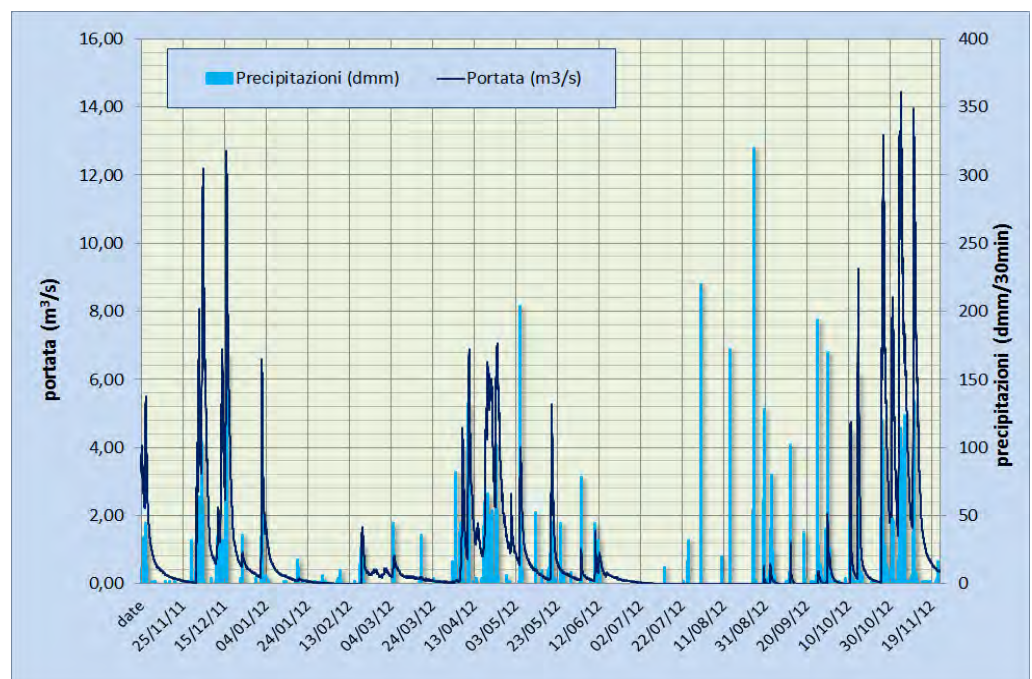


Fig. 3 – Grafico delle portate della sorgente Pollaccia nel periodo di registrazione, confrontato con le precipitazioni misurate alla stazione di Campagrina.

emergenze alveari a valle della bocca principale, l'intervallo di variazione delle portate per il periodo considerato è probabilmente tra un minimo di 0,02 e un massimo di 15 m³/s.

La portata media ottenuta nel periodo del monitoraggio è pari a circa 870 l/s.

Vale la pena sottolineare che la portata media normalizzata a un anno calcolata nel periodo 6/11/11-5/11/12 è pari a 806 l/s, mentre quella calcolata sul periodo 24/11/11-23/11/12 è di 908 l/s. Tale differenza è dovuta a una singola piena verificatasi a metà novembre del 2012, in pratica è transitato più del 10% della portata annua in pochi giorni. Questo dimostra che in sorgenti carsiche a deflusso rapido solo un monitoraggio continuo e prolungato può dare indicazioni significative sulla portata media.

Dei due valori, il secondo si riferisce a un periodo in cui le precipitazioni hanno totalizzato valori molto vicini a quelli medi. Ad esempio, nel periodo 23/11/11-24/11/12 la stazione meteo di Fornovolasco, che si trova poco a sud dell'area in esame, ha totalizzato una precipitazione di 2450 mm contro una media pluridecadale di 2405 mm (PICCINI *et al.*, 1999).

Purtroppo nello stesso periodo la stazione meteo di Campagrina, che è quella che meglio rappresenta il bacino di alimentazione della Pollaccia, ha subito varie interruzioni nella registrazione e quindi non consente un calcolo attendibile delle piogge cadute nell'anno.

Ci sono comunque validi motivi per ritenere il periodo considerato come abbastanza rappresentativo delle condizioni di precipitazioni medie di questa zona delle Alpi Apuane, sebbene distribuite in modo anomalo, per cui si può ritenere che la portata media di questa sorgente sia nell'ordine dei 900 l/s. A questo valore andrebbe aggiunta la quantità d'acqua che non viene raccolta dallo stramazzo o che esce da piccole emergenze a valle della principale e che può essere valutata intorno a 20-30 l/s in media.

La risposta della sorgente alle precipitazioni è piuttosto rapida, nell'arco di poche ore, ma mostra un andamento complesso legato probabilmente ai diversi tempi di ricarica nei diversi settori.

La temperatura mostra variazioni consistenti durante l'anno. Escludendo i periodi durante l'estate in cui la sonda è rimasta sommersa da pochi centimetri di acqua quasi ferma, che risultano con temperature superiori a 9 °C, nella maggior parte dell'anno le temperature oscillano tra 8,0 e 8,6 °C.

Le temperature minime (7,8 °C) si hanno in primavera per l'apporto di acque di

fusione fredde, mentre in pieno inverno, in mancanza di precipitazioni e di fusione, la temperatura si assesta intorno a 8 °C. La temperatura media è di 8,4 °C.

La conducibilità elettrica, che come noto è una misura del contenuto salino delle acque, oscilla tra 140 e 230 micro Siemens per centimetro. Si tratta cioè di acque poco salinizzate, che altre analisi (RAMPI, 1988) ci dicono essere acque carbonato-calceiche, con pochi solfati e cloruri. La conducibilità media è di circa 190 µS/cm, ma i valori sono soggetti a rapide variazioni in occasione delle piene maggiori.

In generale a un aumento della portata si ha una corrispettiva diminuzione della temperatura e della conducibilità, ma ci sono casi in cui avviene il contrario. Questo suggerisce una tipica configurazione a "dreno dominante" (VIGNA, 2002) con condotti di alimentazione a flusso prevalentemente a pelo libero. Questo sembra contrastare con le conoscenze dirette della sorgente ottenute dalle esplorazioni subacquee, che mostrano una cavità di tipo valclusiano con un tratto sommerso esplorato per oltre 500 m e 120 m di profondità, il che farebbe pensare che il tratto sommerso sia limitato alla parte del sistema più prossima alla sorgente e che nelle zone di alimentazione manchi invece un reticolo freatico particolarmente sviluppato, ma probabilmente le cose sono più complesse di quello che appare dal grafico generale.

Un aspetto assai interessante è l'aumento di conducibilità che si osserva durante l'inverno (in particolare da metà dicembre 2011 a fine gennaio 2012), in cui si passa da 150 a 230 µS/cm circa in un periodo di regolare diminuzione della portata (fatto salvo per una breve e piccola piena) dovuto ad assenza di piogge o di fusione di eventuali precipitazioni nevose (Figura 4). Tale aumento di conducibilità è

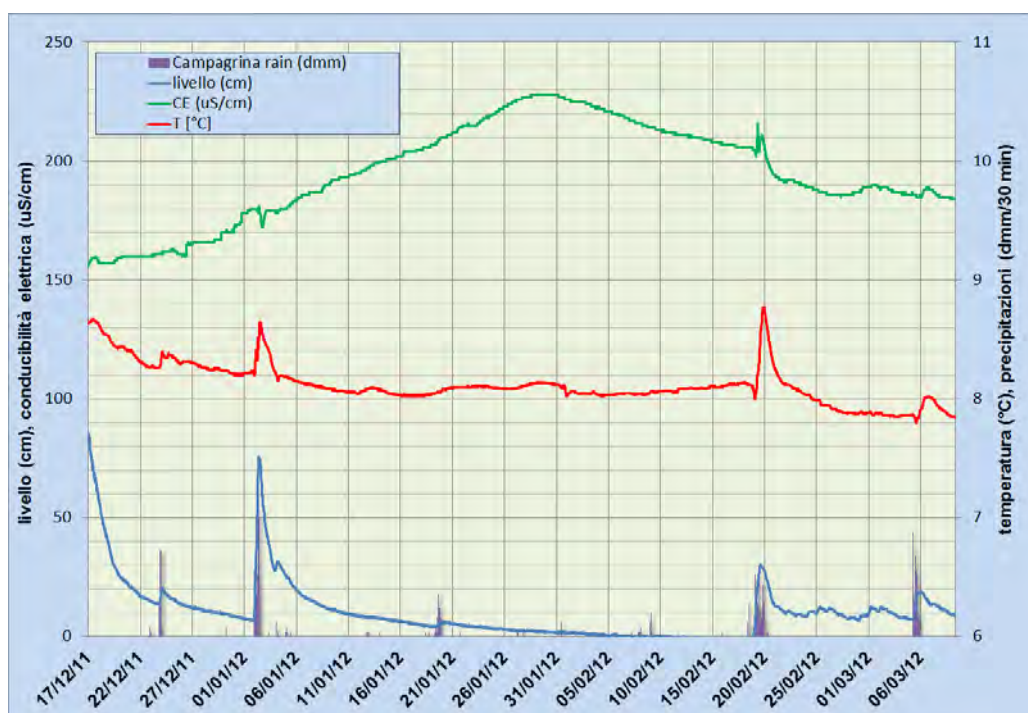


Fig. 4 – Variazioni di livello idrico, temperatura e conducibilità elettrica nel periodo invernale alla sorgente Pollaccia, precipitazioni alla stazione di Campagrina.

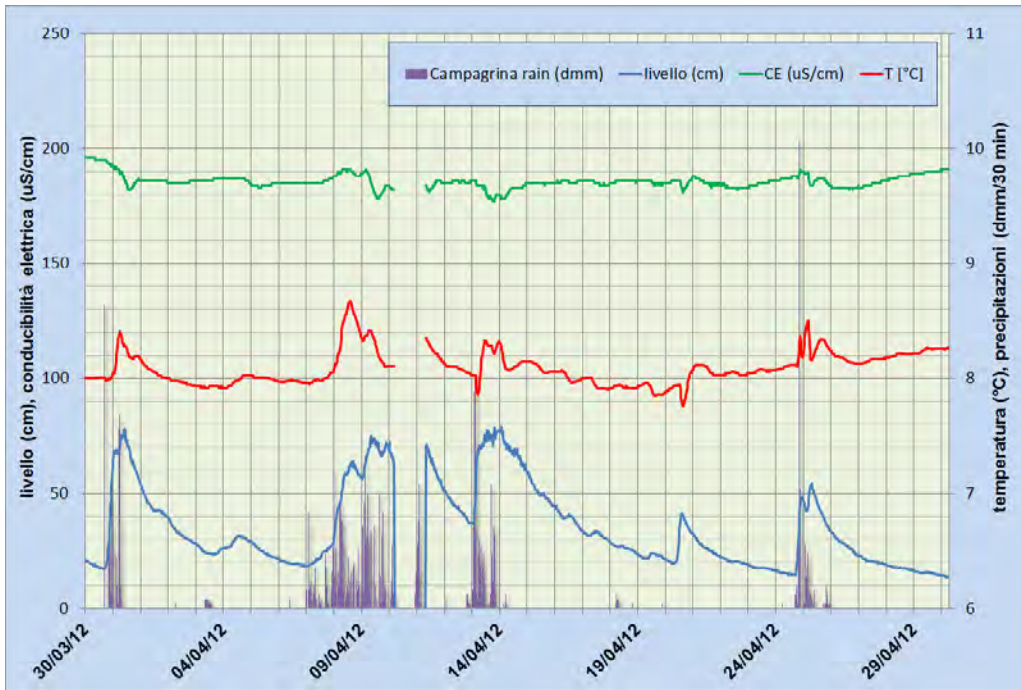


Fig. 5 – Variazioni di livello idrico, temperatura e conducibilità elettrica nel periodo primaverile della sorgente Pollaccia, precipitazioni alla stazione di Campagrina.

L’analisi in dettaglio di eventi di piena primaverili e autunnali, mostra nel complesso andamenti diversi.

In primavera (Figura 5), in occasione delle piene maggiori, al rapido aumento delle portate, che si realizza a poche ore di distanza dall’inizio delle piogge, si ha una lieve diminuzione della conducibilità che poi torna, passato il picco di piena, a valori simili a quelli precedenti nell’arco di pochi giorni. La temperatura, invece, aumenta visibilmente e rapidamente, per ritornare al valore precedente alla piena con il ritorno della conducibilità al valore iniziale.

accompagnato da una diminuzione della temperatura.

A partire dal 28/01/2012 la conducibilità torna a diminuire con regolarità, senza che vi siano stati eventi particolari, come piene o variazioni di portata, e senza che vi siano variazioni di temperatura o evidenze di apporti di acque di fusione, che in genere si manifestano con variazioni di portata con ciclo giornaliero.

Tale comportamento è piuttosto anomalo e non ha ancora una spiegazione. Acque a maggior salinità sono solitamente attribuite a risorse stoccate nei sistemi di fratture a lento rilascio, e il fatto che la conducibilità da un certo punto in poi torni a diminuire senza variazioni degli altri parametri sembra suggerire l’esistenza di un sistema periferico di alimentazione (forse una falda sospesa) di consistenza limitata e che poi esaurisce il proprio contributo. Da notare, infine, che durante questo periodo, in occasione di due modesti aumenti di portata si ha un aumento della temperatura e della conducibilità, tipico dell’effetto “pistone” dei sistemi a circolazione freatica.

In autunno (Figura 6) il comportamento è diverso. Le variazioni di conducibilità e temperatura sono più marcate e tutte due di segno negativo, con una configurazione tipica della circolazione a dreno dominante (Vigna, 2002).

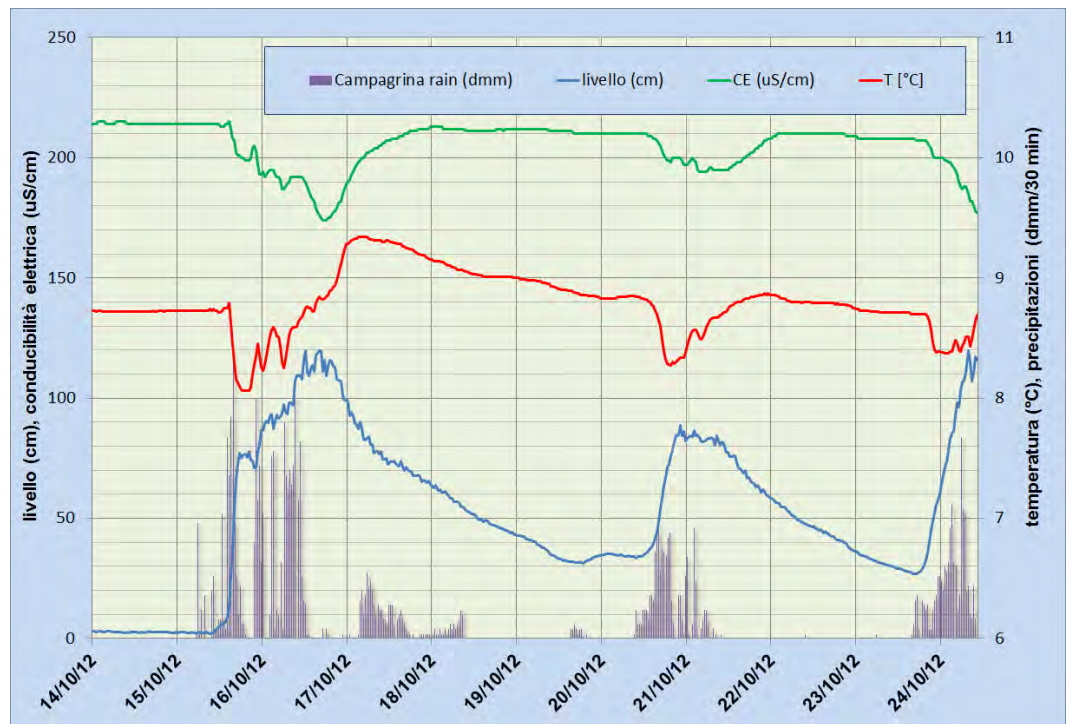


Fig. 6 – Variazioni di livello idrico, temperatura e conducibilità elettrica nel periodo autunnale della sorgente Pollaccia, precipitazioni alla stazione di Campagrina.

METODI E RISULTATI DELLA PROVA DI COLORAZIONE

Nell'aprile del 2012 sono stati immessi 2,5 kg di fluoresceina nell'inghiottitoio della Tana dell'Uomo Selvatico (54 T/LU), importante grotta situata sul versante nord orientale del Monte Corchia ma non connessa con il più famoso e vasto complesso carsico. Contemporaneamente, alla sorgente della Pollaccia è stata piazzata una sonda fluorimetrica dotata di sensori in grado di rilevare la concentrazione della fluoresceina e di altri traccianti (tra cui il tinopal), oltre che la temperatura e la torbidità. Il monitoraggio di questa prova di tracciamento ha fornito altri e utili dati sulla idrodinamica di questo sistema, seppur limitatamente alla connessione con la grotta dell'Uomo Selvatico.

Il colorante è stato immesso il giorno 25/04/2012 alle ore 12:00 ed è stato rilevato alla sorgente alle ore 14:00 circa del giorno 26/04/2012, cioè dopo sole 26 ore dalla immissione. Si tratta di un tempo molto breve, in considerazione della distanza lineare tra punto di immissione e sorgente, pari a 2,3 km. La velocità di flusso media è quindi di 88 m/h, ipotizzando un flusso rettilineo.

Quel che colpisce è però soprattutto l'andamento della curva di restituzione, che mostra un picco nettissimo e una successiva rapida diminuzione, il che significa che il colorante ha subito poca diluizione e che è stato trasportato sin in prossimità della sorgente da un sistema privo di diversioni, quale solo un flusso a pelo libero può consentire.

Tutto questo sembra indicare che per almeno il settore alimentato da questa grotta la zona satura è poco sviluppata.

CONCLUSIONI

Il monitoraggio della sorgente della Pollaccia, sebbene limitato a un solo anno, è già in grado di dare importanti informazioni sulla idrodinamica di questo sistema, anche grazie al particolare andamento climatico dell'anno 2012, caratterizzato da una lunga e anomala "siccità" invernale.

Quel che è evidente è che il sistema di drenaggio non è uniforme ma costituito da sottosistemi con caratteristiche idrodinamiche diverse. Sicuramente esiste un sistema di drenaggio rapido, alimentato anche da perdite in alveo lungo la Turrite Secca e i suoi affluenti. Parte di questo sistema a rapido drenaggio è stato recentemente esplorato nella Buca alle Comarelle (T/LU 1795) (CARLETTI, 2010), una cavità che si sviluppa sotto l'alveo della Turrite e che durante le piene maggiori viene completamente allagata.

Altrettanto rapido sembra essere il drenaggio dai versanti nord-orientali del M. Corchia (parte alta del Canal delle Verghe), come dimostra l'esito della prova di tracciamento alla Tana dell'Uomo Selvatico.

E' invece possibile che i settori settentrionali delle Panie, poiché appartenenti a una unità tettonica diversa e separata da quella apuana da una superficie di sovrascorrimento caratterizzata dalla presenza di brecce tettoniche, abbia una connessione meno diretta e che alimenti il sistema con il travaso da zone sature (eventualmente sospese) e quindi con modo e tempi ben diversi dagli altri settori del sistema.

In conclusione, la sorgente ha una risposta rapida alle precipitazioni con arrivo di acque che probabilmente s'infiltrano in vicinanza della emergenza, lungo l'alveo della Turrite Secca o di suoi affluenti, come il vicino Canale delle Frede. Dopo qualche ora iniziano ad arrivare anche acque

provenienti dai settori più lontani e da zone sature, che riportano la conducibilità ai livelli normali e fanno salire la temperatura sino a 0,5-0,6 °C sopra la temperatura precedente.

Nella maggior parte dei casi non si registra un aumento importante della conducibilità elettrica a seguito delle piene, escludendo quindi casi significativi di "effetto pistone". In realtà, in particolari condizioni si hanno lievi aumenti della conducibilità (vedi Figura 5) e in particolare della temperatura, che sono probabilmente da imputare al "pistonaggio" di sistemi periferici a circolazione di tipo freatico.

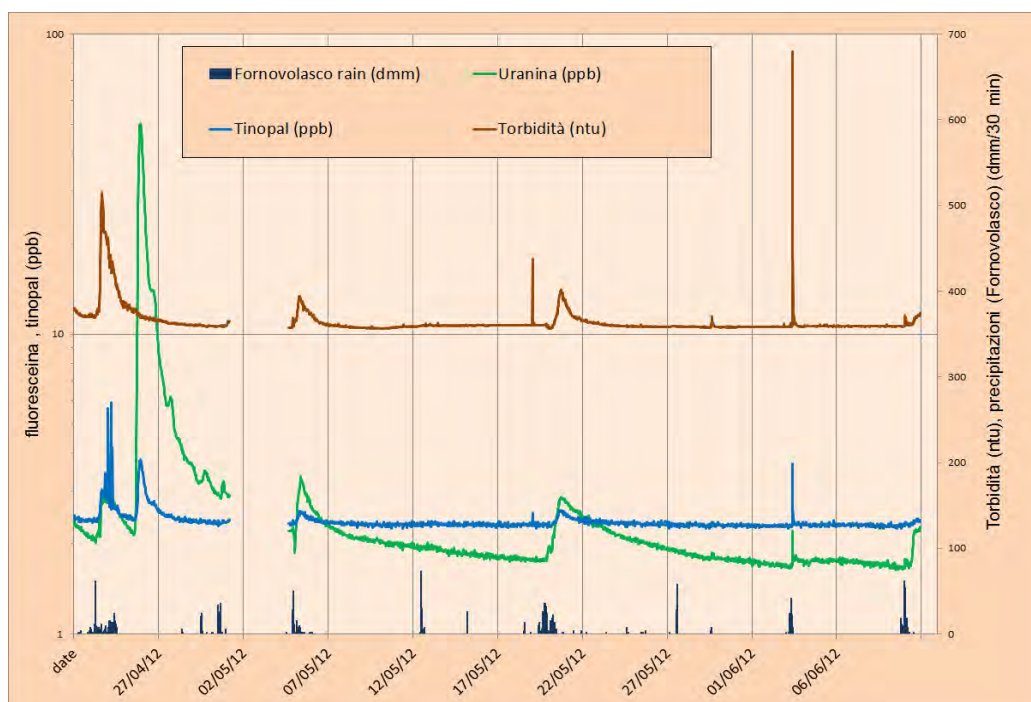


Fig. 7 – Grafico delle concentrazioni di fluoresceina, tinopal e torbidità alla sorgente della pollaccia nei giorni immediatamente seguenti alla prova di tracciamento, precipitazioni alla stazione di Campagrina.

Ulteriori studi di carattere idrodinamico e idrogeochimico e, si spera, ulteriori esplorazioni speleologiche, aiuteranno a svelare i segreti di questo affascinante sistema carsico.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano: la Federazione Speleologica Toscana per l'acquisto degli strumenti utilizzati per il monitoraggio della sorgente Pollaccia, la Regione Toscana, per il finanziamento regionale sulla speleologia che ha permesso la realizzazione dello studio, e l'Autorità di Bacino del Fiume Serchio per aver messo a disposizione i dati di precipitazione delle stazioni meteorologiche.

OPERE CITATE

- BELLONI O. & NEVIANI M., 2011 - *La colorazione alla Buca Go Fredo*. Talp, Rivista della Federazione Speleologica Toscana, 42: 37-43.
- CARLETTI C., 2001 - *Esplorazione di alcune risorgenze della Toscana*. Atti VII° Congr. Federazione Speleologica Toscana: 3-7.
- CARLETTI C., 2010 - *Grotta della Turrite*. Talp, Rivista della Federazione Speleologica Toscana, 40: 4-13.
- CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M., 2000 - *Carta geologica del Parco delle Alpi Apuane*. 1:50.000, Se.l.ca, Firenze.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KALIN O., MECCHER, M., DI PISA A., FRANCESCHELLI M., ... & VIETTI N., 1987 - *Guida all'escursione sul complesso metamorfico delle Alpi Apuane*. CNR-Università di Siena, Summer School "Geologia e petrologia dei basamenti cristallini", Tipogr. Ed. Pisana, Pisa.
- CAZZANTE S., FORTI P., MICHELI L., PICCINI L. & PRANZINI G., 1988 - *Carta delle grotte e delle sorgenti delle Alpi Apuane*. C. N. R., Gr. Naz. Dif. Catastrofi Idrogeologiche, u. o. 4.9, pubbl. n. 105, L.A.C., Firenze.
- FORTI P., PICCINI L. & PRANZINI G., 1993 - *Le risorse idriche di emergenza delle Alpi Apuane (Toscana - Italia)*. Atti 2° Conv. Intern. di Geoidrologia, Firenze, Novembre 1993: 303-318.
- MARTELLINI D., BALDI B. & DELLA CAPANNA R., 2011 - *La colorazione alla Tana dell'Uomo Selvatico*. Talp, Rivista della Federazione Speleologica Toscana, 42: 52-57.
- MASINI R., 1956 - *Studi geoidrologici sulle acque fredde e calde (Alpi Apuane, Bacino del Serchio)*. Boll. Serv. Geol. d'Ital., 78: 709-788.
- PANICHI S., 2005 - *Lo studio idrogeologico dell'abisso Milazzo*. Talp 31: 57-59.
- PERRONE E., 1912 - *Carta Idrografica d'Italia. Corsi d'acqua del litorale toscano a N del Serchio e della Riviera Ligure*. Min. Agr. Ind e Comm., Roma.
- PICCINI L., 1989 - *Sui risultati della prova di colorazione all'Abisso F. Orsoni - Vetricia (Apuane)*. Talp, 1, Fed. Spel. Tosc.: 48-50.
- PICCINI L., 2002 - *Acquiferi carbonatici e sorgenti carsiche delle Alpi Apuane*. Atti Conv. "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo", Forno di Massa, Giugno 2002: 41-76
- PICCINI L., 2007 - *Le sorgenti carsiche delle Alpi Apuane*. In: Comitato Alpi Apuane 2007, "Apuane e dintorni - Guida incompleta al fenomeno carsico", Tip. Amaducci, Borgo a Mozzano, Lucca: 47-68.
- PICCINI L., 2011 - *La colorazione dell'Abisso franco Milazzo*. Talp, Rivista della Federazione Speleologica Toscana, 42: 46-51.
- PICCINI L., PRANZINI G., TEDICI L. & FORTI P., 1999 - *Le risorse idriche dei complessi carbonatici del comprensorio apuo-versiliese*. Quad. Geol. Appl., 6 - 1: 61-78.
- RAMPI G., 1988 - *Indagine idrogeologica e geochemica ai fini della ricostruzione dei bacini di alimentazione di alcune sorgenti di una parte delle Alpi Apuane*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Univ. degli Studi di Firenze, pp. 160.
- RONCIONI A., 2002 - *La Federazione Speleologica Toscana e le ricerche idrogeologiche nelle cavità carsiche delle Alpi Apuane*. Atti Conv. "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo" Forno di Massa, Giugno 2002: 77-104.
- VIGNA B., 2002) - *Monitoraggio e valutazione della vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi carsici*. Atti Conv. "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo" Forno di Massa, Giugno 2002: 23-35.

La gestione dell'emergenza torbidità delle sorgenti carsiche del Tavo (Appennino Centrale)

RUSI S. (*), MARINELLI G. (*), PALMUCCI W. (*)

ABSTRACT

The study analyses the hydrogeology and the hydrodynamics of the karst systems responsible for the flooding and turbidity of the Tavo springs (central Apennines), consisting of the captated springs of Mortaio d'Angri and Vitella d'Oro. The flow and the chemico-physical parameters of the river and spring waters has been monitored for 14 months, whereas the hourly data concerning flow and turbidity has been analysed from 1978 to 2003. The two captations fed by a single aquifer and receive the contribution of a series of karst systems, responsible for the flooding that follows heavy rain. The most intense turbidity occurs at the Vitella d'Oro spring at the beginning of autumn, when the first flood cleans up the karst systems in which the clayey sediments accumulate. If the Vitella d'Oro captation tunnel is continued until it meets the limestone the problem of turbidity could be solved or lessened, however running the risk of depleting the Mortaio d'Angri springs located at higher levels.

PAROLE CHIAVE: *Appennino centrale, piene, sifoni carsici, sorgenti carsiche, torbidità.*

INTRODUZIONE

Lo studio riguarda l'acquedotto del Tavo (MANFREDINI, 1952-1980) che utilizza le acque della sorgente Vitella d'Oro (Q_m : 0,38 m³/s) e della sorgente Mortaio d'Angri (Q_m : 0,28 m³/s). Le due emergenze sono poste sul fronte orientale del massiccio carbonatico del Gran Sasso (Appennino Centrale) (Figg. 1 e 2).

Sono state analizzate l'idrogeologia e l'idrodinamica dei circuiti carsici superficiali responsabili delle piene e della torbidità che tuttora costringono l'acquedotto all'utilizzo di sedimentatori e filtri per garantire la potabilità delle acque in occasione degli eventi di torbidità più intensi. Questi si verificano esclusivamente nella captazione di Vitella d'Oro occasionalmente e a seguito di precipitazioni intense e durature che causano aumenti di portata.

Nello specifico lo studio ha analizzato i rapporti tra il fiume Tavo e le due captazioni, l'idrogeologia e l'idrodinamica dei differenti circuiti carsici superficiali responsabili delle piene e della torbidità; inoltre è stata esaminata l'origine dei sedimenti

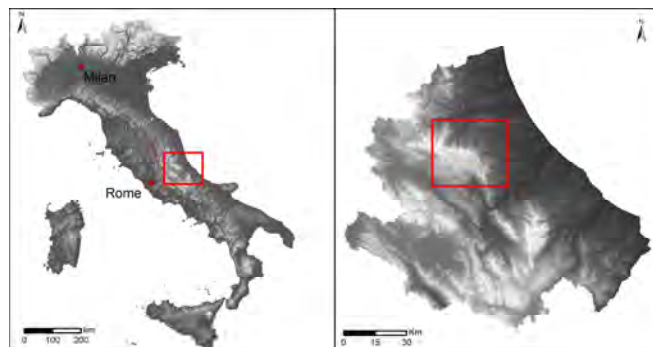


Fig. 1 – Localizzazione area di studio

Fig. 1 – Studied area location



Fig. 2 – Vista panoramica dell'alta valle del Tavo e ubicazione delle captazioni.

Fig. 2 – Panoramic view of Tavo high valley and location of captures.

in sospensione e le modalità di innesco del fenomeno della torbidità nella sorgente Vitella d'Oro.

CARATTERISTICHE GEOLOGICHE ED IDROGEOLOGICHE

Il massiccio carbonatico del Gran Sasso è parte di una catena a pieghe e sovrascorrimenti che si è strutturata dal Messiniano al Pliocene sup., nell'ambito dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa migrante verso l'avampaese adriatico (CALAMITA *et al.*, 2002).

L'ubicazione delle sorgenti e la circolazione idrica sotterranea sono strettamente correlate all'assetto stratigrafico e strutturale (CELICO, 1979; BONI *et al.*, 1986; PETITTA & TALLINI, 2002, AMORUSO *et al.* 2013). Nell'area delle sorgenti

(*) Dipartimento di Ingegneria e Geologia, Università "G. D'Annunzio",
Chieti, Italy.
s.rusi@unich.it, william.palmucci@unich.it

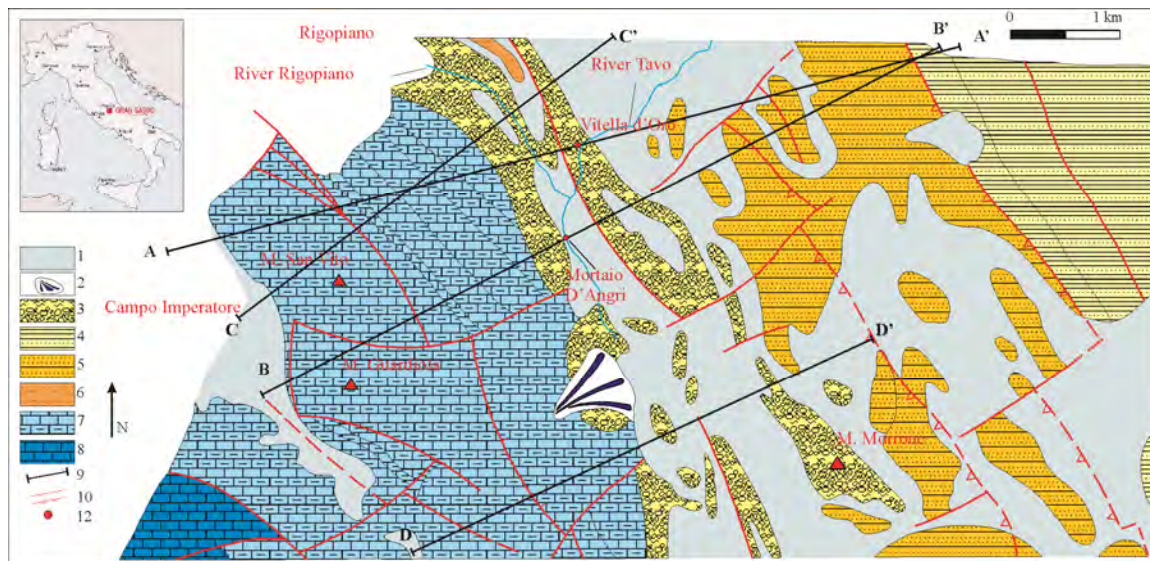


Fig. 3 – Carta geologica dell’alta valle del fiume Tavo (BIGI *et al.* 1995, modificata) - 1) coperture; 2) conoidi alluvionali; 3) “Conglomerati di Rigopiano” (Pliocene inf.); 4) Unità arenaceo pelitica del Cellino, (Pliocene-Messiniano sup.); 5) Unità pelitico arenacea della Laga, (Messiniano sup.); 6) marne siltose delle “Calcareni di M. Fiore”, (Tortoniano-Messiniano); 7) successione carbonatica di scarpata del Gran Sasso (Cretacico sup.- Lias) 8) “Calcare Massiccio”, Lias inf.; 9) tracce sezioni; 10) faglie e sovrascorrimenti; 11) captazioni.

Fig. 3 – Geological scheme of Tavo high valley: 1) overburdens; 2) alluvial fan; 3) “Conglomerati di Rigopiano” unit (lower Pliocene); 4) “Cellino” arenaceous-pelitic unit, (Pliocene - upper Messinian); 5) “Laga” pelitic-arenaceous unit, (upper Messinian); 6) siltstone and marls of “Calcareni di M. Fiore” unit, (Tortonian - Messinian); 7) slope carbonate sediments of Gran Sasso (upper Cretaceous - Lias) 8) “Calcare Massiccio” limestone unit (lower Lias); 9) cross sections; 10) faults and overthrusts; 11) captures.

(Fig. 3) è possibile distinguere tre unità stratigrafiche sovrapposte, con vergenza nord orientale, tramite i relativi sovrascorrimenti: l’Unità Gran Sasso, l’Unità Laga e l’Unità Cellino e i “Conglomerati di Rigopiano”.

In base alle caratteristiche di permeabilità possono essere distinti quattro complessi idrogeologici: - complesso calcareo, permeabile per fratturazione e carsismo e sede della falda di base; - unità della Laga (aquicluda); complesso marnoso delle Calcareni di M. Fiore, impermeabile relativo (acquitard); - Conglomerati di Rigopiano, permeabili per fratturazione e carsismo (Fig. 3 e 4).

MATERIALI E METODI

Al fine di analizzare i rapporti tra fiume Tavo e le due captazioni è stato effettuato il monitoraggio mensile delle portate e dei parametri fisico chimici delle acque del fiume e delle sorgenti in 14 mesi (9/2002–10/2003). È stato eseguito, inoltre, il confronto tra le precipitazioni e l’andamento della fusione delle nevi.

In particolare nel presente lavoro vengono analizzate e confrontate le serie storiche di registrazioni analogiche delle portate e della torbidità di Vitella d’Oro per un periodo di ventisei anni (1978–2003). Per lo studio dei circuiti carsici superficiali di Mortaio d’Angri si è ricorso al confronto tra precipitazioni e idrogrammi giornalieri storici. Lo studio dei circuiti carsici che raggiungono la sorgente Vitella d’Oro è avvenuto mediante l’analisi e il confronto tra le serie orarie dei dati storici di torbidità e portata registrati.

RISULTATI

Il monitoraggio delle portate e dei parametri chimico fisico delle acque del fiume Tavo e delle sorgenti Mortaio d’Angri ha permesso di individuare consistenti scambi idrici tra il complesso calcareo e quello dei Conglomerati di Rigopiano (Fig. 3 e 4). L’acqua circolante nei conglomerati, oltre ad alimentare il Tavo, viene veicolata attraverso circuiti carsici verso la captazione di Vitella d’Oro.

I due gruppi sorgivi Mortaio d’Angri e Vitella d’Oro, come confermato anche dalle quote di emergenza, dai parametri idrodinamici (α Mortaio d’Angri = 0,004 g-1, α Vitella d’Oro = 0,005 g-1), dal confronto tra temperatura e conducibilità elettrica, dalle analisi chimiche e dai rapporti caratteristici, traggono alimentazione dallo stesso acquifero, ovvero dalla falda di base del Gran Sasso (Fig. 5). L’analisi delle serie storiche delle portate e il confronto con le precipitazioni, indicano il carattere carsico delle sorgenti e l’esistenza di circuiti carsici superficiali che si sovrappongono alla circolazione di base (FERRACUTI *et al.*, 2006).

I circuiti carsici superficiali di Mortaio d’Angri sono stati esaminati confrontando le precipitazioni e gli idrogrammi giornalieri storici. Dal confronto si nota che le piogge più intense sono seguite da un evento di piena direttamente proporzionale all’intensità e alla durata delle precipitazioni. I circuiti superficiali riescono a provocare delle variazioni apprezzabili di portata solo per piogge che durano più giorni consecutivi, in almeno uno dei quali cadono più di 20 mm d’acqua; negli altri casi gli aumenti di portata non sono apprezzabili. Il monitoraggio della torbidità effettuato sulla

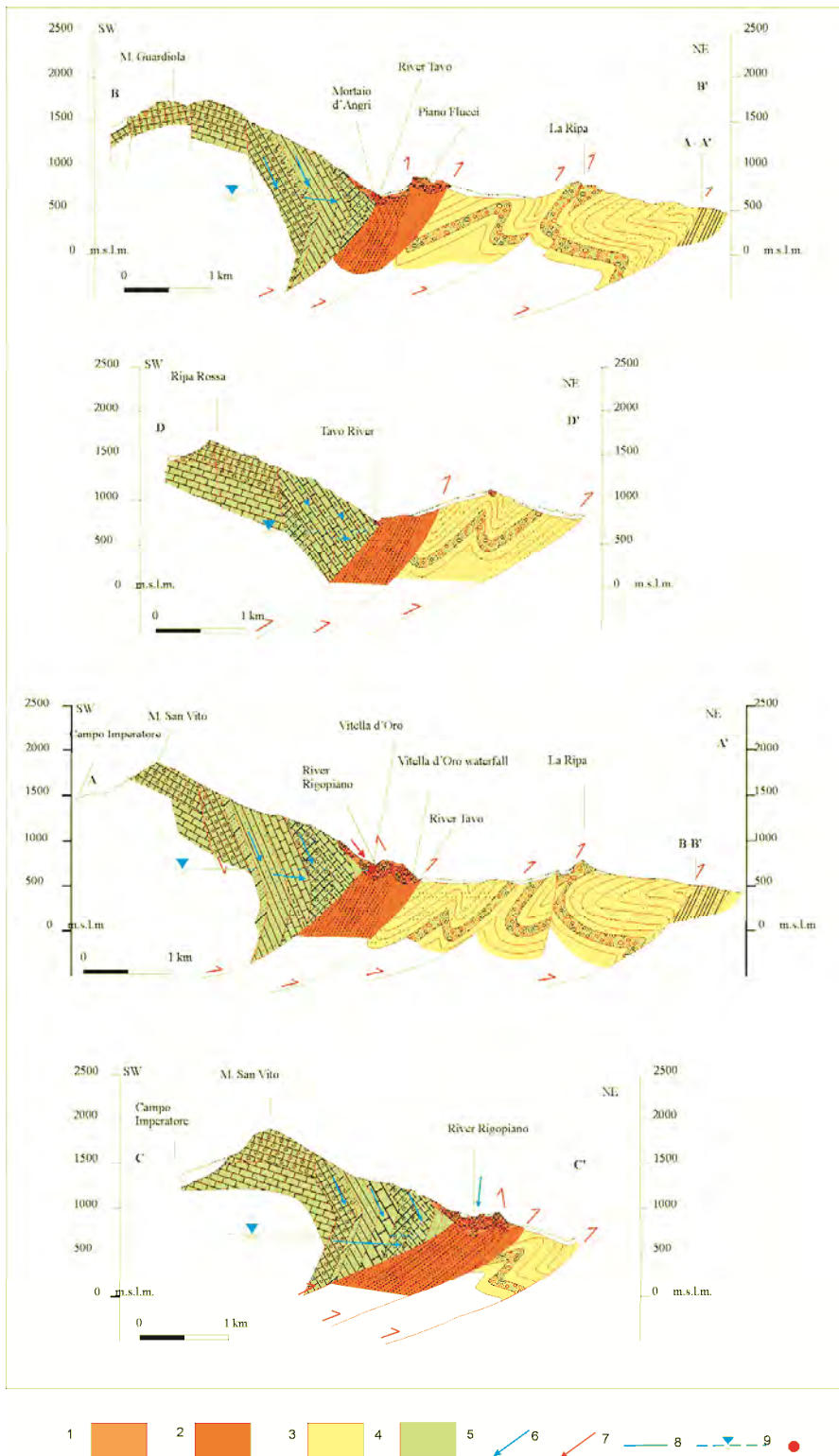


Fig. 4 - Sezioni geologiche ed idrogeologiche. 1) complesso dei "Conglomerati di Rigopiano", 2) complesso delle "Calcareniti di M.Fiore", 3) complesso dell'Unità Laga, 4) Complesso calcareo, 5) Circuiti carsici responsabili delle piene e circolazione di base, 6) Circuiti carsici responsabili della torbidità 7) Quota sorgenti (661,4 m Vitella d'Oro - 675 m Mortaio d'Angri) e presunta sup. di falda.

Fig. 4 - Geologic - hydrogeologic cross sections. 1) Conglomerati di Rigopiano complex, 2) Calcareniti di M.Fiore complex, 3) Laga and Cellino complex, 4) calcareous complex, 5) karstic conduits responsible of the floods, 6) karstic conduits responsible of turbidity, 7) Springs altitude (661,4 m Vitella d'Oro - 675 m Mortaio d'Angri).

captazione di Mortaio d'Angri ha rivelato che questa non è interessata da eventi di torbidità.

MONITORAGGIO DI TORBIDITÀ E PORTATA

Lo studio dei circuiti carsici che raggiungono la sorgente

Vitella d'Oro è avvenuto mediante l'analisi e il confronto tra le serie orarie dei dati storici di torbidità e portata registrati. L'analisi ha permesso di constatare che non esiste una relazione biunivoca tra torbidità e portata; sebbene le torbidità siano sempre precedute da una piena, non tutti gli aumenti di portata innescano una torbidità. Si è visto inoltre che il

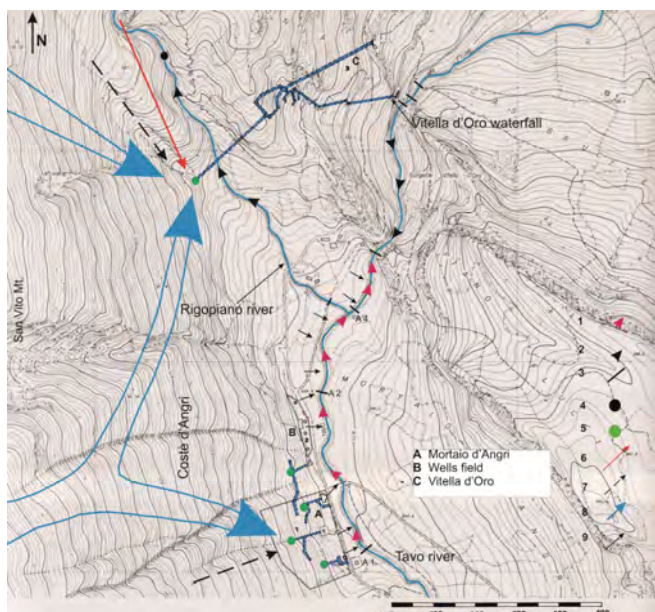


Fig. 5 – Schema idrodinamico. 1) incrementi in alveo 2) decrementi in alveo 3) punto di misura 4) inghiottitoio 5) captazioni 6) circuito carsico responsabile della torbidità, proveniente dalla zona di Rigopiano, o dal Fosso Rigopiano 7) circuito carsico 8) circolazione legata alla falda di base 9) scambi idrici sotterranei tra il complesso carbonatico e quello dei conglomerati.

Fig. 5 – Hydrodynamic scheme. 1) Linear springs, 2) decrease of discharge in river bed, 3) sections of discharge measurement, 4) insurgence, 5) captures, 6) karstic circuit responsible of turbidity from Rigopiano river or Rigopiano zone, 7) karstic circuit, 8) directions of the basal flow, 9) subterranean flow from calcareous complex to Conglomerati di Rigopiano complex.

trasporto solido segue le piene con un ritardo variabile tra le 0 e le 9 ore. E' stata evidenziata l'esistenza di più circuiti responsabili della torbidità, infatti nell'ambito di un solo evento di piena si possono registrare fino a quattro episodi torbidi consecutivi. In media tra l'inizio di una torbidità e il primo massimo vi è un ritardo di 3 ore, mentre tra il primo minimo relativo e il secondo massimo relativo, passano tra le 6 e le 11 ore (Fig. 6). Queste informazioni possono essere usate nella gestione delle crisi di torbidità, perché permettono di prevedere la durata della crisi e programmare, quindi, il ripristino delle normali condizioni di erogazione dell'acqua.

MONITORAGGIO DI PORTATA-TORBIDITÀ- PRECIPITAZIONI

Un'ulteriore analisi è stata eseguita confrontando dati storici di portata, torbidità e precipitazioni. L'indagine ha confermato che tutte le piogge provocano aumenti di portata proporzionali alla loro intensità e durata, contemporaneamente o con un giorno di ritardo dal loro inizio (Fig. 7a). Si è visto inoltre, che sono necessari 2 giorni di precipitazioni consecutive per causare una torbidità in grado di generare una crisi, e 3 per una di intensità inferiore.

Come per le piene, anche l'intervallo temporale tra piogge e arrivo della sospensione è nullo, o ammonta al massimo ad un giorno per gli eventi minori (Fig. 7b).

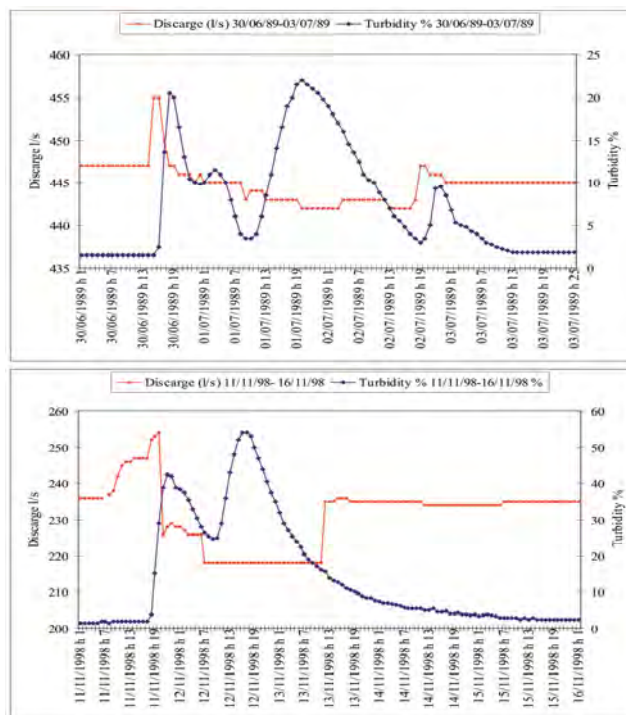


Fig. 6 – Esempio di confronti tra dati orari di portata (l/s) e torbidità (%).

Fig. 6 – Example of comparison between hourly data of discharge (l/s) and turbidity (%).

Anche tra precipitazioni e torbidità non esiste una relazione biunivoca. Ogni torbidità è preceduta dalle piogge, tuttavia non è vero che ad ogni precipitazione si verifica l'arrivo della sospensione alla sorgente. Non esiste inoltre una relazione tra le precipitazioni massime annuali e le torbidità più intense. Dopo un evento di torbidità intensa, anche se a distanza di giorni si verificano precipitazioni elevate, queste non riescono a provocare una seconda torbidità di pari intensità. In genere bisogna attendere almeno un mese perché un'altro evento faccia scattare le condizioni di emergenza.

Le suddette osservazioni hanno permesso di comprendere le modalità con cui si esplica il fenomeno della torbidità e l'origine dei sedimenti in sospensione. Non essendoci infatti una relazione biunivoca tra piene e torbidità è da escludere che la sospensione possa derivare dall'infiltrazione di acqua già carica di sedimenti, mentre è probabile che questi vengano acquisiti nel tragitto sotterraneo. L'origine dei sedimenti in sospensione è probabilmente legata alla presenza di livelli argillosi all'interno della formazione dei Conglomerati di Rigopiano. Questi livelli sono soggetti a continui cicli di imbibizione ed essiccamento che spiegano la presenza di materiale fine in sospensione. Il meccanismo con cui si esplica il fenomeno della torbidità sarebbe riconducibile ad una ripulitura dei condotti carsici nei conglomerati. È probabile che i condotti carsici in cui si raccolgono i sedimenti fungano da sifone o da serbatoi di decantazione e che la pulizia dei circuiti carsici consista nello svuotamento improvviso di questi. Tali ipotesi sono rafforzate dal fatto che il tempo trascorso tra l'inizio di un evento di torbida e il suo massimo è sempre lo stesso e dal fatto che c'è corrispondenza tra portate e torbidità.

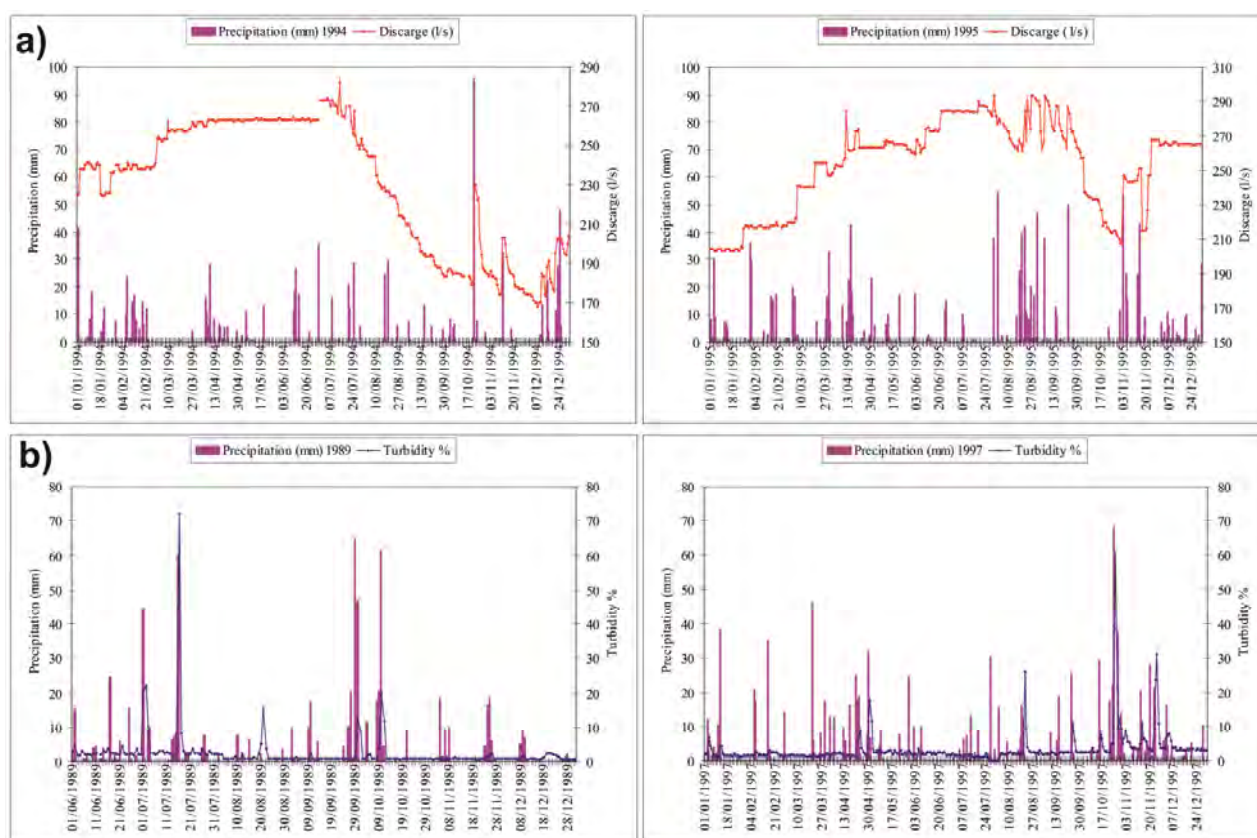


Fig. 7 – a) Confronto tra dati giornalieri di precipitazioni (mm) e portata (l/s). b) Confronto tra dati giornalieri di precipitazioni (mm) e di torbidità (%).

Fig. 7 – a) Comparison between daily data of precipitation (mm) and and discharge (l/s). b) Comparison between daily data of precipitation (mm) and turbidity (%).

CONCLUSIONI

Sono state riconosciute due tipologie di circuiti: quelli responsabili delle piene e i sifoni carsici responsabili della torbidità. La circolazione carsica che veicola le acque di infiltrazione verso le sorgenti Mortaio d'Angri avviene all'interno della dorsale carbonatica, mentre i circuiti che interessano Vitella d'Oro sono almeno in parte localizzati all'interno dei Conglomerati di Rigopiano. I condotti carsici responsabili degli episodi annuali di torbidità dovrebbero essere contenuti integralmente all'interno della formazione dei Conglomerati di Rigopiano e si riuniscono alla circolazione principale solo in prossimità della captazione. Proseguendo la galleria di captazione di Vitella d'Oro fino ad incontrare i calcari si potrebbe risolvere o attenuare il problema della torbidità correndo però il rischio di depauperare le sorgenti Mortaio d'Angri ubicate a quote superiori.

BIBLIOGRAFIA

AMORUSO A., CRESCENTINI L., PETITTA M., TALLINI M., 2013 - *Parsimonious recharge/discharge modeling in carbonate fractured aquifers: The groundwater flow in the Gran Sasso aquifer (Central Italy)*. Journal of Hydrology, 476: 136-146.

- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., 1995 - *Carta geologico strutturale dell'area compresa tra il Gran Sasso d'Italia e il F. Pescara, scala 1:50.000*. "Tipografia S.G.S", Roma.
- BONI C., BONO P., CAPELLI G., 1986 - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 35: 991-1012, Carte Idrogeologiche, Scala 1 : 500 000.
- CALAMITA F., SCISCIANI V., ADAMOLI L., BEN M'BAREK M., PELOROSSO M., 2002 - *Il sistema a thrust del Gran Sasso d'Italia (Appennino centrale)*. Studi Geologici Camerti, Nuova Serie, 1: 19-32.
- CELICO P., 1979 - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Memorie e Note dell'Ist. di Geol. Appl., 14: 1-97.
- FERRACUTI L., MARINELLI G., RUSI S., 2006 - *Idrogeologia e monitoraggio delle sorgenti carsiche del Tavo (massiccio carbonatico del Gran Sasso) e loro implicazioni nella gestione dell'emergenza torbidità*. Giornale di Geologia Applicata, 3: 47-52.
- MANFREDINI M., 1952-1980 - *Studi Geologici sulla sorgente della Vitella d'Oro (Pescara)*, inediti. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- PETITTA M., & TALLINI M., 2002 - *Idrodinamica sotterranea del massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): Nuove indagini idrologiche, idrogeologiche e idrochimiche (1994-2001)*. Boll. Soc. Geol. It., 121(3): 343-363.

Dati preliminari sui caratteri fisico-chimici delle acque sotterranee del Complesso Carsico di Codula Ilune (Sardegna centro-orientale)

LAURA SANNA (*, **, ***)

RIASSUNTO

Il complesso sotterraneo di Codula Ilune è il più vasto sistema carsico della Sardegna che s'incunea dentro la successione carbonatica mesozoica, parallelamente al canyon fluviocarsico omonimo, lungo il suo fianco destro. Seguendo un'importante direttrice tettonica, al suo interno scorre un collettore cui fanno capo le grotte di Su Palu, Monte Longos (Su Spiria), Carcaragone, Su Molente e la cui emergenza perenne è la risorgente sottomarina di Cala Luna. Le rispettive connessioni sono state accertate inequivocabilmente attraverso test con traccianti, mentre solo recentemente sono stati chiariti i dubbi sugli attuali rapporti con la grotta del Bue Marino, precedentemente principale recapito del sistema.

La geometria di questa idrostruttura è stata inoltre per lo più ricostruita grazie ai risultati degli studi condotti dagli speleologi con l'obiettivo di conoscere la direzione di deflusso sotterraneo di questo settore orientale del Supramonte e di individuare la provenienza dell'acqua dei numerosi affluenti che drenano perennemente una valle che nel settore carbonatico risulta per lo più secca per gran parte dell'anno. Nonostante siano stati indagati saltuariamente alcuni aspetti idrodinamici del sistema (come il regime delle portate) a oltre trenta anni dalla sua scoperta, i suoi caratteri idrochimici risultavano ancora oscuri.

In questo lavoro si presentano i risultati preliminari di una serie di misure sui parametri fisico-chimici delle acque sotterranee pertinenti alla grotta di Su Palu. All'interno di questo segmento del sistema, il collettore è alimentato da due corsi d'acqua cardinali che confluiscono entrambi in un grande lago sifone (Lago): il White Nile, torrente ortogonale alla direzione della valle e proveniente dalle sue perdite in subalveo, e il Blue Nile, apporto originario della zona più interna. Il monitoraggio è stato condotto comparando le misure di temperatura, conducibilità elettrica e pH nelle stazioni di Su Palu con le acque di scorrimento esterne del Rio Codula Ilune in località Teletotes. Misure puntuali sono state eseguite anche in alcune sorgenti in sinistra idrografica e nelle cavità della depressione carsica di Su Canale, nella parte alta del massiccio, dove è stato realizzato anche un tracciamento per chiarire i dubbi sulla possibile alimentazione da parte del torrente principale della grotta di Lovettecannas, risultato peraltro negativo.

I dati preliminari acquisiti evidenziano una distinzione netta nei parametri fisico-chimici dei due distinti apporti idrici (White Nile e

Blue Nile) al collettore principale come evidenziato da una differenza di 2 °C nella temperatura e un ampio scarto nei valori di conducibilità.

KEY WORDS: *acque sotterranee, Complesso Carsico di Codula Ilune, Lovettecannas, Murgulavò, parametri chimico-fisici, Su Palu, Supramonte, Sardegna.*

INTRODUZIONE

La ricerca speleologica permette di percorrere i fiumi nascosti all'interno delle montagne carsiche ricostruendone il complicato reticolo. Spesso però i limiti esplorativi introducono delle incognite nella conoscenza dettagliata dei bacini di alimentazione di questi acquiferi che necessitano di ulteriori studi a supporto della loro completa comprensione. Le proprietà fisico-chimiche delle acque naturali nei sistemi carsici dipendono dalla loro interazione con la componente litologica e dalla varietà di sedimenti che attraversano nel loro flusso verso le emergenze sorgentizie (LANGMUIR, 1997), dando importanti informazioni sull'origine e/o provenienza dei torrenti sotterranei.

Grazie alle ricerche condotte dagli speleologi negli ultimi 30 anni, la geometria dell'idrostruttura di questa parte del Supramonte costiero (Sardegna centro-orientale) è stata descritta in dettaglio con lo scopo di conoscere principalmente la direzione di deflusso sotterraneo, i suoi recapiti e di individuare la provenienza dell'acqua degli affluenti che drenano la valle di Codula Ilune, individuando le connessioni tra gli inghiottitoi e le varie cavità che ne costituiscono l'intero complesso carsico. Nonostante la realizzazione di alcuni test con fluoresceina (MUCEDDA, 1984), l'analisi dei volumi delle gallerie sotterranee (FORTI & ROSSI, 1991), e le indagini sugli aspetti idrodinamici (come il regime delle portate), (BRESSANI & SCANO, 1984) i caratteri idrochimici del Complesso Carsico di Codula Ilune risultavano ancora oscuri.

I risultati preliminari di una serie di misure dei parametri fisico-chimici delle acque sotterranee pertinenti alla grotta di Su Palu presentati in questo lavoro contribuiscono, anche se parzialmente, alla definizione del bacino di alimentazione di questo vasto sistema carsico.

ASPETTI GEOLOGICI

Il Supramonte costiero nel Golfo di Orosei è un altopiano

(*) Istituto di Biometeorologia - Consiglio Nazionale delle Ricerche CNR-IBIMET, Traversa La Crucca 3, Località Balduca - Li Punti, 07100 Sassari, Italia; (*speleokikers@tiscali.it*)

(**) Associazione Speleologica Progetto Supramonte

(***) Gruppo Speleo Ambientale Sassari

carsico di circa 210 km² costituito da una sequenza di dolomie e calcari mesozoici che coprono il basamento paleozoico (costituito da filliti e graniti Varisici), inclinato verso Est. La piattaforma carbonatica è localmente ricoperta da basalti plio-pleistocenici e da depositi di versante quaternari (JADOUL *et alii*, 2010). Questa successione giurassica inizia con sedimenti continentali fluvio-lacustri seguiti da strati di dolomie e calcari che raggiungono spessori di circa 800 metri. I sistemi di faglie e la struttura generale di quest'aria carsica costiera, confinata alla base dalle rocce impermeabili del basamento, obbligano le acque allogeniche infiltrate nella parte occidentale del massiccio, a fluire verso il mare ed emergere lungo la linea di costa, dando origine così ad importanti sorgenti carsiche

preponderante del complesso sotterraneo di Codula Ilune, il più vasto sistema carsico della Sardegna che s'incunea dentro la successione carbonatica mesozoica parallelamente al canyon fluvio-carsico omonimo, per lo più lungo il suo fianco destro (Fig. 2). Al suo interno scorre, seguendo un'importante lineazione tettonica, un collettore cui fanno capo le grotte di Su Palu, Monte Longos (Su Spiria), Carcaragone, Su Molente e la cui emergenza attiva è la risorgente sottomarina di Cala Luna (PAPPACODA, 2009) (mentre la grotta del Bue Marino, sul versante idrografico opposto, attualmente costituisce il sistema di troppo pieno). All'interno del segmento afferente all'ingresso di Su Palu, il collettore è alimentato da due corsi d'acqua principali che confluiscono entrambi nel Lago (Fig. 3), limite ideale con le gallerie di Monte Longos. Il torrente ortogonale alla direzione della valle e proveniente dalle sue perdite in subalveo è denominato White Nile, mentre l'apporto proveniente dalla zona più interna del massiccio viene indicato come Blue Nile. Le rispettive connessioni di questa parte del collettore con le altre cavità del sistema a valle sono state accertate inequivocabilmente attraverso test con traccianti (LORU *et alii*, 2009), mentre risultavano ancora dubbi gli attuali rapporti con l'altopiano di Su Canale, che rappresenta un alto

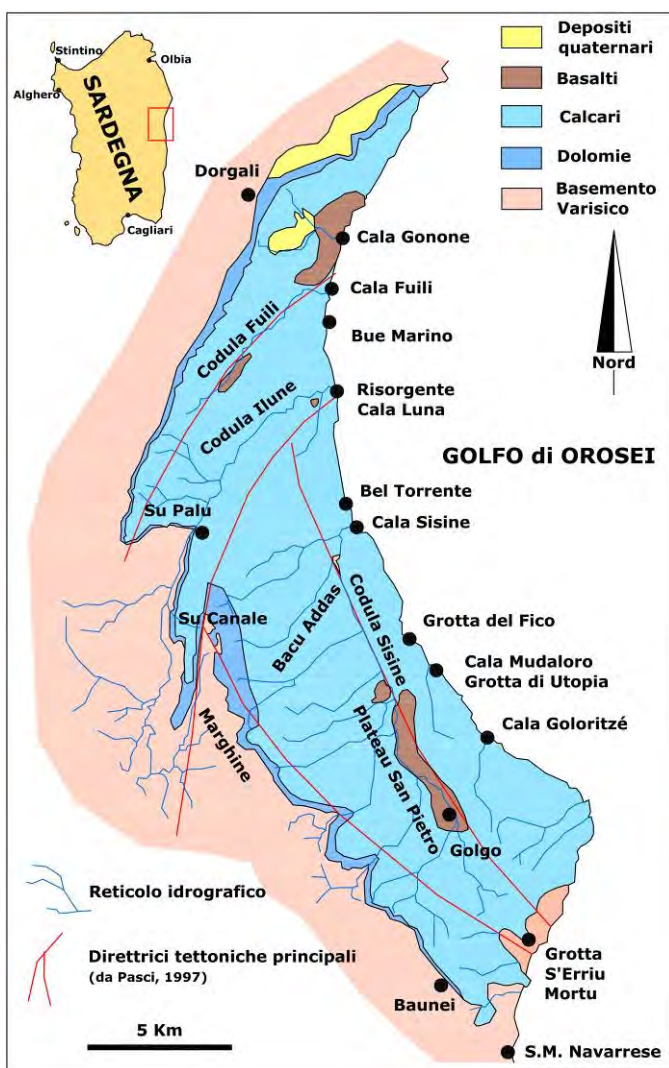


Fig. 1 - Carta geologica semplificata del Supramonte costiero.

sottomarine, come quella di Cala Luna, recapito delle acque del Complesso Carsico di Codula Ilune (Fig. 1).

IL COMPLESSO CARSIKO DI CODULA ILUNE

La grotta di Su Palu, insieme con la diramazione denominata Su Spiria, costituisce con oltre 42 km di sviluppo la parte

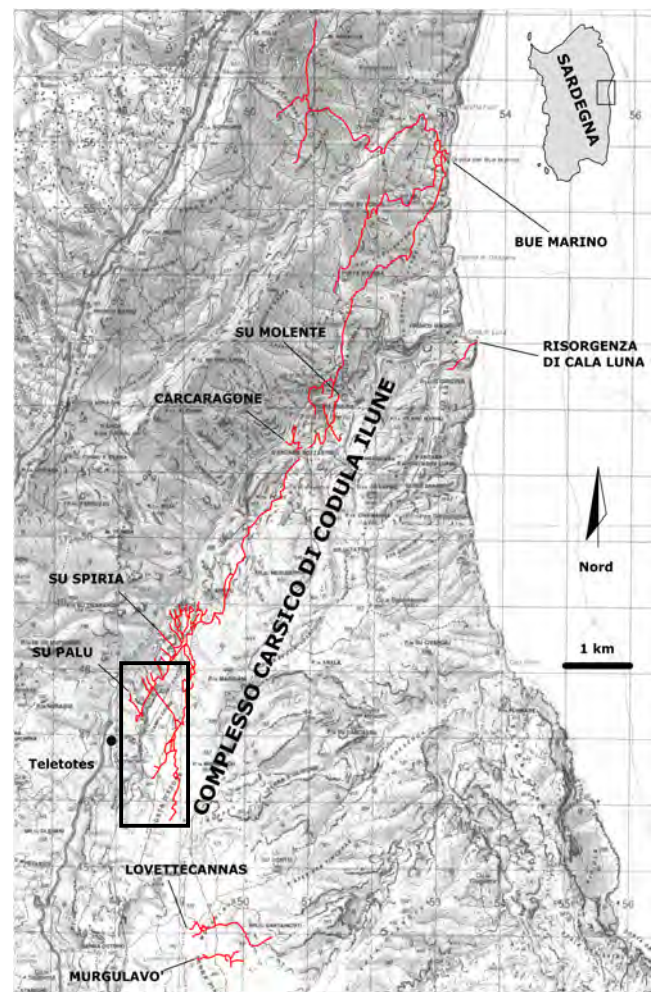


Fig. 2 - Localizzazione del Complesso Carsico di Codula Ilune con i rispettivi ingressi indicati con le linee. In rosso sono riportate le poligonali delle grotte attualmente conosciute che costituiscono il sistema, mentre il rettangolo in grassetto rappresenta l'area di studio riportata in Fig. 4.

strutturale della monoclinale del Supramonte costiero in destra idrografica rispetto alla Codula e inclinato verso il mare.

METODOLOGIA

Questo studio è stato condotto eseguendo misure puntuali (a cadenza bimensile) sulle acque pertinenti alla parte del Complesso Carsico di Codula Ilune denominata Su Palu, in comparazione con le acque superficiali che alimentano il suo sistema. Occasionalmente questi parametri sono stati misurati anche nei torrenti di alcune grotte localizzate negli altopiani soprastanti la valle, nella cavità di Murgulavò e nella grotta di Lovettecannas (in quest'ultima è stato eseguito anche un test con tracciante).

Per quanto riguarda il monitoraggio delle acque è stato utilizzato un sensore portatile Hanna HI 991301 che misura in situ pH, temperatura (T), conduttività elettrica (EC) e totale dei sali disciolti (TDS). L'intervallo dei parametri misurati è rispettivamente tra 0,00 e 14,00 per il pH (risoluzione 0,01 – accuratezza $\pm 0,01$), tra 0,00 e 20,00 mS/cm per EC (risoluzione 0,01 mS/cm – accuratezza $\pm 2\%$ F.S.), tra 0,00 e 10,00 ppt (g/L) di TDS (risoluzione 0,01 ppt – accuratezza $\pm 2\%$ F.S) e da 0,0 a 60,0 °C per la temperatura (risoluzione 0,1 °C – accuratezza $\pm 0,5$ °C). La matrice dei dati raccolti è stata processata statisticamente plottando i valori della media di ciascuno dei 3 parametri misurati in ciascun sito versus la loro varianza con il fine di stimare la dispersione di ogni variabile.

Gli altri parametri ambientali occasionalmente misurati sono la temperatura e l'umidità relativa dell'aria con l'impiego di un datalogger Onset HOBO U23 Pro v2 (accuratezza di 0,2 °C e 5% RH con acquisizione a intervalli di 30 minuti), e la concentrazione di anidride carbonica servendosi di un misuratore portatile di CO₂ della Zenith (AZ7755) con sensore NDIR (accuratezza ± 50 ppm).

Per l'indagine colorimetrica è stato impiegato circa 1 kg di



Fig. 3 – Il Lago di Su Palu, punto nevralgico del collettore del sistema carsico in cui confluiscono le acque dei torrenti White Nile e Blue Nile (Foto Riccardo De Luca).

fluoresceina sodica e per la sua rilevazione sono stati realizzati dei captori di carbone attivo. La concentrazione di tracciante nei captori è stata misurata tramite un fluorimetro Turner Designs Digital, modello 10-AU-000, dotato di cuvette di quarzo e lampada UV a bulbo con tubo di rivelazione PhotoMultiplier equipaggiato con filtri per fluoresceina di 520 nm (Eccitazione) e 550 nm (Emissione) e impiegando uno standard primario di fluoresceina sodica con concentrazione di 0,1 ppm (limiti di rivelabilità pari a 0,01 ppb di fluoresceina in acqua). Per l'analisi sono stati prelevati circa 1,5 g di carbone, in duplice copia, trattati per estrazione con circa 50 mL di KOH al 10% in metanolo per 30 minuti sotto agitazione, e successivamente filtrati e diluiti a 100 mL sempre con KOH 10% in metanolo.

PUNTI DI MONITORAGGIO

Le misure dei parametri delle acque esterne prese in

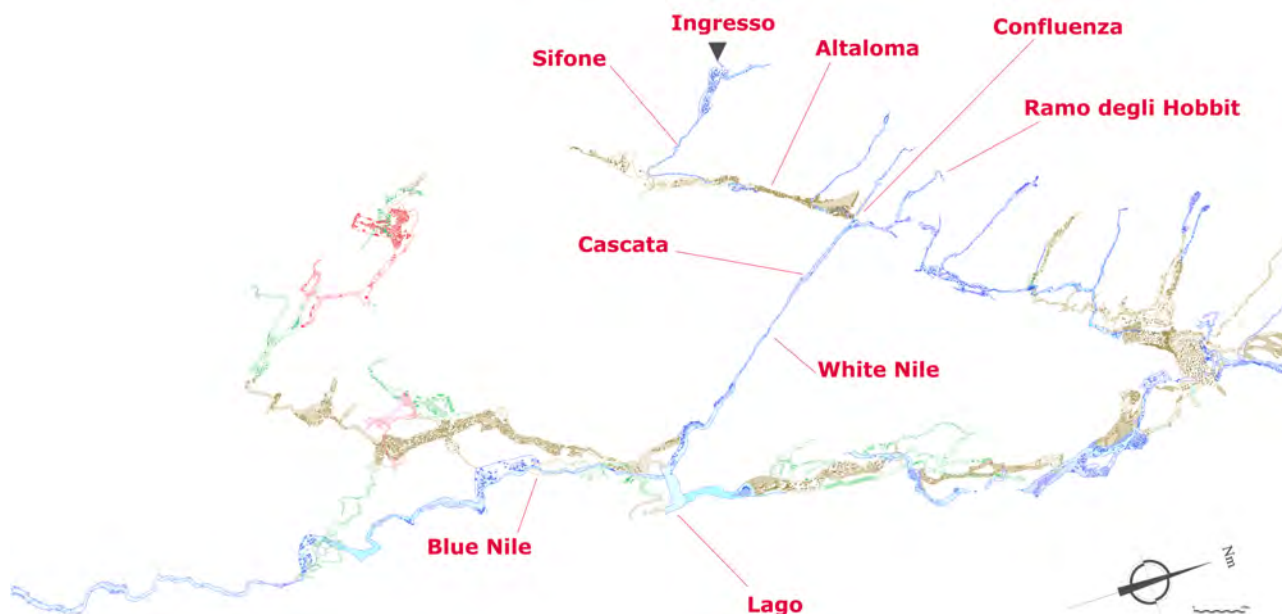


Fig. 4 – Punti di monitoraggio nella grotta di Su Palu. Per una generale localizzazione di questi ambienti rispetto l'intero sistema carsico, vedi area evidenziata dal rettangolo in Fig. 2.

considerazione in questo studio sono relative al tratto del Rio Codula Ilune in corrispondenza di Teletotes (TE). Qui il torrente è perenne e fluisce in debole pendenza su un letto granitico coperto da ciottoli e sabbia della stessa litologia. Circa 500 metri più a valle del ponte di attraversamento, la portata è stagionalmente incrementata dagli apporti dell'impluvio di Bacu Su Palu, che ha un carattere torrentizio legato ad un piccolo bacino idrografico che si estende fino a quote superiori ai 1000 m slm, e anch'esso impostato interamente su rocce del basamento. Oltre questa confluenza, le acque scompaiono nelle alluvioni del canyon fluviocarsico, al contatto con l'affioramento carbonatico, per essere captate dal sistema di drenaggio sotterraneo.

All'interno della grotta di Su Palu (Fig. 4), il torrente riemerge nei pressi dell'ingresso, alla base di un grosso corpo di frana per poi essere incanalato verso una strettoia allagata, il cosiddetto Sifone (SI), le cui acque scorrono ancora su litotipi granitici. Spingendosi verso l'interno, le misure sono state condotte nelle acque della bella Galleria di Altaloma (AL), in grandi vaschette concrezionali alimentate da un rigagnolo proveniente da una fessura nella parete. Alla Confluenza (CO) i parametri sono stati misurati nel torrente principale che scorre fragoroso su dolomie tra grossi ciottoli di granito, un mix alimentato da 3 distinti arrivi provenienti dalla Codula Ilune. Poco oltre, questo torrente riceve occasionalmente le acque effimere del Ramo degli Hobbit (HO), una galleria riccamente concrezionata impostata su un livello alto rispetto all'attuale attivo, che per altro si approfondisce ulteriormente qualche centinaio di metri più a valle in corrispondenza della Cascata (CA). Con un salto di circa 10 metri, il torrente del White Nile (WN) corre pressoché orizzontale verso sud-est, ortogonalmente al deflusso esterno, lungo una frattura che taglia prima le dolomie e poi i calcari, spingendosi rettilinea verso l'interno del massiccio, fino a confluire nel Lago (LA). Qui s'immettono anche le acque del Blue Nile (BN), provenienti dalla parte più remota del sistema, attraversando da

sud a nord una spessa coltre di calcari organogeni.

Nelle cavità della depressione carsica di Su Canale sono state eseguite misure puntuali nella Grotta di Murgulavò (alla base dei pozzi iniziali, su un rivolo d'acqua che scorre in una galleria interamente impostata su granito) (CENTRO SPELEOLOGICO CAGLIARITANO, 2010) (Fig. 8A) e nella Grotta di Lovettecannas (in varie stazioni lungo il torrente ipogeo, anch'esso procedente interamente su litologie granitoidi: Salone dello Yeti, Fiori del Male e Sala CinCin) (DE WAELE, 2006) (Fig. 9), che insieme ad altre grotte attive dei dintorni probabilmente costituiscono un unico sistema carsico che drena verso la risorgente sottomarina del Beltorrente.

RISULTATI

I dati di temperatura, conducibilità elettrica e pH relativi alle misure alla grotta di Su Palu e del torrente in località Teletotes sono riportate in Tabella 1. Come si evince, durante i primi 6 mesi di monitoraggio i caratteri delle acque superficiali hanno variato notevolmente rispetto a quelle interne al sistema carsico da esse alimentate.

Come atteso, la temperatura ha un ampio scarto in funzione della stagionalità, partendo da un valore di circa 7 °C in gennaio fino a quasi 22 °C in giugno, per gli ambienti superficiali, mentre si va da circa 10 °C a 15,7 °C nei condotti carsici. All'interno della cavità si osserva inoltre un gradiente che tende ad aumentare in funzione della distanza e dal dislivello percorso. La Confluenza è la zona che mostra il maggior scarto tra i valori minimi e massimi e sembra riceva apporti da zone più alte in quota rispetto gli ambienti iniziali del Sifone. Gli apporti effimeri del Ramo degli Hobbit pare rimobilizzino acque precedentemente infiltrate nelle fratture del massiccio carbonatico, con valori abbastanza costanti, così come accade nei gours della galleria di Altaloma. Le temperature del torrente del White Nile risultano un mix dei contributi provenienti dalle diramazioni a monte in funzione

	Teletotes	Sifone	Altaloma	Confluenza	Ramo Hobbit	Cascata	White Nile	Lago	Blue Nile
Conducibilità (mS/cm)	TE	SI	AL	CO	HO	CA	WN	LA	BN
26/01/2013	0,26	0,29	0,30	0,27	dry	nd	0,27	0,29	0,29
17/03/2013	0,16	0,19	0,29	0,19	0,26	0,21	0,21	0,21	0,32
25/04/2013	0,20	0,23	0,29	0,21	0,26	0,23	0,25	0,25	0,31
30/06/2013	0,29	0,26	0,29	0,28	dry	0,28	0,26	0,26	0,31
<i>Min</i>	0,16	0,19	0,29	0,19	0,26	0,21	0,21	0,21	0,29
<i>Max</i>	0,29	0,29	0,30	0,28	0,26	0,28	0,27	0,29	0,32
Temperatura (°C)									
26/01/2013	7,2	12,4	14,7	10,2	dry	nd	10,7	11,1	15,1
17/03/2013	7,8	11,3	14,7	10,6	13,0	11,4	11,4	11,8	14,7
25/04/2013	14,3	13,1	14,7	13,0	13,3	13,1	13,1	13,6	15,0
30/06/2013	21,8	15,6	14,7	15,7	dry	15,4	15,4	15,3	15,0
<i>Min</i>	7,2	11,3	14,7	10,2	13,0	11,4	10,7	11,1	14,7
<i>Max</i>	21,8	15,6	14,7	15,7	13,3	15,4	15,4	15,3	15,1
pH									
26/01/2013	8,24	7,09	7,09	7,09	dry	nd	7,09	7,09	7,08
17/03/2013	7,86	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09
25/04/2013	8,22	7,84	7,09	7,10	7,09	7,10	7,09	7,09	7,89
30/06/2013	8,10	7,10	7,09	7,09	dry	7,09	7,88	7,96	7,09
<i>Min</i>	7,86	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,09	7,08
<i>Max</i>	8,24	7,84	7,09	7,10	7,09	7,10	7,88	7,96	7,89

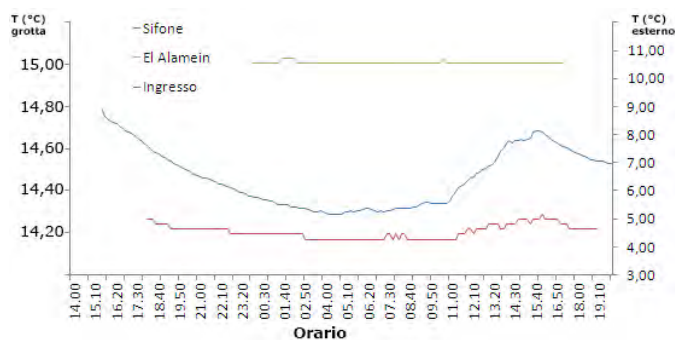


Fig. 5 – Andamento delle temperature durante un weekend di gennaio. Per ragioni di scala, in ordinata a sinistra, le misure interne alla grotta (subito oltre il Sifone e al campo di El Alamein, nei pressi del Lago), mentre a destra le contemporanee temperature esterne all’ingresso. La circolazione superficiale perturba l’atmosfera della cavità oltre la strettoia allagata, anche se con uno smorzamento delle ampiezze. Nelle parti più interne invece, la temperatura dell’aria (15,01 °C) è in equilibrio con quella dell’acqua del Blue Nile. La stabilità è rotta solo dalla nostra presenza al campo (picchi alle 01:00 e 10:00).

delle relative portate, mentre è interessante notare come il Blue Nile mantenga valori prossimi a 15 °C, pressoché invariati durante i 4 campionamenti. È singolare osservare inoltre che anche la temperatura dell’aria nelle zone remote della grotta è in equilibrio con questo valore, mentre l’influenza delle circolazioni esterne si spinge anche oltre la strettoia allagata del Sifone (Fig. 5), dove si sono registrati concentrazioni di CO₂ dell’ordine di 700 ppm, valori relativamente bassi per l’atmosfera di grotta. Anche i valori termometrici delle acque al Lago riflettono il mescolamento dei due apporti principali, fenomeno che spiega inoltre il processo speleogenetico dei grossi volumi di questo vuoto.

La conduttività elettrica mostra valori compresi tra 0,16 mS/cm misurato nelle acque superficiali e i 0,32 mS/cm del torrente del Blue Nile. Nel mese di marzo questo parametro si è notevolmente ridotto in quasi tutti i punti di monitoraggio, ad opera degli apporti precipitativi particolarmente intensi in questo periodo (Fig. 6), un effetto tanto più evidente quanto più prossimi con le misure al Rio Codula Ilune, e che invece

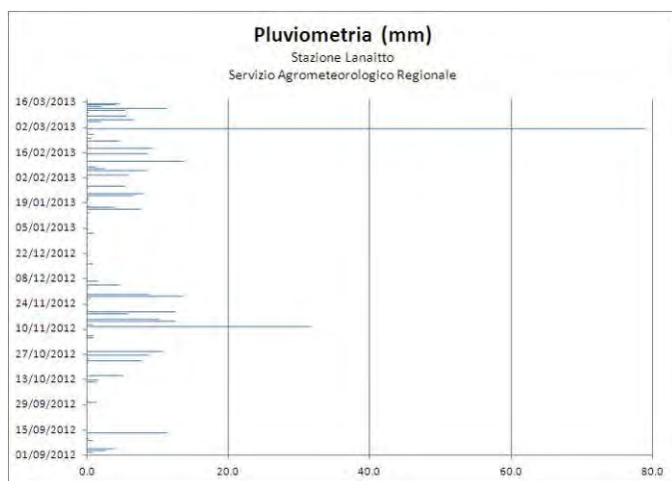


Fig. 6 – Precipitazioni dell’anno idrologico 2012-13 registrate da settembre fino al termine del test con fluoresceina (marzo 2013) alla stazione meteorologica supramontana nella Valle del Lanaitto (Olivena), qualche

va a sfumare addentrandoci nel sistema, fino ad invertirsi nella stazione di misura del Blue Nile, dove si è registrato un piccolo incremento relazionale al pistonaggio di acque a lunga residenza nell’acquifero.

Fatta eccezione per le misure nel torrente superficiale, che risultano inoltre più basiche (pH intorno a 8), la perturbazione di conducibilità e temperatura indotta dalle piogge, non ha un corrispettivo nei valori di pH delle acque del complesso carsico, dove invece il sistema tampone dei carbonati sembra bilanciare istantaneamente i valori di pH sulla neutralità, anche laddove il fiume scorre ancora su graniti. Nonostante questo effetto *buffer* causato dalla natura calcarea della roccia con cui

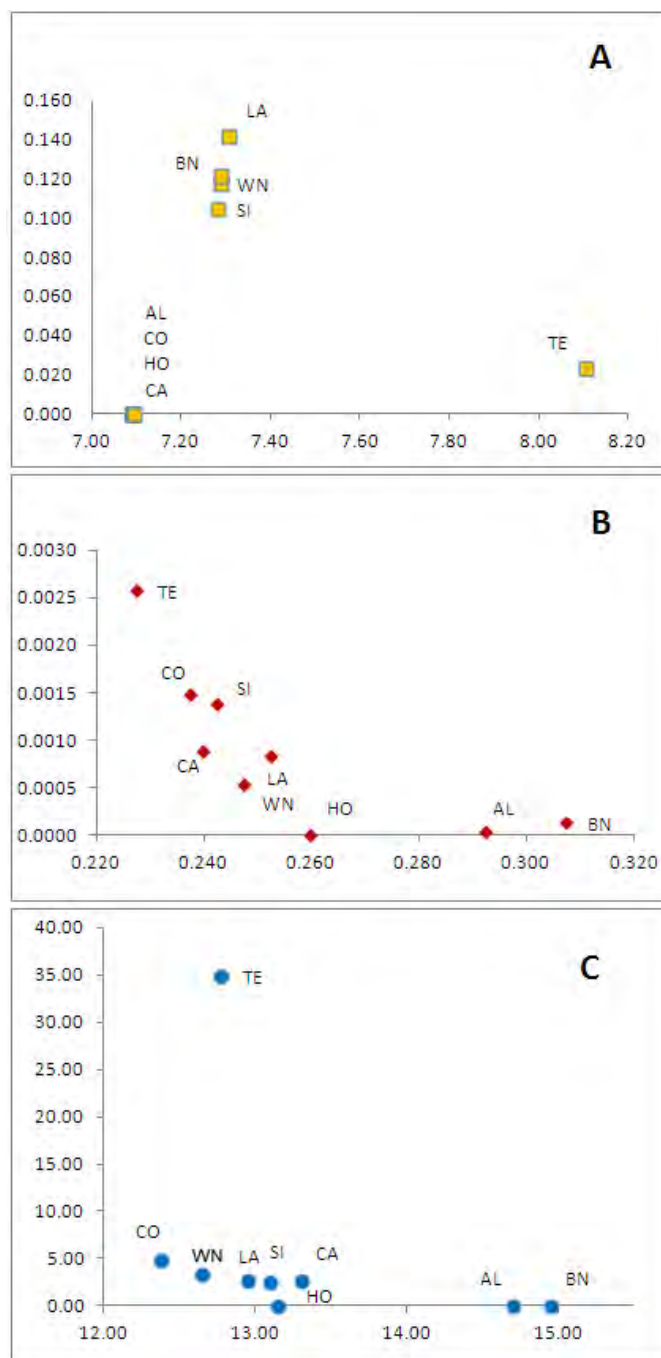


Fig. 7 – Analisi della varianza (in ordinata) versus la relativa media (in ascissa) dei valori di pH (A), conducibilità (B) e temperatura (C) per le acque superficiali e del Complesso Carsico di Codula Ilune.

le acque vengono in contatto, occasionalmente sono stati registrati locali scostamenti dal valore 7, sia nelle zone prossime all'ingresso (Sifone) che in quelle più interne (White Nile, Lago e Blue Nile).

L'analisi univariante (Fig. 7) condotta confrontando la media dei parametri monitorati rispetto la loro relativa varianza mette in evidenza che in generale le acque superficiali si discostano ampiamente da quelle interne e in termini di variabilità mostrano valori maggiori, fatta eccezione per il pH, che risulta intermedio a due distinti raggruppamenti, identificati sulla base della varianza, zero (Altaloma, Ramo degli Hobbit, Confluenza e Cascata) e maggiore di 1 (Sifone, White Nile, Lago e Blue Nile), rispettivamente. La dispersione dei dati di conducibilità e temperatura suggerisce una distinzione netta tra gli apporti al collettore principale pertinente alla grotta di Su Palu, evidenziando un'ampia stabilità dei parametri fisico-chimici per il Blue Nile (come anche del Ramo degli Hobbit e di Altaloma, tutti ambienti con condizioni di prolungata interazione acqua-roccia) e invece alta varianza (>2) per le acque afferenti al White Nile.

Per quanto riguarda le misure puntuali eseguite nelle cavità dell'altopiano di Su Canale, il piccolo ruscello di Murgulavò in una giornata invernale (temperatura dell'aria esterna = 2 °C) in cui le acque superficiali risultavano congelate, mostra una temperatura dell'acqua relativamente alta per la quota a cui si apre l'ingresso (900 m slm) e pari 12,1 °C (temperatura dell'aria interna pari a 12,4 °C), con conducibilità di 0,29 mS/cm e un valore di pH di 7,6.

Il torrente della grotta di Lovettecannas nello stesso periodo ha parametri più simili alle acque della Codula Ilune, sebbene tra esse non ci sia nessuna diretta connessione se non in termini di precipitazioni, considerato che risultano influenzate entrambe dallo stesso sistema di perturbazioni atmosferiche. Lungo il transetto di monitoraggio in questa cavità i valori di pH si mantengono relativamente basici ($>$ di 8,2), la conduttività nell'ordine di 0,30 mS/cm e una temperatura che da circa 8 °C negli ambienti prossimi all'ingresso tende ad

umentare con la profondità attestandosi a 11,6 °C in corrispondenza della Sala CinCin a quota 630 m slm (Fig. 9) (temperatura dell'aria alla Stretteoie del 15 agosto pari a 9,46 °C).

INDAGINE CON TRACCIANTI

Nelle cavità della parte alta del massiccio, oltre alle misure puntuali dei parametri fisico-chimici è stato realizzato nella Grotta di Lovettecannas un tracciamento per chiarire i dubbi sulla possibile alimentazione al torrente del Blue Nile a su Palu da parte della depressione carsica di Su Canale.

La grotta di Lovettecannas scoperta nel 2001 a quota 930 m slm sulla Serra Pirisi, attualmente raggiunge uno sviluppo di 5,7 km per una profondità di 500 metri, spingendosi con le sue gallerie verso la Codula Sisine (Fig. 2). Come avviene in diverse cavità nella testata del rilievo monoclinale che borda il versante sud della Codula Ilune, il basamento paleozoico affiora sporadicamente nei condotti carsici che si sviluppano



Fig. 8 – A: la galleria di granito in cui scorre il ruscello di Murgulavò è riccamente concrezionato da speleotemi carbonatici. B: Colorazione del torrente di Lovettecannas (Foto L. Sanna).

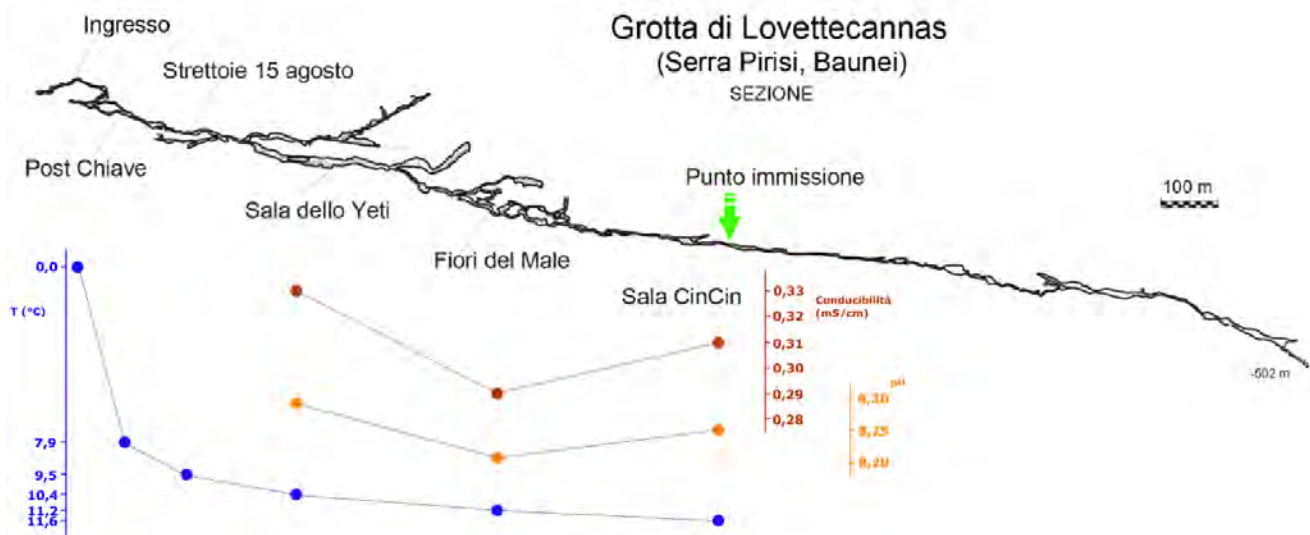


Fig. 9 – Sezione longitudinale della Grotta di Lovettecannas con l'indicazione del punto di diluizione della fluoresceina e dei siti monitorati, con rispettivo grafico dei valori dei parametri fisico-chimici misurati.

infatti a contatto tra le litologie silicatiche e carbonatiche (SANNA *et alii*, 2012). La presenza di granito, insieme alla quasi costante direzione NW-SE della grotta, fanno pensare che tale contatto funga da direzione preferenziale di scorrimento, ma nonostante alcune ricerche idrologiche abbiano tentato di avvalorare questa ipotesi (SANNA, 2009), non esistono ancora prove oggettive che la supportino. Tale ipotesi è stata inoltre recentemente messa in discussione da alcune indagini preliminari che indicavano una connessione idrologica tra i sistemi in quota e quelli a valle (ARRICA *et alii.*, 2011), senza però fornire nessun dettaglio a riguardo dei tempi di transito e della localizzazione del punto di iniezione e di quelli monitorati. L'obiettivo di questo test con tracciante è stato quello di ammettere o scartare questo dato, così all'inizio di gennaio si è proceduto alla diluizione di 0,9 kg di fluoresceina sodica nella parte a valle del corso d'acqua sotterraneo di Lovettecannas, alla base della Sala CinCin (Fig. 9) in corrispondenza dello scorrimento perenne, che nell'occasione aveva una portata pari a circa 0,2 L/s (media su dieci misure) (Fig. 8B). Contemporaneamente è stato monitorato con sacchette di carbone attivo, il torrente del Blue Nile, nella grotta di Su Palu. I dettagli delle varie fasi sono riportate in Tabella 2: il primo captore è stato recuperato circa

una differenza di oltre 3 °C nella temperatura delle acque dei due torrenti ipogei durante il periodo delle piogge e un costante scarto nei valori di conducibilità (circa 0,1 mS/cm).

Per quanto riguarda la possibile confluenza nel torrente del Blue Nile delle acque provenienti dalla depressione carsica di Su Canale, confrontando i parametri delle acque dei due sistemi (Codula Ilune e Su Canale) emergono alcune sostanziali differenze oltre il risultato negativo del tracciamento condotto nella grotta di Lovettecannas che permette di escludere una diretta connessione (in termini di acquifero fratturato) tra il corso d'acqua principale di questa grotta, almeno nella sua parte a valle, e il Complesso Carsico di Codula Ilune. Al momento non si hanno dati sull'entità di un possibile comportamento del basamento paleozoico alterato come potenziale acquifero poroso che drena verso la Codula Ilune. Certo è che, ipotizzando una connessione di questo tipo, per percolare gli oltre 500 metri di spessore di roccia, i tempi di percorrenza dovrebbero essere abbastanza lunghi e i valori di conducibilità nei due sistemi dovrebbero mostrare uno scarto più ampio di quelli effettivamente misurati, in risposta alla prolungata interazione acqua-roccia. Da un punto di vista fisico, anche la differenza di temperatura per le acque nelle due grotte dovrebbe essere in pratica molto inferiore a quella osservata (3,5 °C). Il gradiente altitudinale per la temperatura registrato nella acque della grotta di Lovettecannas è pari a 0,4 °C per 100 metri di dislivello, valore che si discosta notevolmente da quello teorico (2,34 °C/km) rendendo la modellizzazione di questo interessante sistema idrologico estremamente complessa.

Ulteriori spunti di approfondimento potranno arrivare continuando il monitoraggio puntuale previamente avviato, integrato con indagini sulla composizione chimica e isotopica delle acque e la misura in continuo dei livelli idrici.

RINGRAZIAMENTI

Rivolgo un sentito ringraziamento a tutti gli speleologi che hanno dedicato lunghe punte esplorative per scoprire il reticolo nascosto lungo la Codula Ilune. Un grazie particolare va a chi ha seguito le fasi di questa ricerca idrologica e a Riccardo de Luca per aver messo a disposizione la sua splendida immagine del Lago.

OPERE CITATE

- ARRICA S., MELIS G., PANI D., 2011 - *Lovettecannas, una nuova stagione esplorativa*. Speleologia, 65: 40-47.
- BRESSANI T. & SCANO A., 1984 - *Misure di portata delle acque superficiali e ipogee nella Codula di Luna*. Speleologia Sarda, 52: 22-23.
- CENTRO SPELEOLOGICO CAGLIARITANO, 2010 - *Superato l'inghiottitoio di Gutturu 'e Mugulavò*. Speleologia, 63: 73-74.
- DE WAELE J., 2006 - *Sempre più dentro Lovettecannas*. Sardegna Speleologia, 23: 14-19.

Data	Località	Attività
08/12/2012	Su Palu	Posizionamento captori
05/01/2013	Lovettecannas	Diluizione fluoresceina
26/01/2013	Su Palu	Recupero 1° captore
17/03/2013	Su Palu	Recupero 2° captore
25/04/2013	Su Palu	Recupero 3° captore

Tab. 2 – Cronogramma delle attività relative all'indagine con traccianti.

20 giorni dopo l'immissione del colorante mentre gli altri due sono stati prelevati dopo un ampio tempo di esposizione, in seguito ad alcuni importanti eventi infiltrativi. L'analisi fluorimetrica dei campioni ha dato esito negativo per tutti i captori.

CONCLUSIONI

I dati preliminari sui parametri fisico-chimici delle acque del Complesso Carsico di Codula Ilune acquisiti in questo studio mettono in evidenza una distinzione netta tra gli apporti idrici al collettore principale della grotta di Su Palu, differenziando due principali bacini di alimentazione: il White Nile e il Blue Nile. Questo carattere è evidenziato dalla dispersione nei valori della varianza versus la relativa media dei dati di conducibilità e temperatura, mentre il pH non risulta un parametro discriminante in quanto soggetto alla reazione di equilibrio in ambiente carbonatico che ne tampona immediatamente i valori sulla neutralità. Chiaramente emerge il ruolo rilevante degli effetti stagionali della meteorologia esterna, con piogge invernali e primaverili che introducono nel sistema carsico acque diluite nella parte afferente al White Nile e spingono a defluire quelle a lunga permanenza nell'acquifero pertinente al Blue Nile. Come termine di confronto è interessante osservare

- FORTI P. & ROSSI G., 1991 - *Idrogeologia ed evoluzione carsica della Codula di Luna (Sardegna)*. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan", 30: 53-79.
- MUCEDDA M., 1984 - *La campagna estiva 1984 di studio idrologico nella Codula di Luna*. Speleologia Sarda, 51: 29-31.
- LANGMUIR D., 1997 - *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp 600.
- LORU R., MURGIA A., FANCELLO L., 2009 - *Su Molente, l'anello mancante del primato*. Speleologia, 61: 16-25.
- PAPPACODA M., 2009 - *Il Complesso Carsico della Codula Ilune*. Sardegna Spelologica, 24: 17-31.
- JADOUL F., LANFRANCHI A., BERRA F., ERBA E., CASELLATO CE., 2010 - *I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (G. di Orosei) ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico giurassico-cretacico della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sassari, 2008 - Escursione E05. Geol.F.Trips, 2(2.1): 1-122.
- PASCI S., 1997 - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bulletin de la Société Géologique de France, 168: 301-312.
- SANNA L., 2009 - *Ultime colorazioni in Supramonte*. Speleologia, 61: 74-75.
- SANNA L., DE WAELE J., CALAFORRA J.M., ROSSI A., CABRAS S., MUNTONI A., 2012 - *Allogenic contact caves in Central East Sardinia (Italy): their speleogenesis and evolution*. Rend. Online Soc. Geol. It., 21: 634-636.

Nuovo segmento del Flumineddu sotterraneo nel Supramonte meridionale (Sardegna): Piggios de Janas

LAURA SANNA (*,**), SALVATORE CABRAS (**, ***)

RIASSUNTO

Il massiccio del Supramonte interno (Sardegna centro orientale) è un importante acquifero carsico, costituito da carbonati mesozoici che coprono filladi e graniti del Paleozoico. Estendendosi per oltre 170 km², la sua struttura generale vede questo altopiano carsico confinato alla base da un basamento impermeabile inclinato verso nord-est, mentre un sistema di faglie terziarie obbliga le acque infiltrate nella parte sud del massiccio (di cui la Grotta dell'Edera è il principale punto di assorbimento perenne) a fluire verso nord. Sempre nella zona di alimentazione meridionale, le bancate giurassiche sono profondamente incise dal canyon fluvioarsico del Riu Flumineddu, un torrente effimero, attivo solo dopo intense precipitazioni, ma che presenta perdite in subalveo, che con una serie di profondi pozzi connette rapidamente gli inghiottitoi superficiali con un livello di base orizzontale sviluppato al contatto tra basamento paleozoico e rocce carbonatiche, lungo cui si concentra lo scorrimento idrico perenne. Attualmente si riconoscono tre distinti sistemi di deflusso sotterraneo, individuabili nelle seguenti grotte: Su Eni 'e Istettai, S'Orale 'e Su Mudrecu e Su Colostrargiu, rispettivamente a 500, 340 e 150 metri di profondità, tutti con fiumi che scorrono lungo condotti vadosi impostati su linee di fratturazione parallele ma a diverse quote (dettate da quella del basamento, sboccato da faglie). Come dimostrato da esperimenti di tracciamento, questa rete di drenaggio è costituita da sistemi indipendenti e paralleli, senza connessione idrogeologica nelle loro parti attualmente esplorate ma che convogliano le loro acque al collettore principale alimentando le emergenze sorgentizie nella zona nord del Supramonte (oltre 15 km di distanza, la più importante delle quali è Su Gologone).

La recente esplorazione lungo l'alveo del Riu Flumineddu di un nuovo punto di assorbimento, l'inghiottitoio di Piggios de Janas, ha aperto la possibilità di indagare un ulteriore segmento al reticolo carsico. In questo lavoro insieme a un quadro aggiornato sulle attuali conoscenze delle linee di scorrimento sotterraneo del Supramonte, si presenta il risultato di un test

con fluoresceina che ha evidenziato una connessione diretta tra questa nuova scoperta e la grotta di Su Colostrargiu, e quindi parte del sistema S'Edera - Su Gologone.

KEY WORDS: *Flumineddu, idrogeologia, Piggios de Janas, Su Colostrargiu, Su Gologone, Supramonte, tracciamento con fluoresceina.*

INTRODUZIONE

Il massiccio carbonatico mesozoico del Supramonte è una delle aree speleologicamente più interessanti della Sardegna, la cui esplorazione sistematica della sua porzione interna iniziò negli anni '50, nella grotta di Su Bentu-Sa Oche (COLUMBU, 1955), in corrispondenza delle propagine nord, e alla fine degli anni '60 proseguì nel versante meridionale nella grotta di S'Edera (ASSORGIA *et alii*, 1973). I primi esploratori pensavano che questo importante inghiottitoio collegasse la zona sud del massiccio con la risorgente del bordo orientale nella Gola di Gorropu, mentre le grosse emergenze sorgentizie del margine settentrionale del Supramonte (le risorgenti di Su Gologone e di San Pantaleo) drenassero gli ambienti della Valle del Lanaitto.

La positiva colorazione del 1999, che vide il colorante fluorescente immesso a S'Edera viaggiare per 21 km in linea d'aria e apparire dopo 70 giorni alla sorgente di Su Gologone, fece definitivamente comprendere che il Supramonte interno è un singolo vasto acquifero (BANDIERA, 2000; CABRAS *et alii*, 2002), in cui potrebbe essere scoperto un enorme sistema di gallerie e condotte. Questo ha spinto alla ricerca ossessiva di possibili vie d'accesso che avrebbero condotto nel cuore del sistema. Così negli ultimi 15 anni le conoscenze sul reticolo di gallerie sotterranee di questo settore supramontano si sono pressochè moltiplicate e, oltre alle scoperte riguardanti S'Edera, che portò il suo sviluppo da 3 a 13 km (SCANO, 2002; DE WAELE, 2003; TUVERI & MOI, 2006), e Su Bentu, con oltre 20 km di ambienti rilevati (MURGIA, 2009), nuovi incredibili risultati esplorativi, frutto di un approccio multidisciplinare che ha messo insieme esplorazione e studi idrogeologici, sono stati raggiunti principalmente nel settore meridionale, con una decina di km di nuovi fiumi sotterranei, oltre 20 km di nuovi ambienti, e 6 nuovi ingressi al vasto sistema carsico. L'ultima scoperta, in ordine cronologico, è quella di Piggios de Janas, punto di assorbimento tra i depositi alluvionali in sinistra idrografica nel canyon fluvioarsico del Riu Flumineddu, incisione valliva che ormai si attesta come la via preferenziale

(*) Istituto di Biometeorologia - Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR-IBIMET, Traversa La Crucca 3, Località Balduina, Li Punti, 07100 Sassari, Italia; (speleokikers@tiscali.it)

(**) Associazione Speleologica Progetto Supramonte

(***) Gruppo Archeologico Speleologico Ambientale Urzulei (salvacabra@tiscali.it)

di accesso al sistema di drenaggio sotterraneo del Complesso Carsico S'Edera – Su Gologone.

INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

Il massiccio del Supramonte interno occupa una superficie di circa 170 km², di cui l'80% è costituito da rocce carbonatiche che si estendono per 22 km in direzione Nord-Sud e per 9 km in direzione Est-Ovest. Questo altopiano è caratterizzato da una sequenza spessa quasi 1 km di dolomie e calcari del Giurassico medio – Cretaceo inferiore che coprono un basamento cristallino del Paleozoico costituito da metasedimenti e metavulcaniti, intrusi durante il Carbonifero e il Permiano da corpi granitici e da filoni tardivi (Fig. 1). Il basamento varisco è stato eroso per milioni di anni prima di essere invaso dal mare giurassico, circa 170 milioni di anni fa, e la transizione tra graniti e filladi e la soprastante piattaforma carbonatica è spesso caratterizzata dall'affioramento di sedimenti silicoclastici relativi ad ambienti continentali e/o transazionali. Al tetto dei carbonati è localmente presente un conglomerato sin-tettonico oligo-miocenico depositatosi durante la dinamica compressiva terziaria, poi seguita da una fase distensiva pliocenica che ha prodotto le effusioni basaltiche che bordano il margine nord-orientale del massiccio (PASCI, 1997).

La struttura generale di quest'acquifero carsico, confinato dalle rocce impermeabili sottostanti e dai sistemi di faglie obbligano le acque sotterranee infiltrate nella parte sud e ovest del massiccio, a fluire verso nord emergendo da risorgenti localizzate per lo più lungo il fiume Cedrino, con portate medie superiori a 200 L/s (Su Gologone, San Pantaleo, Su Tippiari). Lungo il suo margine orientale, al termine del canyon di Gorropu (dove il Riu Flumineddu, principale linea di drenaggio superficiale, lascia l'altopiano carbonatico) c'è un'altra sorgente con una portata media di 50 L/s. La più importante grotta che si comporta da sorgente temporanea è quella di Sa Oche che in fase di piena può raggiungere i 10000 L/s (DE WAELE *et alii*, 2008). Il reticolo idrografico invece, di cui i canyon del Riu Flumineddu e di Gorropu sono gli assi più rappresentativi, si attiva solo dopo intense precipitazioni e le acque principalmente fluiscono nei condotti sotterranei. I maggiori inghiottitoi sono localizzati nella zona sud del sistema (Grotta dell'Edera, Sa Funga 'e S'Abba, ecc.). La ricarica allogena che alimenta questi punti di assorbimento, con bassi flussi durante la maggior parte dell'anno e pochi impulsi alluvionali che possono incrementare gli apporti di molti ordini di grandezza, produce uno scorrimento sotterraneo concentrato e perenne, con morfologie carsiche caratterizzate da canyon impostati su fessure allargate in dolomia e più ampi passaggi arrotondati per dissoluzione su calcari puri. In alcune grotte inoltre i condotti sono quasi completamente scavati in rocce non-carbonatiche appartenenti al basamento.

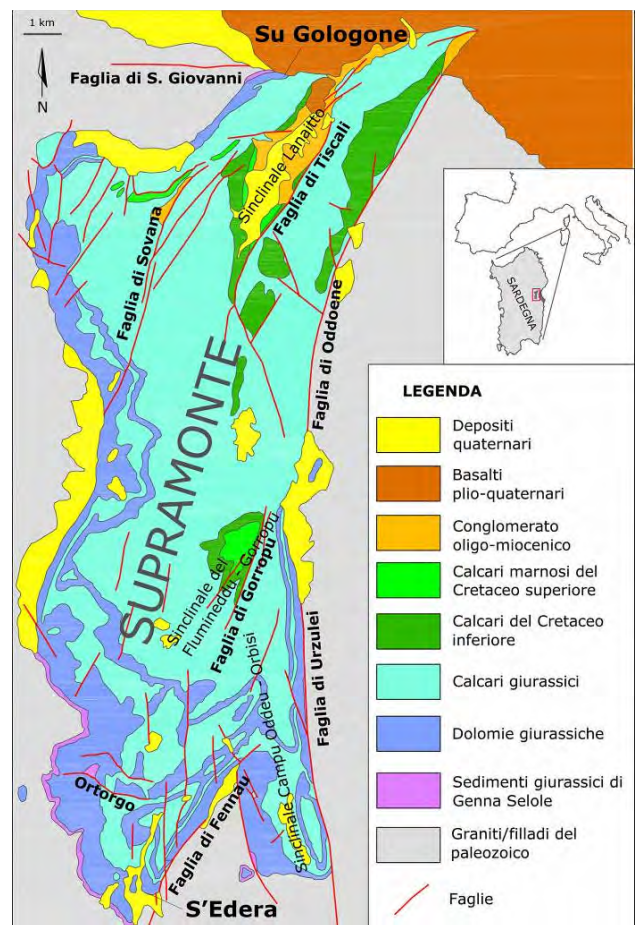


Fig. 1 – Schema geologico-strutturale del Supramonte interno (da PASCI 1997)

RETICOLO CARSICO DEL SUPRAMONTE MERIDIONALE

SCOPERTE RECENTI (1998-2012)

Dopo l'esplorazione delle gallerie di S'Edera alla fine degli anni '60 (DE WAELE *et alii*, 2006), la prima scoperta di un fiume sotterraneo nel Supramonte meridionale risale al 1998 quando s'intercetta nella grotta di Sa Rutta 'e Mandara 'e S'Uru Manna, un piccolo corso d'acqua della portata di circa 1 L/s sotto il *thrust* di Ortorgo (vedi Fig. 5 per la localizzazione delle cavità attive) (CABRAS, 2009; CABRAS *et alii*, 2000; SANNA & CABRAS, 2008). Questa cavità, costituita da 2000 metri di diaclasi, piccoli pozzi e ampie gallerie con un ingresso circa 30 metri dall'alveo sul versante destro del Riu Flumineddu, è alimentata dalle perdite delle pozze di Badu Ogotza, punto di assorbimento delle acque della risorgente di Sas Venas, che risulta invece una cavità drenante orizzontale con direzione grosso modo est-ovest esplorata, a partire dal 2004, per oltre 500 metri in sinistra idrografica. Nel dicembre 2000 invece, a meno di 1 km a valle, ancora sul lato destro del canyon e circa 10 metri sopra la base del suo impluvio, viene scoperto un altro sistema attivo, Su Colostrargiu. Questa cavità

è stata topografata per circa 1500 metri e termina in una frana che improvvisamente ostacola il passaggio lungo un meraviglioso torrente (7 L/s), a poco più di 150 metri di profondità (CROBU, 2003). Nell'autunno 2001, 2 km a valle di Su Colostrargiu, ancora sul lato destro dell'alveo ma questa volta direttamente sulla barra fluviale (quindi soggetto alle piene invernali) è stata esplorata un'altra importante grotta, che a circa 340 metri di profondità intercetta un altro segmento del reticolo di drenaggio del Flumineddu sotterraneo, la cui portata in fase di magra è pari a circa 5 L/s. S'Orale 'e Su Mudrecu (o semplicemente chiamata anche VPF) nel 2009 ha raggiunto uno sviluppo superiore ai 7 km, grazie alla congiunzione con la vicina Piggios 'e Su Mudrecu, cavità prettamente verticale, il cui ingresso si apre alla base di una parete poco a monte della precedente, sul versante opposto (CROBU, 2009). Ancora oltre, 1 km più a valle e solo pochi metri sopra la base del canyon, nel 2002 viene scoperta Su Eni 'e Istettai, che a -360 metri capta un grosso collettore (>100 L/s) che si può seguire, con non poche difficoltà, fino a oltre 500 metri di profondità per uno sviluppo complessivo superiore ai 5000 metri (CROBU & DE WAELE, 2007) e che rappresenta il deflusso sotterraneo



Fig. 2 – La grotta di Piggios de Janas lungo il Riu Flumineddu: A) il piccolo ingresso scavato tra i depositi alluvionali (Foto C. Corongiu); B) gli imponenti scavi tra i detriti nelle fratture iniziali della cavità (Foto L. Sanna).

principale del Complesso Carsico S'Edera – Su Gologone.

Nonostante le promettenti possibilità esplorative della rete di condotti sotterranei conosciuta, le sempre maggiori complessità esplorative hanno indotto alla ricerca di ulteriori ingressi in punti chiave lungo l'alveo del Riu Flumineddu, consentendo nella tarda estate del 2012 di aprire, dopo estenuanti sforzi, l'accesso a un altro elemento chiave dell'intricato puzzle: la grotta di Piggios de Janas (CROBU, 2013).

PIGGIOS DE JANAS

Poco a valle dell'immissario di Badde Tureddu, un piccolo ingresso scavato tra gli spessi depositi alluvionali del canyon fluviocarsico del Riu Flumineddu (Fig. 2A), dà accesso a una serie di fratture nelle dolomie basali anch'esse pesantemente riempite da sedimenti trasportati dalle piene (Fig. 2B). Questo intricato incrocio di diaclasi che costituisce una perdita in sub-



Fig. 3 – I vasti ambienti fossili di Piggios de Janas: A) il primo salone di crollo, il cui sprofondamento è evidenziato da grosse stalagmiti inclinate; B) Il caos di blocchi del secondo grosso ambiente riempito di sedimenti fluviali, erosi e poi ricoperti da spessi concrezionamenti (Foto V. Crobu).

alveo in sinistra idrografica, scende rapidamente fino a 80 metri di profondità dove intercetta una grossa faglia che borda il fianco di una grande sala di crollo, inclinata seguendo un contatto di strato ben evidente sul soffitto (Fig. 3A). Spingendosi verso nord, questa sala sprofonda su un altro vasto ambiente ricolmo di depositi fluviali alloctoni costituiti da sabbie grossolane ben stratificate a elementi del basamento, con intercalazioni di conglomerati, e fossilizzati da incantevoli livelli concrezionali (Fig. 3B), entrambi successivamente erosi dal rapido approfondimento del livello di base. Penetrando tra



Fig. 4 – Il torrente sotterraneo di Piggios de Janas, le cui acque incidono le filladi paleozoiche (Foto V. Crobu).

le colate che ricoprono uniformemente il pavimento di blocchi, questo vasto ambiente intercetta un canyon attivo con un torrente sotterraneo che, scorrendo verso nord sotto i contrafforti di Campu Su Mudrecu, incide le filladi paleozoiche per oltre 20 metri prima di perdersi poi dentro l'ennesimo crollo (Fig. 4). Anche verso monte, il corso d'acqua emerge da un corpo di frana. La grotta ha attualmente uno sviluppo di circa 1200 metri per un dislivello di -200.

IL PROGETTO IDROGEOLOGICO

Le considerazioni che hanno spinto la ricerca di un nuovo accesso al sistema nella zona post-confluenza Flumineddu – Badde Tureddu derivano dall'osservazione che la maggior parte degli ostacoli esplorativi nelle varie grotte che costituiscono la parte meridionale del Complesso Carsico S'Edera – Su Gologone, corrispondono all'incrocio con la rete di drenaggio superficiale, evidentemente sviluppato su direttrici tettoniche in una fase successiva a quella del reticolo sotterraneo, ipotesi avvalorata anche dall'evidenza che gli attuali canyon fluviocarsici tagliano un epicarso recente costituito da strette fratture allargate che danno accesso però a vuoti articolati e dalle volumetrie importanti. È questo il caso anche della grotta di Su Colostrargiu, che attualmente costituisce l'affluente più cospicuo del collettore (circa 7 L/s) e le cui acque scorrono sul basamento lungo una galleria di direzione nord-sud, perdendosi in un intricato caos di blocchi sotto l'alveo del Riu Flumineddu in corrispondenza appunto della confluenza con Badde Tureddu. Non è banale trovarne la prosecuzione e, una volta intercettato il reticolo di drenaggio sotterraneo sul lato opposto a oltre 500 metri di distanza, la prova inconfutabile della connessione è stata cercata con un'indagine colorimetrica.

Sulla base delle relative portate e della distanza che il tracciante doveva compiere, per il tracciamento sono stati impiegati 600 g di fluoresceina sodica e per la sua rilevazione sono stati realizzati dei captori di carbone attivo da prelevare a varie cadenze temporali. La notte del 27 ottobre 2012, alle ore 20 circa, si è proceduto alla diluizione della fluoresceina nel fiume della grotta Su Colostrargiu, nella marmitta antistante alla cascata, mentre la mattina seguente 3 sacchette di carbone attivo sono state posizionate a Piggios de Janas, in corrispondenza della frana a monte da cui fuoriescono le acque del torrente. Il 4 novembre 2012, dopo otto giorni dall'immissione del colorante, è stato prelevato il primo cettore, ma le pozze a valle mostravano uno strano colore verde. La semplice estrazione con potassa alcolica ha dato vistosamente esito positivo, dimostrando la connessione tra le due cavità. Per cercare di discriminare la quantità di colorante transitata per questo recapito si decide di lasciare in loco gli altri due captori che verranno prelevati entrambi dopo 2 mesi, il 29 dicembre 2012, dopo un evento temporalesco intenso che dovrebbe aver pistonato tutta la fluoresceina iniettata ma che ha anche prodotto una parziale emersione di una delle sacchette di carbone attivo, ritrovata parzialmente danneggiata e attorcigliata ad uno spuntone di roccia nei pressi del suo

ancoraggio.

In quest'occasione sono state eseguite anche misure di portata (pari a 6,9 L/s, media tra 10 misure) e dei parametri fisici delle acque (Temperatura: 9,4 °C; pH=8,06; Conduttività = 0,38 mS/cm; Alcalinità = 366 mg/L). Per quanto riguarda queste misure, è stato impiegato un sensore portatile Hanna HI 991301 che misura in situ pH, temperatura (T), conduttività elettrica (EC) e totale dei sali disciolti (TDS). L'intervallo dei parametri misurati è rispettivamente tra 0,00 e 14,00 per il pH (risoluzione: 0,01; accuratezza: ±0,01), tra 0,00 e 20,00 mS/cm per EC (risoluzione: 0,01 mS/cm; accuratezza: ±2%), tra 0,00 e 10,00 ppt (g/L) di TDS (risoluzione: 0,01 ppt; accuratezza: ±2%) e da 0,0 a 60,0 °C per la temperatura (risoluzione: 0,1 °C; accuratezza: ±0,5 °C). L'alcalinità, che a pH inferiori a 8 è rappresentata essenzialmente dalla concentrazione di ione bicarbonato (HCO_3^-), è stata determinata per titolazione in situ con metilarancio e acido cloridrico. La misura è stata eseguita mediante titolazione, ripetuta 3 volte sullo stesso campione. La temperatura dell'aria al fiume (pari a 9,30 °C) e negli ambienti superiori (stabile a 9,78 °C, contro -1,2 °C dell'esterno) è stata registrata con dei datalogger della Onset HOBO U23 Pro v2 (risoluzione: 0,02 °C; accuratezza: ± 0,2 °C) con acquisizione a intervalli di 30 minuti.

La concentrazione di tracciante nei captori è stata eseguita tramite un fluorimetro Turner Designs Digital, con limite di rivelabilità pari a 0,01 ppb di fluoresceina in acqua, dotato di

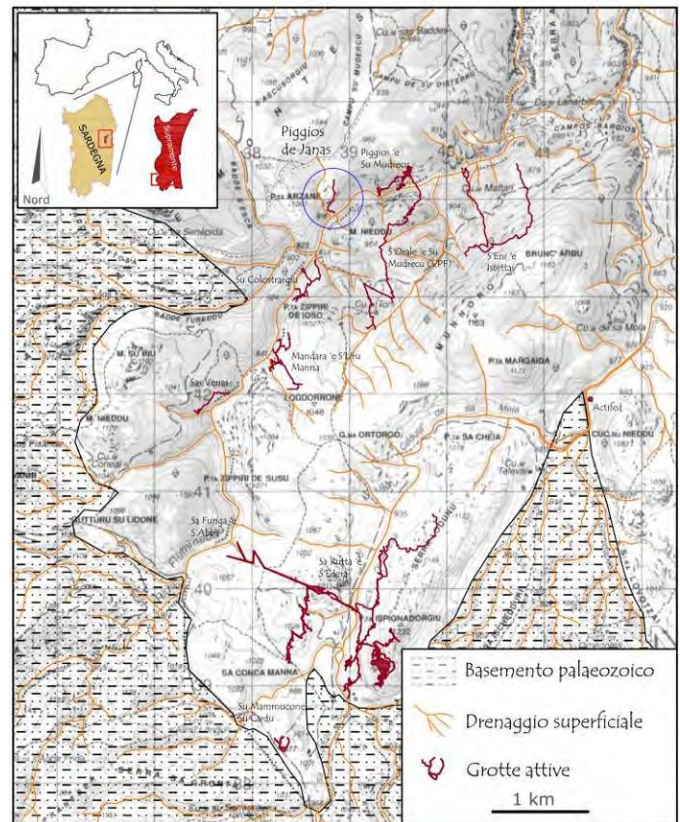


Fig. 5 – Localizzazione delle grotte attive nel settore meridionale del Supramonte interno. Con il cerchietto azzurro è indicata Piggios de Janas, la recente cavità esplorata lungo l'alveo del Riu Flumineddu.

lampada UV a bulbo (tubo di rivelazione PhotoMultiplier equipaggiato con filtri per fluoresceina di 520 nm e 550 nm per eccitazione ed emissione, rispettivamente), previa estrazione con potassa alcolica. Per questa analisi sono stati prelevati circa 1,5 g di carbone, in duplice copia, trattati per estrazione con circa 50 mL di KOH al 10% in metanolo per 30 minuti sotto agitazione. Il prodotto dell'estrazione, leggermente gialloverdino (indicando anche ad occhio nudo la presenza di fluoresceina), è stato successivamente filtrato e diluito a 100 mL sempre con KOH al 10% in metanolo. Un certo quantitativo di entrambe le soluzioni filtrate è stato diluito in 100 mL di acqua distillata e la sua assorbanza misurata verso uno standard di fluoresceina pura di concentrazione nota (circa 0,1 ppm) preparato per ogni analisi. Lo standard di riferimento è stato ottenuto pesando circa 0,5 g di fluoresceina sodica cui è stato aggiunto 1 g di sodio tetraborato decaidrato e diluito a 1 litro con acqua distillata. La lettura della fluorescenza della soluzione potassica tal quale direttamente estratta dal carbone ha un valore di assorbanza di 0,373 di fluorescenza, che significa circa 8,2 ppm, con uno scarto di 2 ppm che a queste concentrazioni è assolutamente accettabile. Per il calcolo della concentrazione nell'analisi semi-quantitativa si è usata l'equazione:

$$\text{ppm [Fluoresceina}_{(C)}] = \left(\frac{\text{[Fluoresceina}_{STD}]}{\text{Assorbanza}_{STD}} \right) \times \left(\frac{\text{Assorbanza}_{(C)}}{\text{peso}_{(S)}} \right) \times \left(\frac{10000}{\text{peso}_{(C)}} \right)$$

dove $[Fluoresceina_{(C)}]$ è la concentrazione di fluoresceina nel captore analizzato, $[Fluoresceina_{STD}]$ è la concentrazione nota di fluoresceina nello standard, $Assorbanza_{STD}$ è la lettura dell'assorbanza relativa allo standard, $Assorbanza_{(C)}$ è la lettura dell'assorbanza relativa al campione da analizzare, $peso_{(S)}$ è il peso in grammi della soluzione di estrazione diluita, $peso_{(C)}$ è il peso in grammi del carbone attivo usato per l'estrazione, mentre 10000 è il fattore di diluizione (100 x 100).

In Tabella 1 sono riportate le rispettive concentrazioni dei 3 captori analizzati.

	Captore 1	Captore 2	Captore 3
Concentrazione Standard [ppm]	0,1207	0,1047	0,1132
Peso carbone attivo [g]	1,3178	1,3676	1,6146
Peso soluzione diluita [g]	15,0199	49,2401	100,00
Assorbanza Standard	0,327	0,349	0,345
Assorbanza Campione	0,416	0,228	0,536
Concentrazione Fluoresceina [ppm]	77,58	10,16	10,89

Tab. 1 – Concentrazione di fluoresceina sodica nei tre fluo-captori analizzati, espresse in parti per milione. Il primo è stato recuperato circa una settimana dopo dall'iniezione del tracciante, mentre i restanti dopo 2 mesi.

L'analisi semi-quantitativa ha mostrato una sottrazione di tracciante dai captori compreso tra il ritiro del primo captore e quello degli altri due. Questo può essere dovuto alla sua decomposizione per opera di acidi umici presenti nell'acqua o a cherogene in alta concentrazione negli scisti su cui scorre il torrente. Anche la miscelazione di acque a diversa

composizione può incrementare l'acidità e degradare la molecola della fluoresceina (Vigna, *comm. pers.*), ipotesi assai verosimile viste le piene occorse durante il periodo di monitoraggio, un fenomeno che vale la pena indagare in futuro.

IL RETICOLO DEI FIUMI SOTTERRANEI

Dai risultati dei vari test con fluoresceina, a partire da quello del 1999 *in primis*, è chiaro che il Supramonte interno è un grosso acquifero a dreno dominante, il cui collettore principale ha direzione di deflusso da Sud a Nord (BANDIERA, 2000; DE WAELE & SANNA, 2008). Le acque che spariscono dentro l'inghiottitoio di S'Edera, transitando attraverso un ampio e intricato sistema carsico, di cui S'Eni 'e Istettai costituisce un segmento mediano, emergono nel lato nord del massiccio mesozoico, principalmente alla sorgente di Su Gologone (profonda più di 135 metri), ma probabilmente in tutta la fascia settentrionale, a causa di un vincolo idrogeologico. I rapporti con questo settore non sono ancora del tutto chiari, soprattutto perché alcuni punti sono inaccessibili e non possono essere indagati (come la risorgente di San Pantaleo, attualmente sotto il livello di sfioro della diga sul fiume Cedrino), mentre in altre cavità attive si è osservata una risposta anomala (mancata corrispondenza del colore verde nelle acque della grotta di Mussintommasu, nei pressi di Su Gologone quando quest'ultima risultava visivamente positiva alla fluoresceina). La più importante fuoriuscita laterale del sistema è la sorgente di Gorropu, che probabilmente è indipendente e drena il

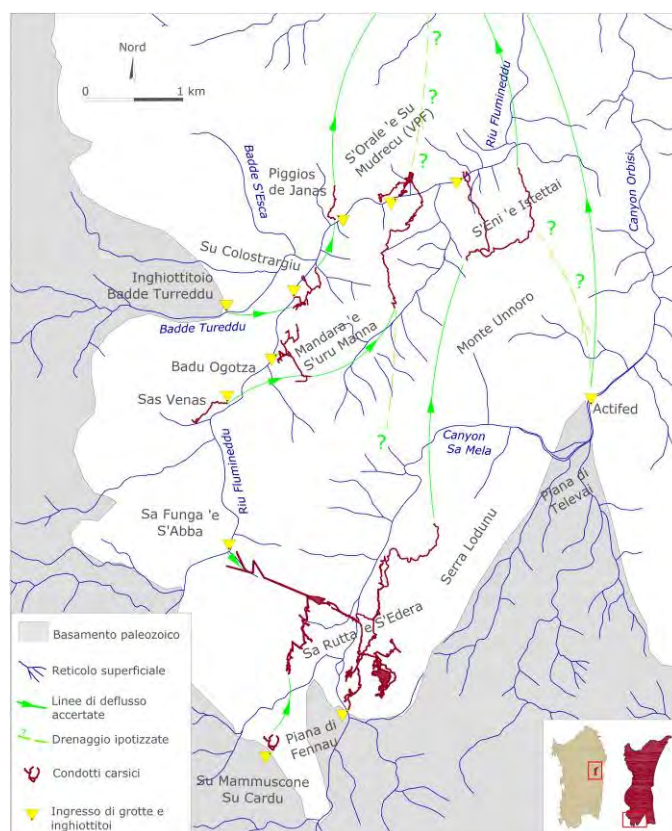


Fig. 5 – Linee principali di deflusso nell'area sud del Supramonte interno, determinate con indagini colorimetriche.

marginale sud-orientale del Supramonte. Una recente colorazione nella grotta Actifed, in località Televai, ha escluso un'alimentazione da questo settore. In generale quindi il deflusso sotterraneo e la rete idrografica superficiale divergono e si muovono spesso con direzioni opposte. Di conseguenza, l'acquifero carbonatico include differenti tipi di alimentazione: allogena, per quanto riguarda gli apporti del reticolo idrografico superficiale, e diffusa, per filtrazione diretta delle precipitazioni sulla parte pertinente alla compagine carsica.

Con la scoperta di numerose grotte attive lungo i canyon fluviocarsici è diventato possibile fare un'indagine di dettaglio sui deflussi idrici sotterranei (CABRAS *et alii*, 2008). In questo frangente l'impiego di traccianti ha dato un impulso importante, soprattutto negli ultimi 15 anni. Sulla base delle attuali conoscenze, e prendendo atto delle colorazioni realizzate con esito positivo (Tab. 2), sappiamo che il drenaggio ipogeo, che inizialmente si sviluppa a contatto tra il basamento paleozoico e le rocce carbonatiche, è organizzato in un condotto carsico principale che trasporta le acque alloctone del versante nord-orientale del Gennargentu da S'Edera, nella piana di Fennau, alle profonde gallerie di Istetta (250 m slm) seguendo il fianco sinistro della struttura anticlinale del Monte Unnoro (parte centrale del massiccio carbonatico) (Fig. 5). Ancora più a valle, il collettore principale probabilmente

abbandona il substrato paleozoico e si sviluppa interamente nelle rocce carbonatiche, dirigendosi verso la parte nord della Valle del Lanaitto, passando forse anche dentro Su Bentu (105 m slm) prima di raggiungere Su Gologone. I tempi di residenza variano ovviamente con le portate, da oltre 70 giorni di transito durante il siccitoso 1999 e a meno di un mese nella primavera del 2002.

Questo collettore sotterraneo è anche alimentato da un bacino occidentale attraverso altri importanti tributari. Nella zona di contatto con il basamento paleozoico nel canyon del Riu Flumineddu, l'inghiottitoio di Sa Funga 'e S'Abba (892 m slm) è idraulicamente connesso con un ramo laterale di S'Edera (DE WAELE, 2003), mentre la pozza di Badu Ogotza (850 m slm) raccoglie le acque della risorgente di Sas Venas e poi percola dentro Mandara 'e S'Uru Manna, seguendo il thrust di Bacu Ortorgo, lungo passaggi sconosciuti prima di arrivare a VPF (SANNA, 2009).

A Badde Turreddu, un torrente effimero è inghiottito in una piccola fessura (900 m slm), defluendo verso un livello inferiore nella grotta di Su Colostrargiu, dove scorre in destra idrografica fino a sparire nella frana in corrispondenza dell'alveo del Riu Flumineddu. Riappare 500 metri più a valle con un tempo di transito di meno di 10 giorni in sinistra idrografica nella grotta di Piggios de Janas (650 m slm) per

Anno	Punto di immissione	Punti di monitoraggio	Recapiti positivi	Quantità e tipo di colorante utilizzato	Tempo di restituzione
1967 ¹	Sa Funga 'e S'Abba	Sa Rutta 'e S'Edera	Positivo	3 kg Blu di Metilene	12 h
1969 ¹	Sa Funga 'e S'Abba	Sa Rutta 'e S'Edera	Positivo	4 kg+5 kg	18 h
		Su Gologone	Negativo	Na-Fluoresceina	
		Gorropu	Negativo		
1999 ²	Sa Rutta 'e S'Edera	Su Gologone	Positivo	10 kg	~70 giorni
		Gorropu	Negativo	Na-Fluoresceina	
		G. Sardu	Negativo		
2001 ³	Badu Ogotza	Mandara 'e S'uru Manna	Positivo	1 kg	14 giorni
		Sa Rutta 'e S'Edera	Negativo	Na-Fluoresceina	
2002 ⁴	Sa Rutta 'e S'Edera	Su Gologone	Positivo	5 Kg	~20 giorni
		Su Bentu	Dubbio	Na-Fluoresceina	
2002 ³	Badde Turreddu	Su Colostrargiu	Positivo	1 kg	8 giorni
		S'Orale 'e Su Mudrecu	Dubbio	Na-Fluoresceina	
2004 ³	Sa Rutta 'e S'Edera	S'Eni 'e Istetta	Positivo	2 kg Na-Fluoresceina	12 giorni
2006 ³	Mandara 'e S'uru Manna	S'Eni 'e Istetta	Negativo	1 kg	14 giorni
		Su Colostrargiu	Negativo	Na-Fluoresceina	
		Su Venadore de Corojos	Dubbio		
2007 ⁵	Su Colostrargiu	Su Gologone	Positivo	2 kg	~56 giorni
		S'Orale 'e Su Mudrecu	Negativo	Na-Fluoresceina	
2008	Mandara 'e S'uru Manna	S'Orale 'e Su Mudrecu	Positivo	0,9 kg	20 giorni
		Su Gologone	Dubbio	Na-Fluoresceina	
2009 ⁶	Mandara 'e S'uru Manna	S'Orale 'e Su Mudrecu	Positivo	1 kg Na-Fluoresceina	15 giorni
	S'Orale 'e Su Mudrecu	Su Gologone	Dubbio	2 kg Tinopal	50 giorni
		S'Eni 'e Istetta	Negativo		
		Su Bentu	No data		
2012	Su Colostrargiu	Piggios de Janas	Positivo	1 kg Na-Fluoresceina	8 giorni
2013	Actifed	Su Gologone	Positivo	2 kg Na-Fluoresceina	13 giorni
		Gorropu	Negativo		
		Donini	Negativo		

Tab. 2 – Sintesi dei tracciamenti con coloranti eseguiti in Supramonte: ¹ASSORGIA *et alii*, 1973; ²BANDIERA, 2000; ³SANNA & CABRAS in CROBU & DE WAELE, 2007; ⁴CABRAS *et alii*, 2002; ⁵SANNA & CABRAS, 2008, ⁶SANNA 2009

proseguire il suo viaggio con direzione Nord, verso la sorgente di Su Gologone, che raggiunge in circa 50 giorni.

Invece il bacino di alimentazione sotterraneo del torrente di S'Orale 'e Su Mudrecu (450 m slm) e i suoi rapporti con gli altri fiumi sotterranei perenni non sono del tutto compresi. Come riportato sopra, parte delle sue acque proviene da Mandara 'e S'Uru Manna, ma l'origine del grosso della sua portata è ancora sconosciuta. Anche il tempo di transito verso Su Gologone è dubbio a causa di un malfunzionamento dello strumento di acquisizione durante la colorazione del 2009.

Con le attuali conoscenze, la geometria dell'acquifero nel settore meridionale del Complesso Carsico S'Edera - Su Gologone può essere così riassunta: si riconoscono tre distinti sistemi di deflusso sotterraneo, che scorrono lungo condotti vadosi impostati su linee di fratturazione parallele ma a diverse quote (dettate da quella del basamento, sboccato da faglie). La zona di scorrimento profonda, percorribile nelle grotte di Su Eni 'e Istettai, S'Orale 'e Su Mudrecu e Su Colostrargiu, rispettivamente a 250, 450 e 650 metri di quota, è accessibile attraverso un epicarso intensamente fratturato, principalmente impostato sulle dolomie, che tramite una zona di trasferimento verticale, da accesso anche a paleo-livelli freatici connessi con lo stazionamento della superficie piezometrica durante le fasi di approfondimento del livello di base. Una quarta direttrice di scorrimento è stata recentemente individuata nella propaggine sud dell'altopiano, tra la piana di Televai, a monte della Codula Orbisi e Su Gologone, ma ancora non si conoscono i rapporti reciproci con le altre cavità del settore meridionale, sebbene si possa comunque escludere una connessione con il sistema pensile Orbisi-Donini e con la risorgente di Gorropu, entrambe negative al monitoraggio fluorimetrico. Come dimostrato da esperimenti di tracciamento, questa rete di drenaggio è costituita da sistemi indipendenti e paralleli, senza connessione idrogeologica nelle loro parti attualmente esplorate ma che convogliano le loro acque al medesimo collettore principale alimentando le emergenze sorgentizie nella zona nord del Supramonte.

CONCLUSIONI

L'acquifero carsico del Supramonte interno è costituito da un complesso sistema di drenaggio sotterraneo, che si dipana a contatto tra i carbonati mesozoici e il basamento paleozoico, lungo piani di scorrimento dettati dalla natura impermeabile delle rocce cristalline, sboccati per faglia e inclinati verso nord-est. Il settore di infiltrazione preferenziale è localizzato a sud del sistema, ad una altitudine di circa 950 metri, mentre la parte più cospicua delle acque riemerge dopo un tragitto profondo, a nord alla quota di 104 metri. Nella sua zona meridionale attualmente si riconoscono tre linee principali di deflusso sotterraneo a quote pari a 250, 450 e 650 metri sopra il livello del mare e percorribili rispettivamente nelle grotte di Su Eni 'e Istettai, S'Orale 'e Su Mudrecu e Su Colostrargiu lungo il corso del canyon del Riu Flumineddu.

In questi ultimi 15 anni le principali indagini speleologiche del Supramonte interno sono state condotte proprio in quest'area. Le esplorazioni hanno permesso la scoperta di

grotte profonde e di triplicare i km totali degli ambienti sotterranei rilevati: da 8 km nel 1998 a oltre 30 km nel 2013. Se a questi numeri si aggiungono i 20 km di gallerie nel settore settentrionale, il Complesso Carsico S'Edera-Su Gologone raggiunge uno sviluppo di 50 km e una profondità di circa 1000 metri, ma i dati a disposizione fanno ipotizzare l'esistenza di una più vasta rete di condotte, superiore ai 100 km di lunghezza. La recente scoperta di un nuovo punto di assorbimento, l'inghiottitoio di Piggios de Janas, ha aperto la possibilità di percorrere un ulteriore segmento del reticolo carsico, spalancando nuove possibilità esplorative. Ulteriori ricerche idrogeologiche permetterebbero agli speleologi di concretizzare i loro sforzi verso il raggiungimento di questo risultato.

RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento speciale va agli speleologi che, con sistematicità, hanno partecipato alle fasi esplorative e di studio: Carla Corongiu e Vittorio Crobu, non solo per le foto che hanno messo a disposizione ma soprattutto per aver impegnato tante energie in queste ricerche, accompagnati da: Giacomo Melis, Carlo Lutzu, Andrea Meloni, Benedetta Demurtas, Massimo Farris, Paolo Marcia, Antonio Saba, Jo De Waele di ASProS; dagli amici del GSAS (Marco Barra, Daniela Cinus, Laura Dotti, Giacomo Satta, Anna Maria Sanna, Stefano Pinna), dello SPECUS (Carlo Schirru, Paolo Desogus, Giovanna Irranca), dello SCOr (Sirio Sechi), oltre che da Giacomo Caredda, Ilaria Cinquini e Alessio Rossi. Non dimentichiamo il contributo essenziale di Luana Sanna che si è occupata delle analisi fluorimetriche.

OPERE CITATE

- ASSOCIAZIONE SPELEOLOGICA PROGETTO SUPRAMONTE, 2007 - *Le grandiose gallerie del VPF*, Speleologia, 57: 70-71.
- ASSORGIA A., BIONDI P.P., MORISI A., 1973 - *Aspetti geomorfologici sul Supramonte di Urzulei (Nuoro, Sardegna Centro-Orientale)*, Rassegna Speleologica Italiana, 25(1-4): 139-167.
- BANDIERA F., 2000 - *Colorazione con fluoresceina del sistema idrico sotterraneo di Sa Rutta 'e S'Edera-Su Gologone*, Sardegna Speleologica, 16: 2-8.
- CABRAS S., 2009 - *Grotta dell'Edera, quasi mezzo secolo di storia*. Sardegna Speleologica, 24: 32-40.
- CABRAS S., MURGIA F. & SANNA L., 2002 - *Complesso S'Edera-Su Gologone: tracciamento geochimica sulle acque sotterranee del Supramonte*, Sardegna Speleologica, 19: 18-24.
- CABRAS SE., CABRAS SA., MULAS Q., SANNA L., COSSU A. & SORO D., 2000 - *Sa Rutta 'e Mandara 'e S'Uru Manna*, Sardegna Speleologica, 16: 17-27.
- CABRAS S., DE WAELE J., SANNA L., 2008 - *Caves and karst aquifer drainage of Supramonte (Sardinia, Italy): a review*. Acta Carsologica 37/2-3: 89-101.

- COLUMBU M., 1955 - *Note su alcune grotte della provincia di Nuoro*, Rassegna Speleologica Italiana, 7(3): 139-149.
- CROBU V., 2003 - *Supramonte verticale*, Speleologia, 48: 34-51.
- CROBU V., 2009 - *Grande Collettore del Supramonte*. Speleologia, 61: 70.
- CROBU V., 2013 - *Piggios de Janas, oltre la barriera ovest*, Sardegna Speleologica, 25: 4-8.
- CROBU V. & DE WAELE J., 2007 - *Nel Supramonte profondo. Le esplorazioni in Su Eni 'e Istettai*, Speleologia, 56: 12-27.
- CROBU V., CABRAS S., CORONGIU C., MELIS G., MOI M., PORCU P., SANNA L., 2009 - *Sotto il Supramonte infinito*. Speleologia, 60: 16-29.
- DE WAELE J., 2003 - *La nuova era di S'Edera*, Speleologia, 48: 12-33.
- DE WAELE J., MEREU L., BOST G., ROBIN Y., 2006 - *Sa Rutta e' S'Edera (Sardaigne centre-orientale): exploration post-siphon de l'affluent E.T.I., E' Terra Incognita) du 23 au 25 juillet 2004*, Spéleo-Dossiers, 35: 107-121.
- DE WAELE J., SANNA L., 2008 - *Karst hydrogeological investigations in the Supramonte aquifer (Central-East Sardinia): a short review*. Rendiconti online Soc. Geol. It., 3: 314-315.
- DE WAELE J., CABRAS S., SANNA L., 2008 - *Discharge estimates of the large December 2004 flood in some fluvio-karstic watersheds in Central-East Sardinia*. Rendiconti online Soc. Geol. It., 3: 312-313.
- MURGIA F., 2009 - *Su Bentu, la "Grotta-Palestra"*, Sardegna Speleologica, 24: 74-83.
- PASCI S., 1997 - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bulletin de la Société Géologique de France, 168: 301-312.
- SANNA L., 2009 - *Ultime colorazioni in Supramonte: Operazione Abbasbargias 2009 e Operazione Mare Verde 2008*. Speleologia 61: 74-75.
- SANNA L., CABRAS S., 2008 - *Recente colorazione con fluoresceina delle acque sotterranee nel Supramonte di Urzulei (Sardegna)*. Atti del XX Congresso Nazionale di Speleologia-Iglesias, 27-30 Aprile 2007. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, Serie II, 21: 575-584.
- SCANO A., 2002 - *Esplorazioni nel complesso di "Sa Rutta 'e S'Edera" (Urzulei, Sardegna centro-orientale)*, In: DE WAELE J., Atti del Convegno di Studio "Il Carsismo e la Ricerca Speleologica in Sardegna", Anthèò, 6: 201-218.
- TUVERI A. & MOI M., 2006 - *S'Edera 2005*, Sardegna Speleologica, 23: 20-22.

Modelli concettuali relativi agli acquiferi in rocce carbonatiche

BARTOLOMEO VIGNA (*)

KEY WORDS: *Acquiferi in rocce carbonatiche, Modelli concettuali, Monitoraggio, Sorgenti*

I modelli concettuali relativi agli acquiferi in rocce carbonatiche descrivono ed evidenziano le differenti situazioni idrogeologiche che caratterizzano i diversi sistemi carsici. Numerosi sono i parametri che possono essere presi in esame, dalla distribuzione e dalle proprietà della rete delle discontinuità che caratterizzano un ammasso roccioso al processo di ricarica-dscarica ed alla idrodinamica sorgiva, fino ai tenori e alle variazioni temporali dei parametri chimico-fisici delle acque sotterranee. L'insieme di tutti questi dati permette di comprendere il funzionamento di un dato sistema e di

descrivere il modello concettuale finale.

I modelli concettuali relativi alla circolazione delle acque sotterranee in un ammasso carbonatico (Sistemi a dreno dominante, Sistemi a dreni interconnessi e Sistemi con circolazione dispersiva, Fig. 1) e alla risposta chimico-fisica delle acque sorgive agli input infiltrativi (Sostituzione prevalente, Pistonaggio e Omogeneizzazione, Fig. 1) sono stati ampiamente descritti in letteratura (White 1969, Civita *et alii* 1988, 1992, Ford e Williams 1989, 2007, Vigna 2002, 2007) mentre pochi sono i lavori che prendono in esame e descrivono con esempi concreti le modalità di alimentazione di un sistema carsico (Dreydrodt 1988, Ford e Williams 1989, 2007, Palmer 1991, 2007, Palmer e Audra 2003, Bakalowicz 2005).

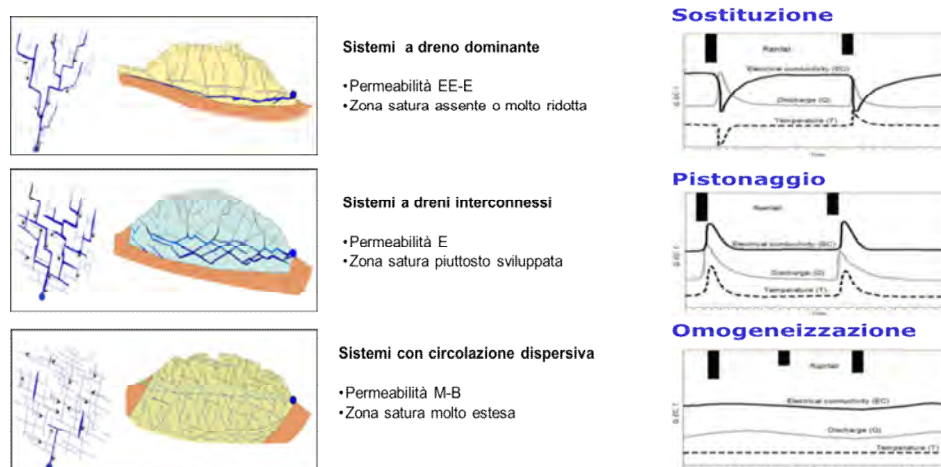


Fig. 1 – Modelli concettuali relativi alle modalità di circolazione delle acque sotterranee di un acquifero in rocce carbonatiche (a sinistra) e alla risposta chimico-fisica delle acque sorgive (a destra)

Tali modalità, che possono condizionare pesantemente sia l'idrodinamica che la qualità delle acque sorgive, sono legate prevalentemente a due differenti tipi di apporti (Fig. 2) che chiameremo:

- apporti legati alla **alimentazione primaria o autigenica**, dove con questo termine si intende la ricarica diretta (piogge o fusione nivale) che interessa nel tempo unicamente l'ammasso carbonatico (Foto 1)

- apporti legati all'**alimentazione secondaria o alloigenica** riferendosi alle acque di ruscellamento provenienti da ammassi rocciosi poco permeabili o da travasi di acquiferi secondari (in genere detritici o fratturati) che contribuiscono alla ricarica dell'acquifero carbonatico (Foto 2).

Occorre infatti evidenziare che l'area di alimentazione

(*) Politecnico di Torino, Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture. Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto ALCOTA-ALIRHYS

di un sistema carsico, in determinate situazioni morfologico-strutturali, può interessare anche vaste porzioni di rocce non solubili dove sono presenti corsi d'acqua più o meno importanti (alimentati da acque di

ruscellamento superficiale o provenienti da acquiferi secondari) che vengono poi assorbite dall'acquifero carbonatico in corrispondenza di inghiottitoi puntuali o distribuiti in tratti più o meno lunghi del sub-alveo.



Fig. 2 – Modello concettuale relativo all'area di alimentazione di una sorgente carsica

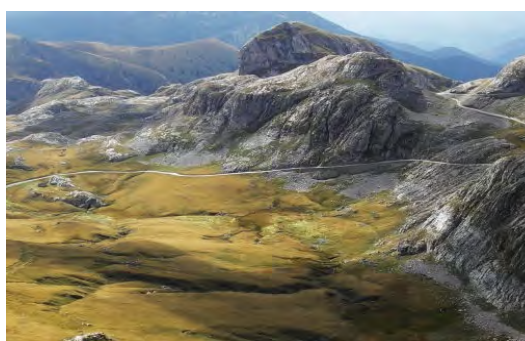
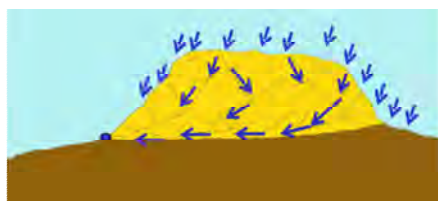


Foto 1 e 2 – Alimentazione primaria su campi solcati ed alimentazione secondaria di acque di ruscellamento in inghiottitoi

Sulla base del tipo di alimentazione che un sistema carsico riceve è quindi possibile riconoscere tre modelli concettuali rispettivamente denominati: *sistemi con*

alimentazione primaria prevalente, sistemi con alimentazione primaria e secondaria, sistemi con alimentazione secondaria prevalente (Fig. 3).



Sistemi con alimentazione primaria prevalente



Sistemi con alimentazione primaria e secondaria



Sistemi con alimentazione secondaria prevalente

Fig. 3 – Modelli concettuali relativi alle modalità di alimentazione di un sistema carsico

I sistemi con alimentazione primaria prevalente sono caratterizzati da un'infiltrazione diffusa e distribuita in modo piuttosto omogeneo sull'intera idrostruttura costituita prevalentemente da rocce carbonatiche. Possono essere presenti anche alcuni inghiottitoi che assorbono le acque provenienti da esigui settori di rocce impermeabili che bordano o sono sovrapposte all'acquifero carbonatico. In genere la mineralizzazione delle acque sorgive è piuttosto elevata essendo legata ad una circolazione impostata unicamente nell'ammasso carbonatico. Sistemi appartenenti a tale tipologia di alimentazione sono molto frequenti in tutto il settore alpino e sono tipici delle strutture carbonatiche poggianti sulle rocce del basamento metamorfico o si incontrano frequentemente nelle estese successioni calcaree dell'Italia centro-meridionale. In questo lavoro viene descritto il sistema carsico che alimenta le sorgenti delle Vene e delle Fuse, ubicate in alta Valle Tanaro (Piemonte meridionale), appartenente a tale modello.

Sistema alimentante le sorgenti delle Vene e delle Fuse

L'area di alimentazione delle Sorgenti Vene-Fuse si estende oltre lo spartiacque della Val Tanaro e comprende una vasta area carsica ubicata alla testata delle valli Ellero e Corsaglia, compresa tra le quote 2630 m s.l.m.m. del Monte Mongioie e la quota sorgiva di 1475 m s.l.m.m. L'area, ricopre una superficie di circa 6 km² (Fig. 4 e 5) ed è caratterizzata principalmente da un carso di alta quota, con scarsa copertura vegetale e suolo quasi inesistente, ampie superfici di carso scoperto, doline, pozzi e crepacci di varie dimensioni. La carsificazione profonda è assai elevata con la presenza di numerosi abissi e cavità con sviluppo chilometrico. Il complesso carbonatico, sede dell'acquifero, è formato da calcari e dolomie triassiche (alla base della successione carbonatica) e da calcari massicci e scistosi di età compresa tra il Giurassico e il Cretaceo.

L'elevato grado di carsificazione dell'ammasso roccioso ha dato origine a forme carsiche molto estese sia in superficie sia in profondità. Tale complesso è

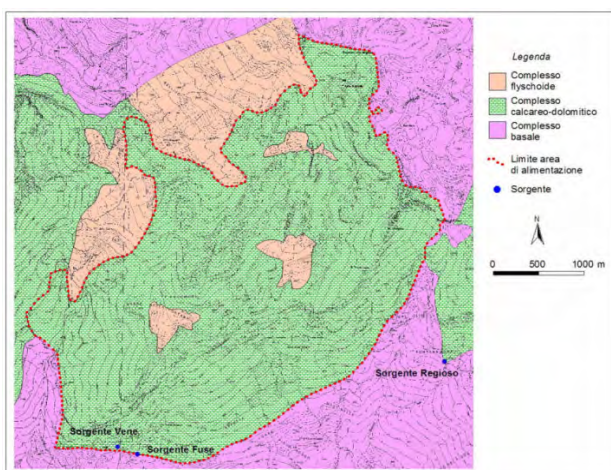


Fig. 4 e 5 – L'area di alimentazione delle sorgenti Vene e Fuse riportata su cartografia CTR e su immagine fotografica da volo aereo



Foto 3 e 4 – Il bordo orientale dell'area di alimentazione delle sorgenti Vene e Fuse e la zona sorgiva

localmente sovrastato da esigui lembi di depositi flyschoidi costituiti da un'alternanza di arenarie e scisti argillosi di età cretaceo-eocenica che alimentano sorgenti con portate molto ridotte.

Alla base della successione carbonatica è presente il complesso basale costituito da metavulcaniti e quarziti di

età permo-triassica (Foto 3). Tale complesso, caratterizzato da una permeabilità relativa molto ridotta, costituisce un limite di permeabilità che condiziona la circolazione delle acque profonde e la geometria della zona sorgiva (Foto 4).

L'alimentazione del sistema è di tipo "primaria prevalente" legata principalmente all'infiltrazione diffusa,

(attraverso una superficie carsica altamente carsificata), delle acque legate al processo di fusione nivale e alle piogge (Foto 5 e 6). Alcuni rii con uno sviluppo molto limitato e portate altrettanto ridotte scorrono sui

sedimenti flyschoidi e si perdono in corrispondenza dell'acquifero carbonatico. Tali apporti costituiscono un ridottissimo contributo legato all'alimentazione secondaria.

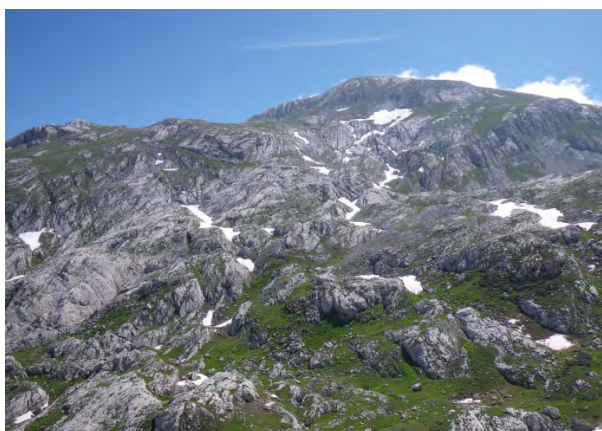


Foto 5 e 6 – L'area di alimentazione del M. Mongioie e particolare della zona di alimentazione primaria

Presso la Sorgente Fuse e nel collettore carsico che scorre nella cavità carsica delle Vene, il Politecnico di Torino, con l'aiuto degli speleologi imperiesi, ha realizzato due stramazzi per la misura della portata ed installato due sonde multiparametriche che rilevano ad intervalli orari il livello, la temperatura e la conducibilità elettrica delle acque sorgive. Le misure alle Vene sono durate per un breve periodo mentre alle Fuse i rilevamenti, iniziati nel 2004, sono tuttora in corso.

Le due sorgenti sono alimentate da rispettivi collettori carsici: quello delle Vene presenta uno sviluppo di diversi chilometri mentre quello delle Fuse è stato esplorato per una lunghezza di circa 1000 m.

Ambedue le emergenze mostrano un regime estremamente variabile (Fig. 6 e 7), con piene legate ai principali eventi infiltrativi (piogge e fusione nivale) e magre molto pronunciate in assenza degli apporti diretti. Nel periodo invernale le portate sono molto ridotte comprese tra 20 l/s e 30 l/s, fino a inizio primavera quando inizia la piena di fusione nivale. In questa stagione le portate subiscono ulteriori incrementi in seguito ai temporanei apporti delle piogge. La piena di fusione nivale è caratterizzata da oscillazioni giornaliere del flusso idrico legate all'incremento delle temperature dell'aria nelle ore centrali della giornata e al conseguente maggior apporto liquido. Le portate variano nelle sole ventiquattro ore con incrementi di diverse centinaia di l/s. A partire dal mese di giugno i valori decrescono fino a stabilizzarsi nel periodo estivo con un valore di circa 30 l/s. In seguito a importanti precipitazioni, verso fine estate

o in autunno, la portata raggiunge nell'arco di poche ore i valori massimi annuali (oltre 2.000 l/s alle Fuse e 5.000 l/s alle Vene) per ritornare poi ai valori pre-evento nell'arco di pochi giorni. A partire dal mese di dicembre la portata si stabilizza tra 30 l/s e 40 l/s valore tipico della magra invernale. Tali andamenti sono quindi strettamente legati alla elevata carsificazione dell'ammasso roccioso e alla modalità di alimentazione dei due sistemi (apporti unicamente legati all'infiltrazione primaria).

Anche l'andamento della concentrazione della conducibilità elettrica (Fig. 8 e 9) delle due sorgenti mostra un tipico comportamento "a sostituzione prevalente", tipico dei sistemi acquiferi ad elevata permeabilità, ridotta dimensione della zona satura ed alimentazione primaria legata all'infiltrazione diffusa in tutta l'area di ricarica. La mineralizzazione delle acque cresce lentamente durante la magra invernale raggiungendo un valori di conducibilità elettrica intorno a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alle Fuse e 265 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alle Vene. Con il progressivo incremento delle portate si osserva una discesa della conducibilità elettrica che raggiunge i valori minimi intorno a 160 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durante i principali picchi di piena primaverile. La mineralizzazione riprende poi progressivamente a salire durante la magra estiva ma in seguito alle intense piogge estive o autunnali subisce un repentino decremento di diverse decine di $\mu\text{S}/\text{cm}$ nell'arco di poche ore. Anche i valori della temperatura delle acque subiscono repentine variazioni legate agli apporti infiltrativi provenienti dall'alimentazione primaria (Fig. 10).

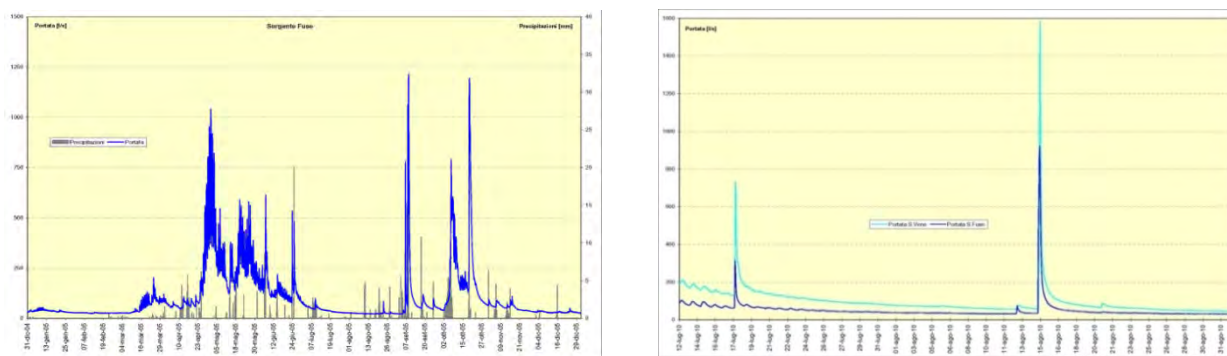


Fig. 6 e 7 – andamento annuale della portata della Sorgente Fuse e confronto delle portate della Sorgente Vene e della Sorgente Fuse

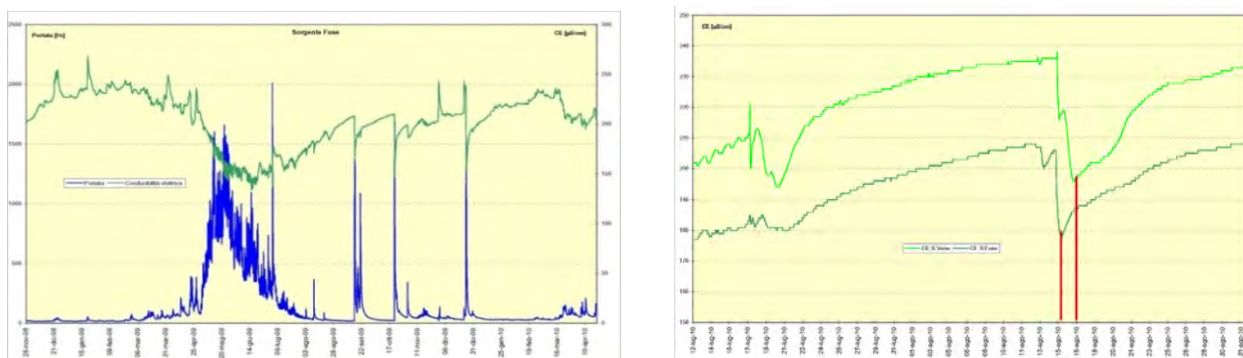


Fig. 8 e 9 – Andamento annuale della portata e della conducibilità elettrica delle acque della Sorgente Fuse e confronto della mineralizzazione delle acque delle sorgenti Vene-Fuse

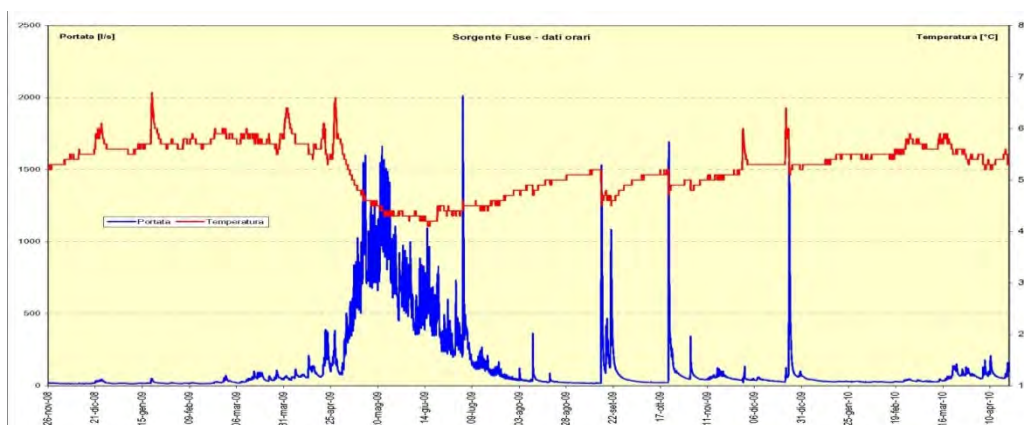


Fig. 10 – Andamento annuale della portata e della temperatura delle acque della Sorgente Fuse

I sistemi con alimentazione primaria e secondaria vengono ricaricati sia dagli apporti infiltrativi diretti sull’acquifero carbonatico sia dalle acque di ruscellamento superficiale provenienti da settori dove sono presenti rocce non solubili ai bordi della struttura acquifera principale. Le acque sorgive di questi sistemi si caratterizzano in genere per valori di mineralizzazione più ridotti rispetto a quelli dei sistemi descritti in precedenza, a causa degli abbondanti apporti di acque con tenori piuttosto bassi in bicarbonati, calcio e magnesio.

L’acquifero carbonatico è, in genere, lateralmente confinato attraverso contatti sub-verticali di tipo stratigrafico o tettonico, da rocce a bassa permeabilità (litotipi dei basamenti metamorfici o coperture flyschidi). Numerosi sono quindi gli inghiottitoi in subalveo ubicati in prossimità di tali contatti che assorbono la totalità o solo una parte delle acque di ruscellamento superficiale.

Le variazioni nel tempo della portata e della mineralizzazione delle acque sono quindi condizionate dai due differenti tipi di apporti (alimentazione primaria e secondaria). In molte situazioni nelle aree che bordano le rocce carbonatiche sono presenti acquiferi secondari impostati nelle porzioni maggiormente fratturate dell’ammasso roccioso o nelle coperture detritico-alluvionali. Tali acquiferi, in genere caratterizzati da permeabilità piuttosto ridotte, alimentano sorgenti e piccoli corsi d’acqua con un flusso idrico perenne che contribuiscono quindi in modo continuativo alla ricarica del sistema principale. L’area di alimentazione di questi sistemi è quindi impostata nella porzione costituita dalle rocce carbonatiche e nel bacino imbrifero del reticolo idrografico superficiale che contribuisce alla ricarica del sistema.

Nel settore alpino questi sistemi sono numerosi ed

alimentano importanti sorgenti captate anche ad uso idropotabile. Il sistema rappresentativo di tale situazione è quello che alimenta la Sorgente di Borello superiore (Foto 7), ubicata nel settore del Piemonte meridionale, in alta Valle Corsaglia.

Sistema alimentante la Sorgente di Borello superiore

La struttura acquifera alimentante la Sorgente di Borello superiore è costituita da un ammasso di rocce carbonatiche di età compresa tra il Tias ed il Cretacico appartenenti alla successione del Brianzonese ligure, da una porzione di rocce metamorfiche (quarziti) e da una serie di depositi detritico-morenici. Sulla base dei dati idrogeologici acquisiti (test con traccianti artificiali e monitoraggio della sorgente) e dei rilevamenti speleologici risulta che l'ammasso carbonatico è interessato da una notevole carsificazione profonda mentre le forme carsiche superficiali sono presenti solo nei settori più in quota. In corrispondenza del Vallone di Borello (foto 8), impostato lungo il contatto tettonico tra le quarziti e la successione calcareo-dolomitica, sono presenti numerosi inghiottitoi subalveari che assorbono le acque ruscellanti sulle rocce impermeabili del basamento e che confluiscono nel fondovalle principale (foto 9).

Il Rio Borello presenta quindi una circolazione superficiale solo in occasione di precipitazioni molto abbondanti o durante i periodi caratterizzati da una notevole fusione nivale quando gli inghiottitoi di subalveo non sono in grado di assorbire i notevoli volumi idrici superficiali. Nel settore assorbente più a monte sono presenti due zone di assorbimento impostate in corrispondenza di ampie depressioni tettonico-carsiche denominate *Zottazzo sottano* e *Zottazzo soprano* mentre presso il limite orientale del sistema, ad oltre 2000 m di quota, è presente l'importante zona carsica di Cima Ciuaiera dove sono presenti importanti cavità carsiche semiattive. A quota inferiore, presso la località denominata "La Colletta" si trova l'ingresso di un altro importante abisso profondo quasi 650 m e percorso al fondo da un piccolo corso d'acqua. Questa cavità si dirige

in direzione del Vallone di Borello e si approfondisce di quasi 150 al di sotto della quota di tale vallone.

L'area di alimentazione della sorgente in esame comprende quindi tre principali complessi idrogeologici (Fig.11):

Il *Complesso carbonatico* è costituito da una successione calcareo-dolomitica di età triassico-cretacica, caratterizzata da una permeabilità elevata legata ad una notevole carsificazione sia in superficie sia in profondità documentata dalla presenza di numerosi macroforme superficiali (ampie depressioni assorbenti e doline) e di profonde cavità sotterranee. Tale complesso viene a contatto con le rocce impermeabili del complesso basale attraverso una importante discontinuità sub-verticale (Faglia di Borello) impostata in corrispondenza del vallone assorbente principale.

Il *Complesso basale* è costituito prevalentemente da quarziti permo-triassiche, impermeabili, ed affioranti in corrispondenza del versante in destra orografica del Rio Borello interessando una vasta area con numerosi piccoli corrivi alimentati dalle estese coperture eluvio-colluviali che caratterizzano le quarziti permotriassiche. Questi rii, in genere perenni, confluiscono nel Rio Borello dove vengono assorbiti in corrispondenza di inghiottitoi in subalveo, in genere coperti da depositi detritico-alluvionali.

Il *Complesso detritico-morenico* è impostato nei depositi alluvionali del fondovalle del Rio Borello, nelle esigue coperture eluvio-colluviali ed in particolar modo in corrispondenza di una estesa morena laterale affiorante sul versante in destra orografica del rio principale. Questo complesso è caratterizzato da una permeabilità piuttosto elevata per porosità primaria e ricopre in parte i due complessi descritti in precedenza. Anche le acque circolanti in questo complesso alimentano una serie di piccole emergenze o vengono direttamente assorbite dall'acquifero carbonatico e quindi contribuiscono all'alimentazione della Sorgente di Borello.

L'area di alimentazione (Fig. 11) comprende quindi sia il versante in destra orografica del Rio Borello

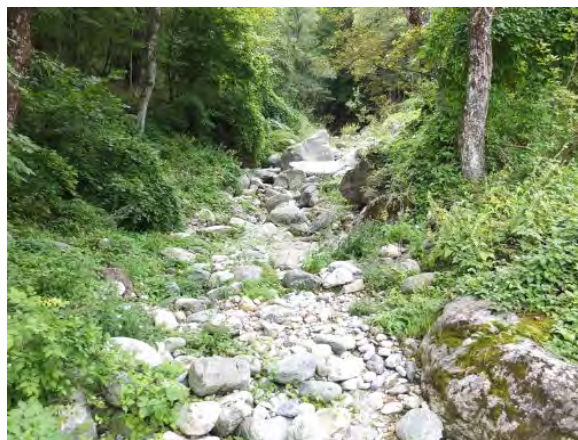


Foto 7 e 8 – La captazione della Sorgente Borello e il vallone assorbente del Rio Borello

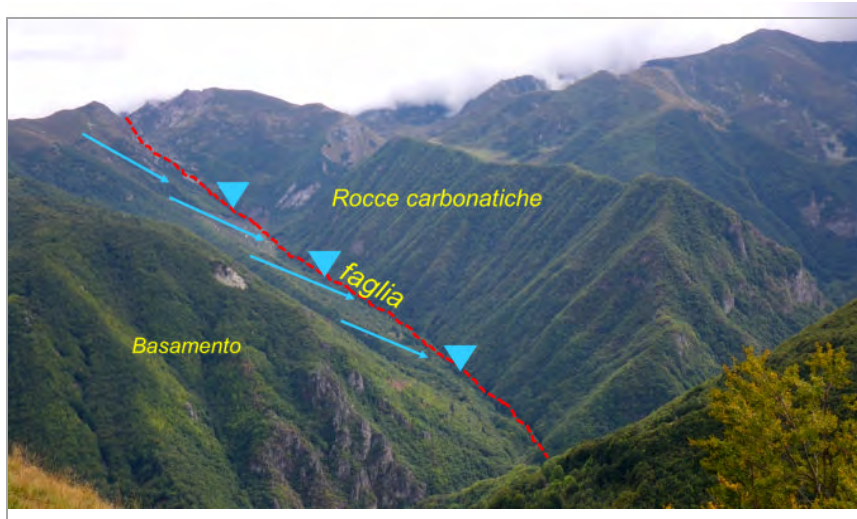


Foto 9 – Panoramica dell’area di alimentazione della Sorgente di Borello superiore

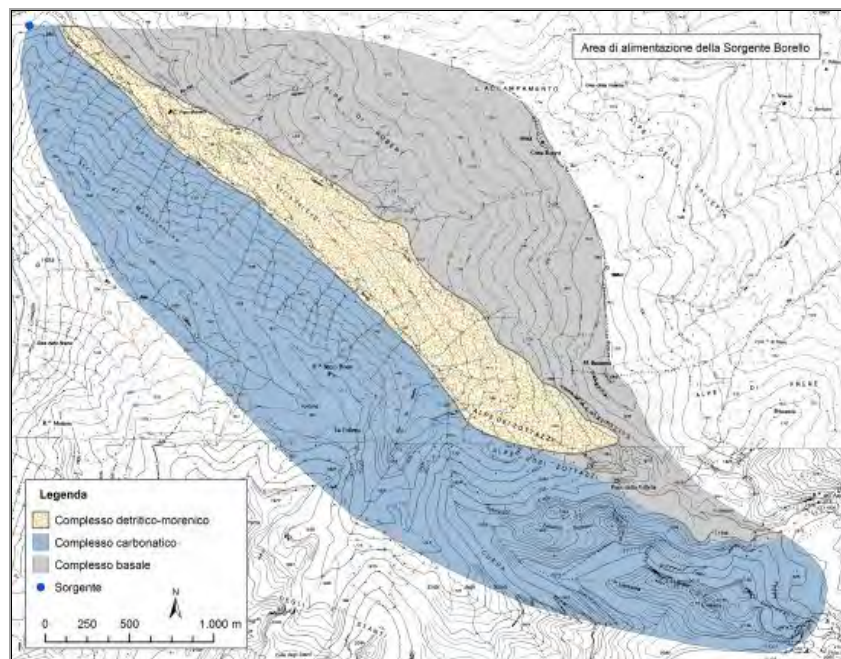


Fig. 11 – Carta idrogeologica relativa al bacino di alimentazione della Sorgente di Borello superiore

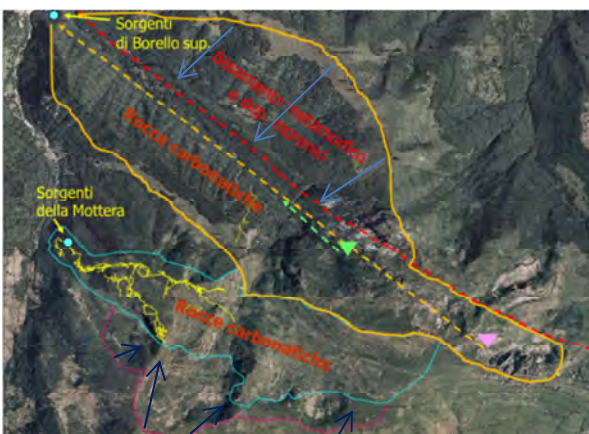


Fig 12 e 13 – L’area di alimentazione delle sorgenti Borello e Mottera su foto aerea (a sinistra) e 3D del Sistema di Borello (a destra)

impostata in corrispondenza del Complesso basale e del Complesso detritico-morenico, sia quello in sinistra orografica impostato nel Complesso carbonatico fino allo

spartiacque sotterraneo con un altro sistema carsico, alimentante la Sorgente Mottera. Questo limite è stato identificato grazie all’accurato rilevamento della grotta

omonima, importante cavità attiva dello sviluppo di oltre 18.000 m e che presenta un andamento parallelo al sistema di Borello (Fig. 12).

L'area di alimentazione raggiunge poi la dorsale che separa la Val Corsaglia con le valli Casotto e Tanaro (Fig. 13). I dati relativi alla portata, alla mineralizzazione e temperatura delle acque sorgive vengono acquisiti con una sonda multiparametrica installata dai ricercatori del Politecnico di Torino presso la captazione della sorgente. In questo lavoro sono presentati gli andamenti relativi all'anno 2011 (Fig 14, 15 e 16).

Nei periodi di magra invernale la portata sorgiva si attesta con valori minimi intorno a 70 l/s fino verso i primi giorni di marzo quando inizia la piena primaverile legata prevalentemente alla fusione nivale e alle piogge di questo periodo. La portata presenta in genere un andamento piuttosto variabile legato al processo di fusione (pesantemente condizionate dalle temperature dell'aria), con blande oscillazioni giornaliere di qualche decina di l/s, appena percettibili sull'idrogramma annuale. In seguito all'ulteriore contributo delle piogge primaverili, il flusso presenta temporanei incrementi con valori di poco superiori ai 400 l/s. A partire dal mese di giugno si osserva una progressiva decrescita della portata che raggiunge verso la fine della stagione estiva i valori minimi annuali intorno ai 65-70 l/s legato prevalentemente agli apporti provenienti dagli acquiferi secondari che bordano la struttura carbonatica. Nella stagione autunnale possono verificarsi intense e prolungate precipitazioni con conseguenti incrementi della portata che raggiunge i valori massimi annuali con picchi intorno a 800 l/s come quelli del novembre del 2011. Nella successiva stagione invernale le portate decrescono piuttosto rapidamente raggiungendo valori della magra invernale di poco inferiori a 100 l/s, pesantemente condizionate dagli apporti legati all'infiltrazione secondaria. La mineralizzazione dell'acqua sorgiva (Fig.15 e 16), nonostante la circolazione prevalente impostata nell'ammasso carbonatico, è piuttosto ridotta a causa degli importanti apporti provenienti dai settori del basamento e delle coperture detritico-moreniche ubicati in prossimità dell'area sorgiva. I valori della conducibilità elettrica sono intorno a 180 $\mu\text{S/cm}$, con variazioni annuali piuttosto

contenute. Durante il periodo di magra invernale il valore è di circa 160-175 $\mu\text{S/cm}$, probabilmente condizionato dagli apporti provenienti anche dai settori dove affiorano le rocce non carbonatiche. Durante la piena primaverile si osservano blande variazioni positive e negative con incrementi dai valori minimi ai massimi di circa 30 $\mu\text{S/cm}$. Anche durante i picchi massimi della portata primaverile, la mineralizzazione delle acque presenta abbassamenti piuttosto modesti raggiungendo valori minimi dell'ordine di ca. 150 $\mu\text{S/cm}$.

In seguito alla magra estiva il valore della conducibilità elettrica rimane piuttosto costante intorno a 180-190 $\mu\text{S/cm}$ ed anche in occasione degli importanti fenomeni di piena di inizio novembre del 2011 si osservano unicamente blandi decrementi della mineralizzazione, seguiti da modesti incrementi (con un delta di conducibilità elettrica di circa 20 $\mu\text{S/cm}$) a causa degli apporti dai differenti settori di alimentazione (acquifero carbonatico e detritico-morenico). La relativa costanza dei valori della conducibilità elettrica, durante l'intero anno idrologico, sembra indicare la presenza di una zona satura relativamente estesa in prossimità della zona sorgiva, che tende a omogeneizzare la mineralizzazione delle acque sorgive.

I valori della temperatura delle acque sorgive mostrano, invece, un andamento caratterizzato da variazioni annuali piuttosto marcate legate prevalentemente agli apporti provenienti dall'infiltrazione secondaria (Fig. 17). In corrispondenza della magra invernale la temperatura si attesta intorno a 6-7° C per poi scendere nel periodo successivo durante la piena primaverile quando si raggiungono i valori minimi annuali. In occasione dell'inizio della piena di fusione nivale del marzo 2011 è stato raggiunto il valore di poco superiore a 4° C con temporanei decrementi di quasi 3° C legati ad apporti temporanei di acque superficiali provenienti dagli inghiottitoi del Rio Borello più prossimi alla zona sorgiva. Nella stagione estiva la temperatura delle acque aumenta progressivamente fino a raggiungere valori di poco superiori a 7° C. In seguito alle piene autunnali si osservano ulteriori evidenti decrementi della temperatura (con un delta massimo di circa 0.5° C) legati al mescolamento tra le acque circolanti nell'acquifero e quelle di neo-infiltrazione.

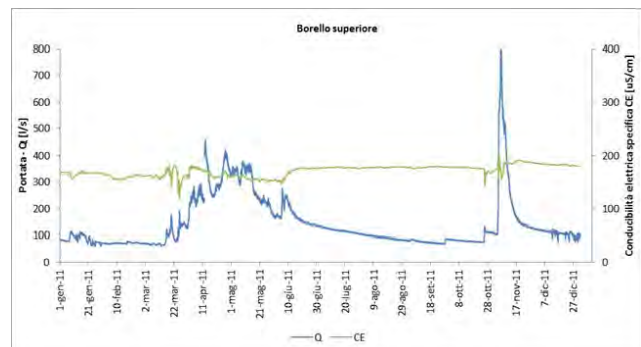
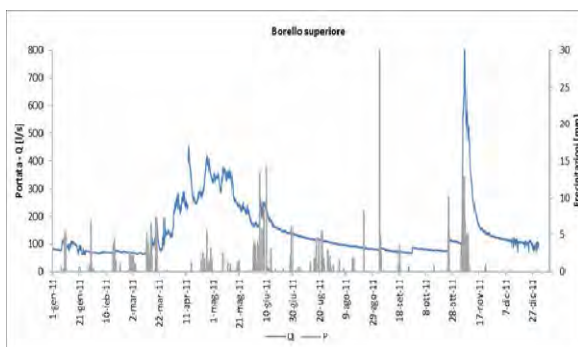


Fig. 14 e 15 – Andamento annuale della portata, delle precipitazioni e della conducibilità elettrica delle acque della sorgente di Borello superiore

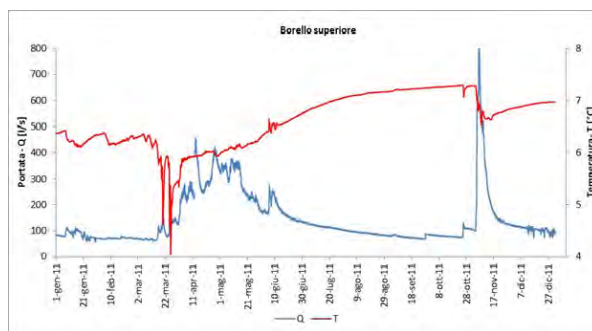
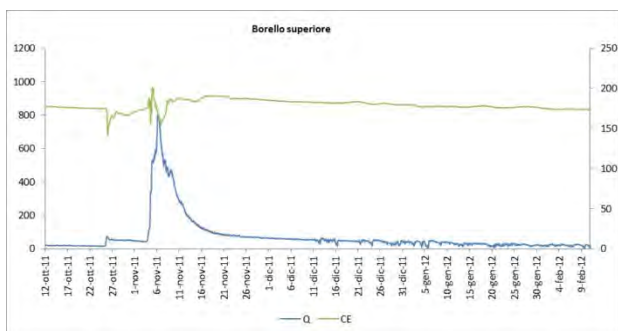


Fig. 16 e 17 – Particolare di un evento di piena (portata e conducibilità elettrica) e andamento annuale portata-temperatura delle acque sorgive della Sorgente di Borello superiore

I sistemi con alimentazione secondaria prevalente sono in genere ubicati in prossimità dei fondovalle dove si trovano importanti corsi d'acqua che scorrono, per tratti più o meno lunghi, sulle rocce carbonatiche. Questi corvivi, quando intercettano le porzioni dell'ammasso roccioso caratterizzate da permeabilità elevate, (fratturazione o più spesso carsificazione elevata) presentano in genere perdite progressive in subalveo che possono essere, nelle stagioni asciutte, totali o parziali. Le sorgenti, alimentate da questi sistemi, vengono quindi prevalentemente ricaricate dalle perdite dei corsi d'acqua superficiali che condizionano quindi pesantemente la portata, in genere piuttosto elevata e relativamente costante, il chimismo e la qualità delle acque sorgive (legata di conseguenza a quella delle acque superficiali). A tale modello appartengono anche i trafori idrogeologici collegati a valli cieche, dove gli inghiottitoi assorbono direttamente l'intero flusso superficiale e l'alimentazione primaria è del tutto trascurabile. Nel lavoro viene presentata la situazione idrogeologica di un sistema carsico che alimenta le Sorgenti del Bandito, ubicata nel Piemonte meridionale, in Valle Gesso, captate ad uso idropotabile.

Sistema alimentante le Sorgenti del Bandito

Le Sorgenti del Bandito sono costituite da una serie di venute idriche intercettate attraverso la realizzazione di una galleria drenante (Foto 10) di una lunghezza di poco inferiore al centinaio di metri che ha intercettato in parte una serie di piccoli condotti carsici attivi. La zona di emergenza è ubicata sulla destra idrografica di un importante corso d'acqua, il Torrente Gesso, che scorre a poche decine di metri di distanza, su un sottile materasso di sedimenti alluvionali (Foto 11). Le emergenze si

trovano in prossimità di un contatto stratigrafico tra un ammasso carbonatico della Successione Sub-Brianzonese ed un livello di conglomerati arenacei caratterizzati da una permeabilità ridotta che condizionano quindi la circolazione idrica profonda dell'intero settore sorgivo (Fig. 18). Il settore a monte dell'area sorgiva è costituito da un esteso massiccio carsico che raggiunge la quota di 2.000 s.l.m., impostato in un ampia struttura sinclinalica con al nucleo una successione terrigena caratterizzata da una ridotta permeabilità. Il versante nord-occidentale dell'area in esame è invece costituito da un'ampia vallata scavata nei calcari giuresi e coperta da pochi metri di ghiaie grossolane quaternarie depositate dal corso d'acqua principale. I fianchi vallivi sono formati da scoscese pareti calcaree alla cui base, ad alcune centinaia di metri a monte dell'area di emergenza, si trovano gli ingressi di una estesa cavità costituita da un reticolo di condotti con morfologia "a pieno carico" che si sviluppano con un andamento grossomodo parallelo al Torrente Gesso. Tale situazione evidenzia che in passato, quando il livello del fondovalle si trovava una decina di metri più alto rispetto alla situazione attuale, fosse presente una circolazione idrica sotterranea impostata in reticoli carsici di sub-alveo del corso d'acqua principale. Un secondo vallone, che confluisce nel T. Gesso alcune centinaia di metri a valle della zona sorgiva, è percorso da un corso d'acqua che presenta palesi perdite in sub-alveo a circa 500 m di distanza dal Bandito. Sulla base di un test con tracciante effettuato ma soprattutto dallo studio geochimico delle acque condotto sulle diverse polle sorgive e sulle acque superficiali, risulta che solo una parte molto ridotta di queste perdite è da collegare con la circolazione sotterranea alimentante le sorgenti in esame.



Foto. 10 e 11 – La galleria drenante delle Sorgenti del Bandito e 3D del Sistema Bandito

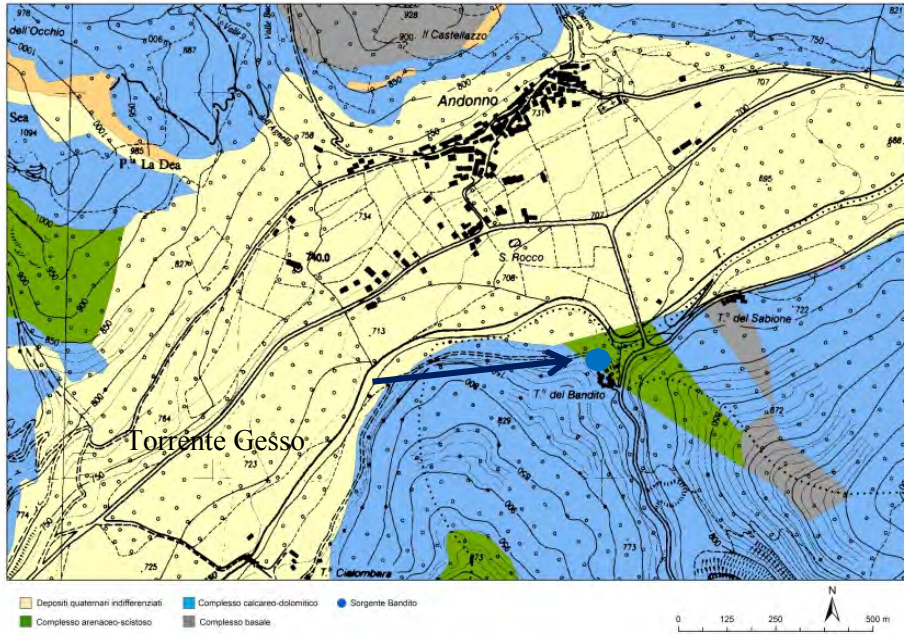


Fig. 18 – Carta idrogeologica dell’area relativa alle Sorgenti del Bandito

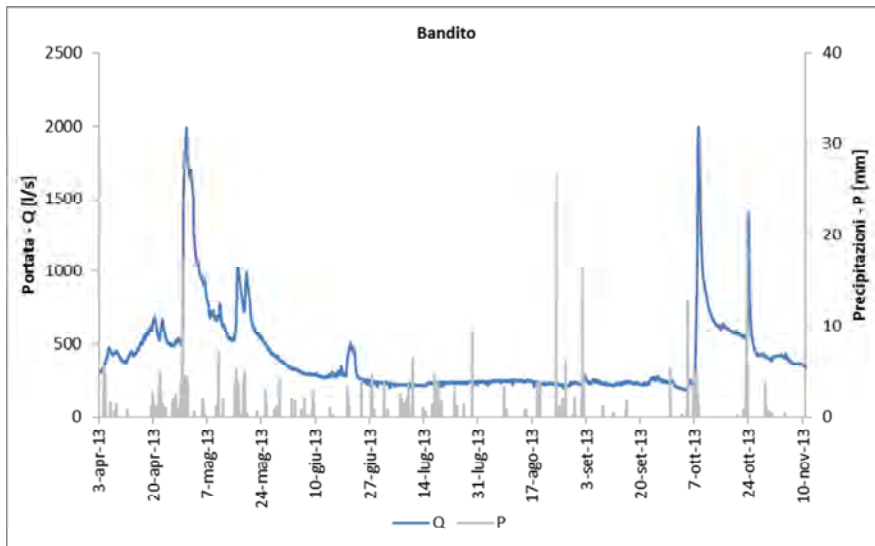


Fig. 19 – Andamento della portata delle Sorgenti del Bandito e delle precipitazioni

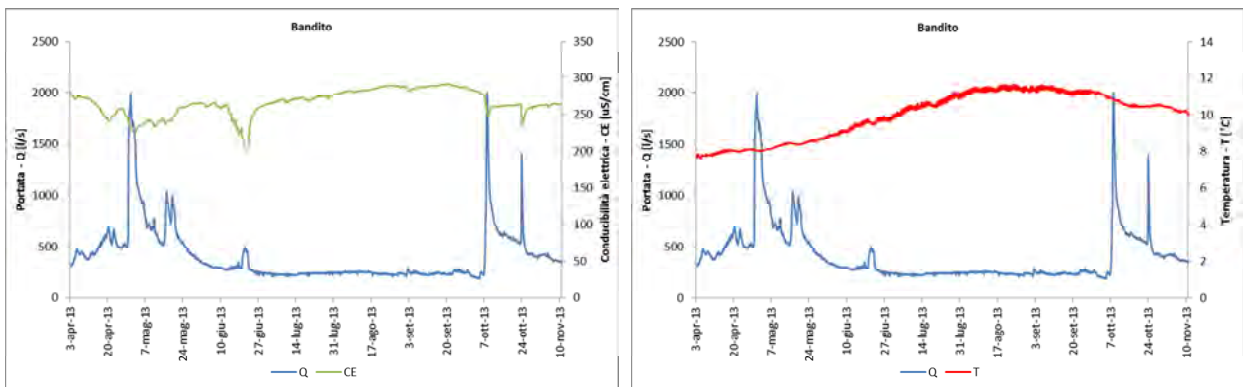


Fig. 20 e 21 – Andamento dei valori della portata, della conducibilità elettrica e della temperatura delle acque delle Sorgenti del Bandito

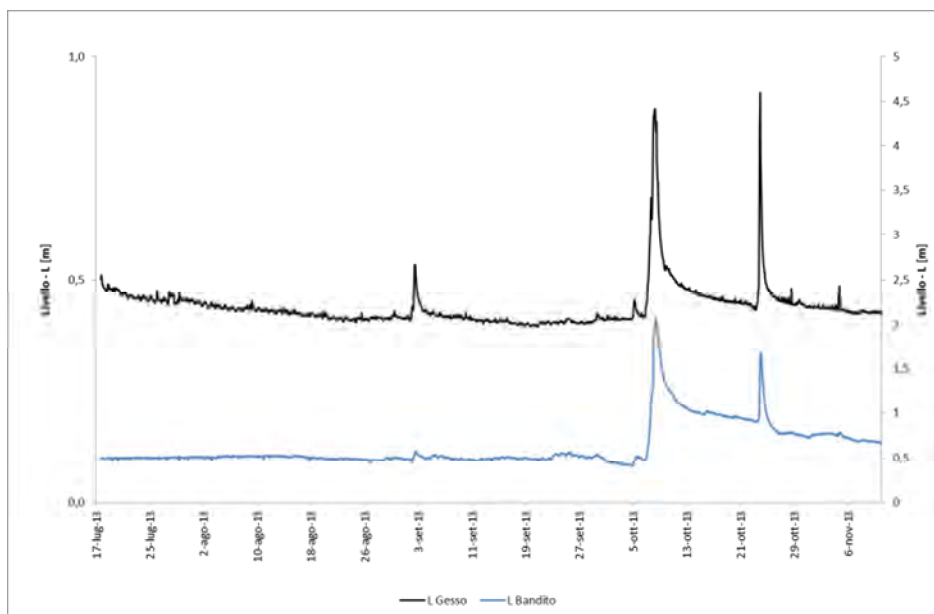


Fig. 22 – Confronto degli andamenti dei livelli idrici del T. Gesso e delle Sorgenti del Bandito

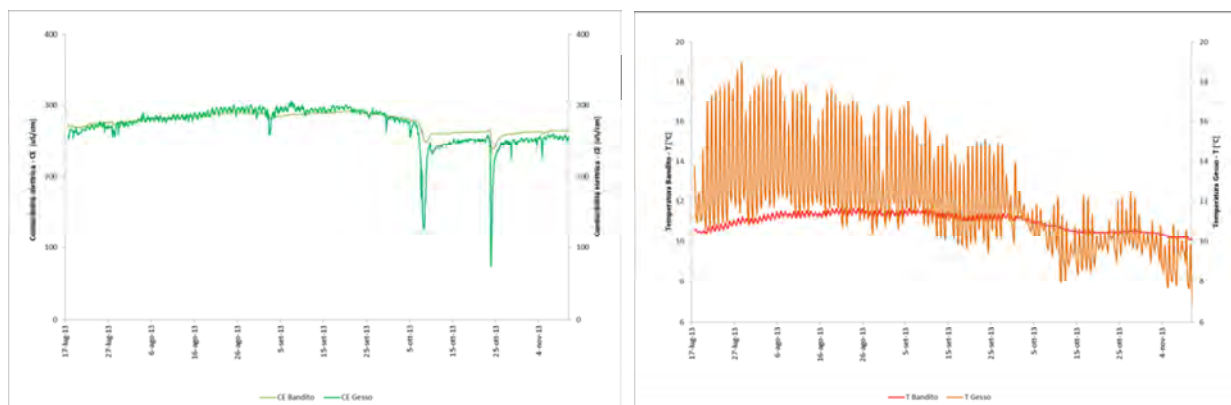


Fig. 23 e 24 – Confronto degli andamenti della conducibilità elettrica e della temperatura delle acque del T. Gesso e delle Sorgenti del Bandito

Per esaminare le eventuali connessioni tra la circolazione delle acque superficiali e quella sotterranea sono state installate, dal Politecnico di Torino, a partire dal mese di aprile 2013, due sonde multiparametriche rispettivamente sul corso del Torrente Gesso e sul canale che raccoglie l'intero flusso sorgivo. Esaminando unicamente i dati acquisiti alle Sorgenti del Bandito, non è infatti facile comprendere le modalità di alimentazione di questo sistema. Se osserviamo l'andamento nel tempo della portata sorgiva (Fig. 19) si nota una stretta connessione tra il flusso sotterraneo e le precipitazioni registrate da una stazione meteorologica dell'Arpa Piemonte ubicata nell'area in esame. Nella stagione primaverile e in quella autunnale in seguito ad abbondanti piogge la portata passa nell'arco di uno-due giorni dai valori di magra compresi grossomodo tra i 200 ed i 500 l/s ad oltre 1900 l/s. Durante il periodo estivo la portata rimane piuttosto costante anche si verificano nell'area una serie di temporali che, a causa della notevole evapotraspirazione, non forniscono importanti aliquote infiltrative. I valori della mineralizzazione delle acque sorgive (piuttosto elevate) in genere subiscono, in seguito all'incremento della portata, abbassamenti non

particolarmente marcati con una diminuzione di circa 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 20), mentre la temperatura delle acque passa dai 7.6° C del mese di aprile a 11.5° C registrati verso gli ultimi giorni di agosto (Fig. 21).

Tutti questi dati sembrano evidenziare unicamente l'esistenza di un circuito carsico piuttosto evoluto ma non forniscono utili indicazioni per comprendere bene il modello concettuale di funzionamento di questo sistema.

Confrontando invece i dati rilevati presso il Torrente Gesso e alle Sorgenti del Bandito, anche se per un periodo molto breve (circa 4 mesi), risulta evidente lo stretto legame esistente tra le acque superficiali e quelle sorgive.

L'andamento dei livelli del T. Gesso e quello delle Sorgenti del Bandito è molto simile (Fig. 22) anche se le variazioni del corso d'acqua risultano essere più impulsive e con una curva di decremento decisamente più acclive. Anche i dati della conducibilità elettrica dei due punti di monitoraggio confermano l'esistenza di un sistema con alimentazione secondaria prevalente legata direttamente alle perdite in sub-alveo del T. Gesso con un andamento della mineralizzazione delle acque superficiali e sorgive del tutto simili (Fig. 23). Durante i principali eventi di piena si nota una caduta sincrona dei valori della

conducibilità elettrica dei due punti d'acqua monitorati anche se i picchi negativi delle acque del torrente sono decisamente maggiori rispetto a quelli delle Sorgenti del Bandito. Estremamente significativo è anche il trend della temperatura delle acque (misurato con acquisitori con risoluzione del centesimo di grado): sono molto evidenti le oscillazioni giornaliere dei valori delle acque superficiali (condizionato ovviamente dagli sbalzi termici giorno-notte che soprattutto nella stagione estiva sono molto pronunciati) mentre le acque sotterranee presentano variazioni molto più contenute con un ritardo di circa 4 ore (Fig. 24). Nei mesi caldi le acque del torrente presentano un delta giornaliero di oltre 6° C mentre nelle acque sorgive la differenza è di solo 0.2° C. Tale andamento dimostra l'esistenza di una circolazione sotterranea relativamente estesa ad una porzione dell'ammasso roccioso impostata in un reticolo di piccoli condotti carsici in grado di omogeneizzare il segnale esterno.

BIBLIOGRAFIA

- BAKALOWICZ M., 2005 - *Karst groundwater: a challenge for new resources*. Hydrogeol J. 13: 148-160
- CIVITA M., OLIVERO G., VIGNA B., 1988 - *Analyse et comparaison des variations temporelles des paramètres physico-chimiques de trois différents systèmes karstiques des Alpes liguriennes (Italie)*. 4° Coll. D'Hydrologie en Pays Calcaires et Milieu Fissuré, Besancon, Ann. Scient. De l'Université de Besancon, Mém. Hors Série, 6, tome 2
- CIVITA M., MANZONE L., OLIVERO G., VIGNA B., 1992 - *Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici carbonatici del Piemonte meridionale*. Proc. Congr. "Ricerca e Protezione delle risorse idriche Sotterranee delle Aree Montuose", Brescia: 53-86
- DREYDRODT W., 1988 - *Processes in karst systems, physic, chemistry and geology*. Ed. Springer Verlag, pp. 288
- FORD D., WILLIAMS P., 1989 - *Karst geomorphology and hydrology*. Ed. Unwin Hyman, pp. 601
- FORD D., WILLIAMS P., 2007 - *Karst hydrogeology and geomorphology*. Ed. Wiley, pp. 562
- PALMER A. N., 1991 - *Origin and morphology of limestone caves*. Geol. Soc. Of America Bull., Vol. 103:1-21
- PALMER A. N., AUDRA PH., 2003 - *Patterns of caves*. In: Gunn J., 2004, *Encyclopedia of Caves and Karst Scienze*. Fitzroy Derabon, New York: 573-575
- PALMER A. N., 2007 - *Cave Geology*. Cave books-Cave Research Foundation, pp. 454
- VIGNA B., 2002 - *Monitoraggio e valutazione della vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi carsici*. Atti Conv. "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo", Forno, 22/6/2002: 23-35
- VIGNA B., 2007 - *Schematizzazione e funzionamento degli acquiferi in rocce carbonatiche*. In: Cucchi F., Forti P., Sauro U., 2007, *L'acqua nelle aree carsiche in Italia*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia. Serie II, Vol XIX: 31-26
- WHITE W.B., 1969 - *Conceptual models for carbonate aquifers*. Ground Water 7 (3): 15-21

La scoperta della vita ipogea in Piemonte

ACHILLE CASALE (*,**), ENRICO LANA (**)

RIASSUNTO

Gli autori presentano una sintesi dei principali studiosi e delle più importanti scoperte riguardanti le ricerche sulla fauna ipogea nelle Alpi del Piemonte, nell'Italia nord-occidentale.

ABSTRACT

The discovery of the hypogean life in Piedmont.

The authors provide a synthesis of the main researchers and the most remarkable discoveries of the hypogean fauna in the Alps of Piedmont (northwestern Italy).

KEY WORDS: *Piedmont, northwestern italian Alps, hypogean life, history of biospeleology.*

A CAVALLO FRA IL XIX E IL XX SECOLO

Le prime ricerche documentate sulla fauna sotterranea della regione risalgono alla seconda metà dell'800, con le scoperte e le descrizioni delle prime entità specializzate nei sotterranei della Certosa di Pesio: i coleotteri *Sphodropsis ghiliani* (Schaum, 1858)¹ e *Duvalius carantii* (Sella, 1874)².



Sphodropsis ghiliani (Schaum, 1858)



Duvalius carantii (Sella, 1874)

L'entomologo Vittore Ghiliani fu anche l'autore della scoperta del primo "Anophthalmus", oggi *Doderotrechus ghiliani* (Fairmaire, 1859)³, nella zona di Crissolo, mentre il simpatico *D. crissolensis* (Dodero, 1924)⁴ fu descritto ben 65 anni più tardi.



Doderotrechus crissolensis (Dodero, 1924)

Di fine '800 sono anche la scoperta e la descrizione, nella Grotta delle Camosciere in Val Pesio, di *Agostinia launi* (Gestro, 1892)⁵, il trechino più specializzato vivente in territorio piemontese e di *Duvalius gentilei* (Gestro, 1885)⁶ dell'Arma inferiore dei Grai in Valle Tanaro.

(*) Dip. di Scienze della Natura e del Territorio (Zoologia), Università degli Studi di Sassari, via Muroni, 25 - 07100 - SS; a_casale@libero.it

(**) Gruppo speleologico piemontese (G.S.P., Torino) e Gruppo speleologico Alpi Marittime (G.S.A.M., Cuneo); ind. pers.: piazza del Popolo, 2 - 10034 - Chivasso - TO; enrlana@libero.it



Agostinia launi (Gestro, 1892)

Contemporanea è anche la descrizione del crostaceo isopode *Alpioniscus feneriensis* (Parona, 1880)⁷ del Monte Fenera (Borgosesia).



Alpioniscus feneriensis (Parona, 1880)

Nella prima metà del '900 le ricerche sulla fauna sotterranea s'intensificarono a cominciare dalla descrizione del primo ragno specializzato, *Troglohyphantes pedemontanus* (Gozo, 1908)⁸, per un secolo considerato esclusivo della Grotta di Bossea.



Troglohyphantes pedemontanus (Gozo, 1908)

Felice Capra, che descrisse uno dei primi leptodirini ipogei del Piemonte, *Dellabeffaella roccae* (Capra, 1924)⁹ della Grotta del Pugnetto, scoprì anche *Bathysciola adelinae* Jeannel, 1934¹⁰ nella Grotta di Bergovei (Sostegno, Biella) e contribuì significativamente alla conoscenza del genere *Dolichopoda*¹¹.



Dellabeffaella roccae (Capra, 1924)

Di questo periodo sono le descrizioni di *Archeoboldoria doderona* (Jeannel, 1924)¹² nel biellese, degli isopodi *Buddelundiella zimmeri* Verhoeff, 1930¹³ e *Trichoniscus voltai* Arcangeli, 1948¹⁴, della Grotta di Bossea, di diplopodi troglobi quali *Crossosoma cavernicola* (Manfredi, 1951)¹⁵, diffusa nelle cavità del Marguareis.



Buddelundiella zimmeri Verhoeff, 1930



Doderotrechus casalei (Vigna Taglianti, 1969)
(foto M. Morando)

LA SECONDA METÀ DEL '900

Successivamente, con la fondazione dei primi gruppi speleologici a Cuneo e a Torino, si ebbe anche un incremento delle ricerche biospeleologiche da parte di speleologi “fondatori” quali Giuseppe Dematteis, che scoprì il leptodirino *Parabathyscia dematteisi* Ronchetti & Pavan, 1953¹⁶ nella Grotta di Rossana, Marziano Di Maio che trovò il mitico *Italaphaenops dimaioi* Ghidini, 1964¹⁷ durante una delle epiche esplorazioni della Spluga della Preta, e Antonio Martinotti che nel 1968¹⁸ fornì una prima sintesi delle conoscenze acquisite in un elenco faunistico sistematico.

Achille Casale scoprì *Doderotrechus casalei* (Vigna Taglianti, 1969)²⁰ nella Grotta di Rossana e descrisse nel 1980 *Dellabeffaella olmi*²¹ e *Doderotrechus ghilianii valpellicis*²² della “Ghieisa d’la Tana” ad Angrogna; Angelo Morisi scoprì la planaria specializzata *Atrioplanaria morisii* Benazzi & Gourbault, 1977²³ della Tana di S. Luigi e *Duvalius morisii* Vigna Taglianti & Casale, 1973²⁴ nella Tana del Forno di Pamparato; il triestino Carlo Strasser descrisse alcuni diplopodi specializzati del Piemonte²⁵ e il romano Paolo Marcello Brignoli nuovi ragni ipogei (quali *Troglohyphantes vignai*, 1971²⁶). Nel 1985 Bologna e Vigna Taglianti²⁷ fornirono una nuova, accuratissima sintesi della fauna sotterranea delle Alpi Liguri, Piemonte incluso.



Italaphaenops dimaioi Ghidini, 1964



Troglohyphantes vignai Brignoli, 1971

GLI ULTIMI 25 ANNI

Nell’ultimo terzo del ’900 le ricerche si arricchirono con l’opera di ricercatori quali Augusto Vigna Taglianti, che insieme a Gianni Follis descrisse nuove grotte e la loro fauna, e trovò la prima *Eukoenenia* nella Grotta del Bandito¹⁹.

In tempi più recenti, grazie anche alla scoperta dell’Ambiente Sotterraneo Superficiale (M.S.S.) e alla ricerca di nuove cavità sul territorio, si sono susseguite le scoperte, talora inaspettate: da citare *Canavesiella lanai* e *C. casalei* Giachino, 1993²⁸, in Valle Locana e in Valle Chiusella, e *Archeoboldoria lanai* Giachino & Vailati, 1997²⁹, sopra Carema.



Canavesiella lanai Giachino, 1993

Tiziano Pascutto, con ricerche focalizzate sul Biellese, ha scoperto *Archeoboldoria pascuttoi* Giachino, Lana & Vailati, 2001³⁰. Ma soprattutto l'approfondimento della conoscenza di gruppi fino allora trascurati ha dato risultati sia in grotte note da lungo tempo sia in nuove località.



Troglolyphantes lanai Isaia & Pantini, 2010

Sono state scoperte nuove specie di acari ragididi (quali *Troglocheles lanai* Zacharda, 2011³¹, a Bossea), di ragni (*Troglolyphantes lanai* Isaia & Pantini, 2010³², nelle cavità del Monte Fenera), trechini e leptodirini (*Duvalius lanai* e *Archeoboldoria sturanii* Casale & Giachino, 2010³³, nel Cuneese e nel Canavese).



Duvalius lanai Casale & Giachino, 2010

Le recenti ricerche sugli pselafidi condotte da Enrico Lana hanno fruttato tre specie nuove, una delle quali a Bossea (in descrizione da parte di R. Poggi); indagini recentissime di E. Lana sui Palpigradi hanno portato alla luce tre nuove stazioni di *Eukoenenia* gruppo *spelaea* in Piemonte con due nuove specie (Christian & Isaia, in stampa).



Eukoenenia gr. *spelaea*

Negli ultimi 12 anni si è sviluppata l'opera di divulgazione con un atlante fotografico (Lana, 2001³⁴), due inventari dei ragni e aracnidi sotterranei (Arnò & Lana, 2005³⁵; Isaia *et al.*, 2011³⁶), un documentario filmato a cura del Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino, la parte biologica del Dizionario italiano di Speleologia (2004)³⁷ e un assiduo resoconto delle ricerche sulla fauna sotterranea piemontese sui Bollettini del Gruppo Speleologico Piemontese³⁸⁻⁵⁷, del Gruppo Speleologico Alpi Marittime e altri periodici⁵⁸⁻⁶⁴ da parte degli autori e di Pier Mauro Giachino.

Di grande rilievo anche le iniziative di conservazione della fauna vertebrata, che include in Piemonte chirotteri e anfibi plotodontidi rari e minacciati.



Speleomantes strinatii (Aellen, 1958)

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI CITATI NEL TESTO:

- ¹SCHAUM H., 1858 - *Naturgeschichte der Insecten Deutschlands*. Berlin, Nicolaische Verlagsbuchhandlung (1848-1899), 1. Abth., Coleoptera: 383.
- ²SELLA E., 1874 - *Escursioni entomologiche fatte nella Valle del Pesio nell'anno 1873 e scoperta di due specie nuove di coleotteri*. Bollettino della Società entomologica italiana, anno VI, trim. I (1874): 822-825.
- ³FAIRMAIRE L., 1859 - *Miscellanea entomologica*. Annales de la Société entomologique de France, 3^e sér., t. 7^e (1859): 21-64.
- ⁴DODERO A., 1924 - *Due nuovi Trechini ciechi italiani (Col.)*. Bollettino della Società entomologica italiana, 56 (9-10): 141-145.
- ⁵GESTRO R., 1892 - *Nuovi materiali per lo studio degli Anophthalmus italiani*. Annali del Museo civico di Storia naturale di Genova, ser. 2, v. 12 (1892): 79-85.
- ⁶GESTRO R., 1885 - *Note entomologiche*. Annali del Museo civico di Storia naturale di Genova, ser. 2, v. 2 (1885): 129-181.
- ⁷PARONA C., 1880 - *Di due crostacei cavernicoli, Niphargus puteanus, Koch e Titanethes feneriensis, n. sp. delle grotte di Monte Fenara (Val Sesia)*. - Atti della Società italiana di Scienze Naturali, Vol. XXIII, 1880, pp. 42-60.
- ⁸GOZO A., 1908 - *Gli Aracnidi di caverne italiane*. Bollettino della Società entomologica italiana, Genova, 38(1906): 109-139.
- ⁹CAPRA F., 1924 - *Sulla fauna della Grotta del Pugnetto in Val di Lanzo*. Atti della Reale Accademia di Scienze di Torino, LIX (1924): 1-9.
- ¹⁰JEANNEL R., 1934 - *Nouveaux Bathysciinae italiens*. Bollettino della Società Entomologica italiana, 66 (6): 94-97.
- ¹¹BACCETTI B., CAPRA F., 1959 - *Notulae Orthopterologicae XII. Revisione delle specie italiane del genere Dolichopoda Bol. (Orthopter. Rhabdophoridae)*. Redia, Vol. XLIV, 1959: 165-217, 21 figg.
- ¹²JEANNEL R., 1924 - *Biospeologica L. Monographie des Bathysciinae*. Archives de Zoologie expérimentale et générale, 63, 1-436.
- ¹³VERHOEFF K. W., 1930 - *Ueber einige neue norditalienische Isopoden und einen neuen Typus der Volvation. 43. Isopoden-Aufsatz*. Zoologischer Anzeiger, Bd. 89, 1930, pp. 162-177, Abbild. 1-22.
- ¹⁴ARCANGELI A., 1948 - *Crostacei Isopodi terrestri della Grotta di Bossea (Mondovi)*. Bollettino dell'Istituto e Museo di Zoologia dell'Università di Torino, 1 (1943-48): 23-28, 2 tavv.
- ¹⁵MANFREDI P., 1951 - *Cryosoma cavernicolum, nuovo genere, nuova specie di Diplopodi Craspedosomidi. (VIII Contributo Miriapodi Cavernicoli Italiani)*. Rassegna Speleologica Italiana, 3: 18-19.
- ¹⁶RONCHETTI G., PAVAN M., 1953 - *Parabathyscia dematteisi nuova specie di Coleottero cavernicolo italiano*. Bollettino della Società Entomologica italiana, LXXXIII, n. 5-6: 51-55.
- ¹⁷GHIDINI G.M., 1964 - *Un nuovo eccezionale Trechino cavernicolo italiano, Italaphaenops dimaii n. gen., n. sp. (Coleoptera : Trechidae)*. Bollettino della Società entomologica italiana, Genova, 94 (1-2): 32-36.
- ¹⁸MARTINOTTI A., 1968 - *Elenco sistematico e geografico della fauna cavernicola del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Rassegna Speleologica Italiana, anno 20 fasc. 1: 1-32.
- ¹⁹BRIGNOLI P.M., 1976 - *Su di un Palpigrado di una grotta piemontese*. Fragmenta entomologica, 12 pp. 63-67.
- ²⁰VIGNA TAGLIANTI A., 1969 - *Un nuovo Doderotrechus cavernicolo delle Alpi occidentali (Coleoptera, Carabidae)*. Fragmenta entomologica. vol. VI, fasc. 3: 253-269.
- ²¹⁻²²CASALE A., 1980 - *Trechini e Bathysciinae nuovi o poco noti delle Alpi occidentali, e note sinonimiche (Coleoptera, Carabidae e Catopidae)*. Fragmenta entomologica, XV (2): 305-326.
- ²³BENAZZI M., GOURBAULT N., 1977 - *Atrioplanaria morisii n. sp., a new cave planarian from Italy*. Boll. Zool., 44: 327-335.
- ²⁴VIGNA TAGLIANTI A., CASALE A., 1973 - *Due nuovi Duvalius delle Alpi Liguri e considerazioni sul gruppo del Duvalius carantii (Coleoptera, Carabidae)*. Fragmenta entomologica, vol. IX, fasc. 2: 109-134.
- ²⁵STRASSER K., 1975 - *Zur Systematik und Verbreitung der Gattungen Crossosoma, Antroherposoma und Antroverhoeffia (Diplopoda - Ascospemphora)*. Memorie del Museo civico di Storia naturale di Verona, 2: 167-192.
- ²⁶BRIGNOLI P. M., 1971b - *Note su ragni cavernicoli italiani (Araneae)*. Fragmenta entomologica, VII: 121-229.
- ²⁷BOLOGNA M.A., VIGNA TAGLIANTI A., 1985 - *Fauna cavernicola delle Alpi Liguri*. Annali del Museo civico di Storia naturale «G. Doria», Genova, 84 bis (1984): 1-399.
- ²⁸GIACHINO P.M., 1993 - *Canavesiella, nuovo genere di Leptodirinae delle Alpi Occidentali, con due nuove specie (Coleoptera Cholevidae)*. Bollettino del Museo regionale di Scienze naturali di Torino, 11/2: 347-363.
- ²⁹GIACHINO P.M., VAILATI D., 1997 - *Nuovi dati su Archeoboldoria Ghidini, 1937, con descrizione di A. lanai n. sp. (Coleoptera, Cholevidae, Leptodirinae)*. Rivista piemontese di Storia Naturale, Ivrea, 18, 1997: 161-171.
- ³⁰GIACHINO P.M., LANA E., VAILATI D., 2001 - *Nuovi dati su Leptodirinae del Piemonte con descrizione di Archeoboldoria pascuttoi n. sp. della Valle Cervo (Coleoptera, Cholevidae)*. Rivista piemontese di Storia Naturale, Ivrea, 22, 2001: 239-250.
- ³¹ZACHARDA M., ISAIA M., PIVA E., 2011 - *New troglobitic species of the genus Troglolcheles (Acari: Prostigmata: Rhagidiidae) from caves in the northern Italy and Austria, with a key to adult species of the genus*. Journal of Natural History, 45: 11, 641-666.
- ³²ISAIA M., PANTINI P., 2010 - *New data on the spider genus Troglolyphantes (Araneae, Linyphiidae) in the Italian Alps, with the description of a new species and a new synonymy*. Zootaxa 2690: 1-18 (2010).
- ³³CASALE A., GIACHINO P. M., 2010 - *Due nuovi Coleotteri ipogei delle Alpi occidentali: Duvalius (Duvalius) lanai n. sp. (Carabidae: Trechini) e Archeoboldoria sturani n. sp.*

- (*Cholevidae: Leptodirinae*) (*Coleoptera*). Rivista piemontese di Storia naturale, 31, 2010: 213-240.
- ³⁴LANA E., 2001 - *Biospeleologia del Piemonte. Atlante fotografico sistematico*. Associazione Gruppi Speleologici Piemontesi, Regione Piemonte, ed. "La grafica nuova", Torino, 264 pp.
- ³⁵ARNÒ C., LANA E., 2005 - *Ragni cavernicoli del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Associazione Gruppi Speleologici Piemontesi, Regione Piemonte, ed. "La Grafica Nuova", Torino, 265 pp.
- ³⁶ISAIA M., PASCHETTA M., LANA E., PANTINI P., SCHÖNHOFER A. L., CHRISTIAN E., BADINO G., 2011 - *Aracnidi sotterranei delle Alpi Occidentali italiane. (Arachnida: araneae, opiliones, palpigradi, pseudoscorpiones). Subterranean Arachnids of the Western Italian Alps (Arachnida: Araneae, Opiliones, Palpigradi, Pseudoscorpiones)*. Museo regionale di Scienze naturali di Torino, Monografie XLVII, 325 pp.
- ³⁷BALBIANO D'ARAMENGO C., CASALE A., LANA E., VILLA G., 2004 - *Dizionario italiano di Speleologia*. A.G.S.P., Regione Piemonte, ed. "La grafica nuova", Torino.
- ³⁸CASALE A., GIACHINO P. M., 1994 - *Attività biospeleologica 1994*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 116: 36-39.
- ³⁹CASALE A., GIACHINO P. M., 1996 - *Attività biospeleologica 1995*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 120: 54-57.
- ⁴⁰CASALE A., GIACHINO P. M., 1997 - *Attività biospeleologica 1996*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 123: 48-50.
- ⁴¹CASALE A., GIACHINO P. M., 1998 - *Attività biospeleologica 1997*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 126: 38-40.
- ⁴²CASALE A., GIACHINO P. M., LANA E., 1999 - *Attività biospeleologica anno 1998*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 129: 38-40.
- ⁴³CASALE A., GIACHINO P. M., LANA E., 2000 - *Relazione biospeleologica 1999*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 132: 38-44.
- ⁴⁴LANA E., 2002 - *L'acaro degli abissi*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 138: 56-58.
- ⁴⁵LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2002 - *Relazione biospeleologica 2001*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 137:35-40.
- ⁴⁶LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2003 - *Attività biospeleologica 2002*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 139:14-21.
- ⁴⁷LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2004 - *Attività biospeleologica 2003*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 142: 36-41.
- ⁴⁸LANA E., 2004 - *Caccia grossa tra le pietre*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 141: 46-52.
- ⁴⁹LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2006 - *Attività biospeleologica anni 2004-2005*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 145: 38-47.
- ⁵⁰LANA E., VILLA G., 2006 - *Grotte del Torinese 3*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 145: 48-52.
- ⁵¹LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2007 - *Attività biospeleologica 2006-2007*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 148: 40-46.
- ⁵²LANA E., 2008 - *Incontri nel buio (Cronache di ordinaria biospeleologia)*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 149: 42-45.
- ⁵³LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2009 - *Attività biospeleologica 2008-2009*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 152: 42-53.
- ⁵⁴LANA E., 2009 - *Illustri sconosciuti*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 151: 28-30.
- ⁵⁵LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2010 - *Attività biospeleologica 2010*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 154: 47-63.
- ⁵⁶LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2011 - *Attività biospeleologica 2011*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 156: 59-71.
- ⁵⁷LANA E., GIACHINO P. M., CASALE A., 2001 - *Attività biospeleologica 2000*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 135:50-54.
- ⁵⁸ARNÒ C. & LANA E., 2001. *Grotte, tenebre e... ragni*. Piemonte Parchi, 109: 18-21.
- ⁵⁹LANA E., 2000 - Anno 1999: *Relazione biospeleologica preliminare*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 15: 110-119.
- ⁶⁰LANA E., 2005 - *Relazione biospeleologica 2000-2005*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 16: 169-197.
- ⁶¹LANA E., CASALE A., GIACHINO P.M., 2008 - *Dodici anni di ricerche biospeleologiche nelle Alpi Occidentali: risultati e prospettive*. Atti del XX Congresso Nazionale di Speleologia, Iglesias 27-30 aprile 2007, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, ser. II, vol. XXI, 2008 : 72-82.
- ⁶²LANA E., 2011a - *Pertus d'la Tundo (1265 Pi/CN) (Note faunistiche)*. "U' Cimunassu", Notiziario sezionale del C.A.I. di Sanremo, anno XXI, n° 1/I: 18-21.
- ⁶³LANA E., 2011b - *Fauna del Pozzo di Valgrana*. "U' Cimunassu", Notiziario sezionale del C.A.I. di Sanremo, anno XXI, n° 2/II: 22-23.
- ⁶⁴LANA E., 2013 - *Relazione biospeleologica 2006-2012*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 17: 141-156.

Nota: Tutte le foto inserite nel testo, tranne dove diversamente indicato, sono state eseguite da Enrico Lana

Riflessioni sulla terminologia biospeleologica: i concetti di troglobio, troglofilo e troglosseno

PIER MAURO GIACHINO (*), DANTE VAILATI (**)

*Non sono troppo lontani dal vero colore
i quali sostengono che il progresso
della scienza consiste principalmente
nel progresso dei concetti scientifici.*

Ernst Mayr, 1982

RIASSUNTO

Gli autori, dopo un'introduzione che ripercorre schematicamente le principali tappe storiche relative alla proposizione e all'utilizzo della terminologia ecologica in biospeleologia, affrontano e discutono i diversi termini proposti nel tempo sia dal punto di vista biologico sia da quelli lessemico e semantico. La discussione circa la validità della terminologia tuttora in uso, e in particolare dei termini *troglobio*, *troglofilo* e *troglosseno*, viene affrontata alla luce dell'attuale concezione di Ambiente Sotterraneo esteso all'intero reticolo di fessure della roccia madre e non indissolubilmente, speleocentricamente, identificato con la grotta a misura d'uomo.

Al termine della discussione gli autori propongono la soppressione del termine *troglosseno*, ritenuto superfluo nel suo significato, e la sostituzione dei termini *troglobio* e *troglofilo* con *ipogeoio* e *ipogeoilo*.

ABSTRACT

Reflections on the biospeleological terminology: the concepts of troglobiont, troglophile and trogloxene.

After an introduction that traces the outline of the main historical milestones related to the proposition and the use of the ecological terminology in biospeleology, the authors deal with and discuss the different terms proposed over time from both the biological and the lexemic and semantic points of view. The discussion about the validity of the terminology still in use, and in particular of the terms *troglobiont*, *troglophile* and *trogloxene*, is discussed in light of the conception of Subterranean Environment widespread to the whole fissures network of the bedrock and not inextricably, speleocentrically, identified with the humanly accessible macro-caves.

After the discussion, the authors propose the deletion of the unnecessary word *trogloxene* and the replacement of the terms *troglobiont* and *troglophile* with *hypogeoibiont* and *hypogeoiphile*.

(*) Settore Fitosanitario Regionale, Environment Park, Palazzina A2, Via Livorno 60, 10144 Torino (Italy).
piermauro.giachino@regione.piemonte.it

(**) Via Interna 8, 25127 Brescia (Italy).
dante.vailati@libero.it

KEY WORDS: *Biospeleology, subterranean animals, ecological classification, trogloxene, troglophile, troglobiont, hypogeoiphile, hypogeoibiont.*

INTRODUZIONE

I termini troglobio, troglofilo e troglosseno, introdotti con la finalità pratica di assegnare a precise "categorie biospeleologiche", in senso ecologico, le specie animali che via via venivano rinvenute nelle grotte, sono rimasti universalmente in uso, anche se non in modo inalterato, da oltre 150 anni (Schiner, 1854; Racovitza, 1907; PAVAN, 1944, 1958; RUFFO, 1955; VANDEL, 1964) e lo sono tuttora, nelle equivalenti traduzioni in diverse lingue, da parte di molti Autori contemporanei. Tuttavia, nel corso di questo lasso di tempo, il significato iniziale di tali definizioni ha mostrato più d'una volta le difficoltà di un'applicazione univoca, scientificamente corretta e che fosse veramente scevra dalle valutazioni personali di chi tentava di adattarne l'utilizzo alle diverse situazioni, foriere di legittimi dubbi, che di volta in volta si presentavano (VAILATI, 1988). I numerosi tentativi di superare tali difficoltà – con alterne precisazioni, modifiche, esegesi e affinamenti vari – hanno generato nel tempo un terribile groviglio di interpretazioni diverse e una babele di termini tali da far porre a SKET (2008), già dal titolo del suo lavoro, le domande: «Can we agree on an ecological classification of subterranean animals?» e ancora «What are subterranean organisms?».

Appare chiaro, oggi, che le maggiori ambiguità dell'attuale situazione risiedono non tanto nell'uso di un diverso vocabolario, quanto nei diversi punti di vista da cui si parte nell'interpretazione degli stessi vocaboli.

Un'attenta analisi storica rivela che tali problemi di giudizio risiedono soprattutto in una questione di fondo che, anche se frequentemente emersa e saltuariamente discussa, non è mai stata affrontata in modo radicale nel tentativo, evidentemente troppo scomodo, di trovare una soluzione condivisibile. La questione di fondo è quella

basata sulla insistenza a voler vedere, o trovare, o conciliare ad ogni costo un legame poco definibile tra taxa specifici e un ambiente, a nostro parere altrettanto indefinibile, quali sono le grotte, intese come ambiti dimensionali a noi accessibili. A ben vedere tale legame è assolutamente artefatto in quanto riflette non tanto l'ambiente di vita elettivo (troppo spesso sconosciuto) delle specie considerate, quanto quello nel quale solo ne accertiamo la presenza, spesso casuale, o nel quale solo siamo in grado di reperirle. In tale questione di fondo si annidano due fatti che, spesso artificialmente intrecciati fra loro, vanno invece assolutamente distinti: 1) vecchi retaggi culturali, in biospeleologia, duri da scardinare, fanno sì che la maggior parte dei concetti e delle definizioni attualmente in uso siano speleocentrici, calibrati sulla grotta come entità a sé stante, confinata dal suo rilievo topografico a uso e a misura d'uomo; 2) una cosa è il grado di specializzazione morfologica nei confronti dell'ambiente sotterraneo e altra cosa è la presenza o meno in un dato ambiente, come del resto ha recentemente commentato lo stesso SKET (2008), il quale evidenzia l'insussistenza di legami diretti fra troglomorfa e troglobia, concludendo che una specie definibile come troglomorfa su base morfologica può essere meno troglobia di un'altra apparentemente meno specializzata.

CAVERNICOLO VS IPOGEO

In una serie di recenti lavori, GIACHINO & VAILATI (2005, 2008, 2010) hanno avuto modo di trattare e discutere ampiamente sui limiti, sull'estensione e sul concetto stesso di "ambiente sotterraneo", sull'inopportuna identificazione *tout court* della grotta a misura d'uomo con tale ambiente inteso in senso più ampio e comprensivo e che l'inappropriata definizione di una fauna "cavernicola" al posto di una più genericamente, ma più correttamente, "sotterranea" o "ipogea" sia un'artificiosa forzatura. In tali occasioni gli autori rimarcano come l'ambiente sotterraneo d'elezione per gli animali ad esso specializzati sia da identificare con il reticolo di fessure – areato in ambiente terrestre o allagato in quello acquatico – esistente nei corpi rocciosi di qualsiasi natura, ancorché non carbonatici, dove le grotte non sono mai esistite, e che le grotte, intese come tali da noi umani su basi dimensionali, non siano altro che fessure più ampie e per noi comode finestre aperte su un mondo che, in mancanza di tali aperture, ci risulterebbe ben difficilmente penetrabile. La possibilità poi di reperire animali specializzati anche in habitat diversi dalle grotte, già messa in evidenza da BUCCIARELLI (1960) e meglio chiarita negli ultimi trent'anni dalle ricerche condotte in Ambiente Sotterraneo Superficiale (JUBERTHIE, 1983, 1984; JUBERTHIE *et al.*, 1980a, 1980b, 1981, 1983, 1994; VAILATI, 1988), ha gettato nuova luce sul reale rapporto animali/ambiente e le grotte hanno perduto il loro ruolo di habitat esclusivo. La maggiore difficoltà a scalfire i vecchi retaggi concettuali risiede ancora nel fatto che la grotta è sempre vista come luogo centrale, di prioritaria considerazione e quindi, qualsiasi altro luogo "fuori dalle grotte" deve essere qualche cosa di diverso dal mondo

sotterraneo. Addirittura si insiste, una volta assodata l'inconfutabile esistenza di un reticolo di fessure, a considerare quest'ultimo una sorta di "rifugio" che verrebbe periodicamente (quando nella grotta mutano le condizioni climatiche) colonizzato da parte di organismi "cavernicoli" – è la fase "ultracavernicola" di JEANNEL (1943) – quando è più logico ritenere che avvenga il contrario, cioè che dalle fessure in cui vivono normalmente possano colonizzare *anche* le grotte (quando queste esistono), per non parlare della loro presenza nelle cavità artificiali. Oppure si insiste a pensare alle fessure non accessibili all'uomo come ad un ambiente "di transito", che favorirebbe quindi la possibilità di passaggio dalla grotta all'MSS e *vice versa*, quando è più logico ritenere che i "troglobi", nel sistema di fessure, vivano normalmente e che il nostro incontrarli nelle grotte o nell'MSS possa essere del tutto casuale. Inoltre, anche l'affermare che esistono elementi specializzati all'MSS e altri al sistema di fessure è un distinguo altrettanto inaccettabile: sistema di fessure (che ci sono sempre), MSS e grotte (che possono anche mancare), nel medesimo massiccio, fanno parte dello stesso ambiente sotterraneo.

Sarebbe molto più semplice, e a nostro parere più realistico, l'aver sempre ben chiaro da un lato quale sia il ruolo centrale del reticolo di fessure quale ambiente d'elezione e quali siano invece le nostre limitate possibilità di esplorazione faunistica. Infatti, sulla stessa montagna, la grotta e l'MSS non sono da considerare tanto come due mondi diversi, ma solo due diverse finestre che, aperte sullo stesso mondo, ci permettono di campionare animali che spesso, quando cospecifici, appartengono alla medesima popolazione.

SULLA VALIDITÀ DELLE CATEGORIE BIOSPELEOLOGICHE

Se comunque in questi anni il concetto di "ambiente sotterraneo" si è andato meglio definendo presso gran parte degli autori che si occupano di faune sotterranee, visto che si usa parlare sempre più spesso, in modo più appropriato, di "biologia sotterranea" e sempre meno di "biospeleologia", rimane lo scoglio – mai affrontato, se non preliminarmente e parzialmente nel sopra citato lavoro di SKET (2008) – delle definizioni attribuite alle cosiddette "categorie biospeleologiche" che, essendo basate esclusivamente sulla presenza o meno di questa o quella specie nelle grotte a misura d'uomo, apparirebbero oggi ancora più artificiali e prive di un significato ecologico reale. Troppo spesso si sono visti cataloghi di fauna "cavernicola" che, in forza di quanto di negativo fosse insito nelle definizioni di cui sopra, se da un lato comprendevano lunghi elenchi di specie affatto estranee all'ambiente sotterraneo (troglosseni), dall'altro escludevano molti elementi verso questo specializzati, solo perché reperiti fuori dalle grotte. Inoltre, una considerazione importante da fare è relativa alla nostra scarsa conoscenza della reale biologia e ecologia della maggior parte delle specie che, di conseguenza, vengono considerate più per il luogo di cattura che per la loro reale

ecologia, e che, su questa base, insistiamo a voler classificare in uno schema fin troppo rigido.

Alla luce di queste premesse, ci è sembrato quindi opportuno riflettere: a) sull'attualità delle definizioni di *troglobio*, *troglofilo* e *troglosseno* e loro varianti in senso ecologico; b) sugli effetti negativi del persistere a mantenere, nella loro stessa etimologia, quel legame esclusivo con le grotte che non appare più come condizione accettabile; c) sulla necessità, dopo aver trattato dell'identità dell'ambiente ipogeo, di compiere un ulteriore passo chiarificatore per meglio definire significati e concetti delle categorie ecologiche relative ai suoi abitanti.

Pur consapevoli del fatto che l'introduzione di modificazioni e/o sostituzioni, in una terminologia da anni consolidata e ancora ampiamente in uso, potrà certamente incontrare considerevoli resistenze, oltre a comportare il rischio di generare ulteriori fraintendimenti e confusione (GIACHINO & VAILATI, 2010), ci è sembrato utile proporre una modifica dei termini fin qui usati, non certo per complicare ulteriormente una situazione già abbastanza intricata, ma, anzi, con il preciso scopo di introdurre una sostanziale semplificazione che meglio possa rispondere alle attuali esigenze di svincolare, una volta per tutte, il loro significato dalla presenza nelle grotte a misura d'uomo e di legarli, invece, al più ampio concetto di ambiente sotterraneo in senso lato; compito quest'ultimo che costituisce la principale finalità della presente nota. Per meglio raggiungere tale scopo, si rende indispensabile un'analisi critica dei termini fino ad oggi utilizzati, non solo da un punto di vista storico, etimologico e lessimico, ma anche semantico, per capire quale validità abbia ancora il loro significato.

Va detto che nel recente, più volte citato, lavoro di SKET (2008) è contenuta una disamina della letteratura storica alquanto esaustiva, molto approfondita – alla quale rimandiamo e che ci esime dal riproporre molte ripetizioni – nella quale viene messo a confronto l'utilizzo che, nel tempo, i vari Autori hanno fatto dei termini originari di *troglobio*, *troglofilo* e *troglosseno*, spesso completandoli (e complicandoli) con l'introduzione di nuovi termini, o modificando negativamente quelli esistenti con varianti o, ancora, dando a questi diverse interpretazioni che hanno finito per creare molte ambiguità (PAVAN, 1944, RUFFO, 1955; CHRISTIANSEN, 1962; BARR, 1963, 1968; GINET & DECOU, 1977). A seguito di tale disamina, Sket cerca di mettere un po' d'ordine in questo quadro, proponendo anch'egli alcune utili semplificazioni dei termini in uso. Concordiamo con questo Autore, ad esempio, sull'opportunità di non usare definizioni come "stigobio" (o "stigobionte") per gli animali acquatici, in quanto, se è assodato che un animale è "troglobio", basterà la distinzione "terrestre" o "acquatico". Tra le altre cose, in questo lavoro, vi sono alcune considerazioni che vale la pena commentare. L'Autore, in più punti, sottolinea il fatto che, se da un lato l'etimologia di *troglobio*, *troglofilo* e *troglosseno* (vocaboli che l'Autore mantiene comunque) lega ancora questi termini al concetto di "grotta", il loro significato è oggi da intendere più ampiamente riferito all'ambiente sotterraneo in senso lato. Pur essendo pienamente d'accordo con tale osservazione, temiamo

però che non sia, ancora oggi, da tutti condivisa o, quantomeno, non sia stata adeguatamente recepita. Un'altra osservazione condivisibile, che riguarda soprattutto la controversa classificazione dei *troglofili*, è il fatto, già rilevato più sopra, che le conoscenze circa la loro biologia non sono sempre sufficienti a permetterci di incasellare le diverse specie con una pretesa puntualità. Conseguentemente emerge, ancora una volta, la criticità di una valutazione basata più sul punto di campionamento che non sull'effettivo ambiente di vita.

TROGLOBIO (TROGLOBIONTE, TROGLOBITE, TROGLOBIE)

Nell'accezione originaria, universalmente usata, viene definito tale *un animale il cui intero ciclo vitale si svolge obbligatoriamente nelle grotte, più genericamente e per estensione nell'ambiente sotterraneo*, ma quest'ultimo pur sempre, per ragioni pratiche, identificato con le grotte, unico ambito facilmente esplorabile.

Nella nostra accezione è *un animale che svolge obbligatoriamente l'intero ciclo vitale in ambiente sotterraneo, identificato con il reticolo di fessure dei corpi rocciosi*. Esso assume spesso una morfologia specializzata nei confronti di questo ambiente, ma presenta sempre una fisiologia specializzata.

E nostra opinione che il termine "troglobio" – in cui il prefissoide "τρώγλη (= caverna, quindi troglobio = che vive nelle caverne) è ancora evocatore del legame con le grotte – per le motivazioni espresse in precedenza, debba essere abbandonato, e sostituito con quello più corretto di "sotterraneo" o, meglio, di "ipogeo". Tale sostituzione farebbe scomparire i confini netti, ben individuabili (la grotta come entità separata), più spaziali che ecologici, sostituiti da un gradiente che, partendo dalle fessure più superficiali a cielo aperto, climaticamente ostili alla vita degli elementi sotterranei, attraverso fessure sempre più profonde (e climaticamente più stabili e compatibili con la presenza di animali sotterranei) giunge a comprendere anche le grotte vere e proprie, comunque da intendersi come fessure a misura d'uomo e non come entità confinate e a se stanti. A questo punto, è utile riflettere sul fatto che non è proponibile, come qualcuno potrebbe obiettare, il mantenimento del termine "troglobio" restringendone l'utilizzo ai soli elementi censiti o censibili nelle grotte, poiché ciò escluderebbe, dal novero dei numerosi animali specializzati che conosciamo, le molte specie che per ragioni varie, e del tutto casuali, non sono mai state reperite in grotta, ma bensì in habitat diversi, riproponendo una distinzione che, anziché bio-ecologica, rimarrebbe pur sempre di tipo spaziale.

Sempre a proposito degli animali morfologicamente specializzati e all'utilizzo corretto dei vocaboli che in qualche modo li contraddistinguono, pur essendo in procinto di proporre in questa sede l'abbandono di ogni terminologia composta con il prefisso troglo-, concordiamo con quanto già fatto notare da JUBERTHIE & DECOU (1994), sull'assurdità del termine "troglo-morfo" (troglo-morphe, troglo-morphy). Introdotto da CHRISTIANSEN (1962), significa letteralmente "a forma di

caverna” risultando etimologicamente errato, in quanto riferito ad un animale, al posto del senza dubbio più corretto “troglubiomorfo”.

TROGLOFILO (TROGLOPHILE)

Nella nostra accezione è *un animale esterno più o meno specializzato che trascorre, in un periodo determinato della propria esistenza, parte del proprio ritmo circadiano in ambiente sotterraneo*. L'utilizzo delle locuzioni “periodo determinato della propria esistenza” e “parte del proprio ritmo circadiano” è legato alla necessità di escludere, dalla definizione di troglofilo, elementi con larve geobie. Gli elementi troglofili presentano normalmente una qualche sorta di preadattamento morfologico all'ambiente sotterraneo, quali possono essere microftalmia, parziale depigmentazione, relativo allungamento delle appendici e riduzione alare. I tentativi di legare in vario modo gli elementi troglofili all'ambiente sotterraneo, che hanno prodotto ulteriori suddivisioni classificatorie al loro interno, risentono ancora dei retaggi speleocentrici, o sono ancora fuorviati dall'osservazione del loro grado di specializzazione, anche se questo, ben sappiamo, non sempre fornisce delle certezze sulle loro reali modalità di vita. Il dualismo *eutroglofili* e *subtroglofili*, introdotto da PAVAN (1944) e diversamente ridefinito da RUFFO (1955), è criticamente commentato da SKET (2008), che comunque mantiene ancora, con qualche precisazione, tale suddivisione. Nella nostra accezione, appare evidente che, anche in questo caso come nel precedente, non esiste un limite spaziale netto, di “penetrazione in profondità” di un elemento definibile come *troglofilo*. Il “grado di penetrazione” dipende, di volta in volta, dalle condizioni ambientali locali e temporali e, anche, dal grado di adattamento all'ambiente sotterraneo del taxon analizzato. Ma questi parametri, nella maggior parte dei casi, risultano difficilmente valutabili. Per tale motivo, riteniamo poco plausibile, oltre che poco realistico, in quanto ricco di incertezze, il mantenere una distinzione tra *eutroglofili* e *subtroglofili* che rimane puramente teorica e, in quanto tale, inutile perchè priva di valore pratico. Riteniamo preferibile tenerli riuniti nell'unica categoria dei *troglofili* che, come detto nella parte iniziale di questo paragrafo, li distingue dai *troglobi* nel non essere obbligatoriamente legati all'ambiente sotterraneo per l'intero ciclo vitale.

Ancora una volta dobbiamo rimarcare che in natura non esistono mai confini netti, perfettamente coincidenti con i nostri tentativi di schematizzazione. Se da un lato questo ci può creare un certo imbarazzo, dall'altro riteniamo sia inutile continuare a cercare una schematizzazione di fenomeni che meglio si adattano ad una biologia di tipo descrittivo, piuttosto che a “leggi” ben definite. In biologia sotterranea l'umano tentativo di “incasellare” specie e fenomeni biologici ha prodotto una terminologia complessa, intricata e, soprattutto, variabile a seconda del punto di osservazione scelto per “interpretare” il fenomeno. Abbiamo infatti, solo per accennare ad alcuni esempi, elementi definiti *microclasifili*, *troglofili* in senso lato, *eutroglofili*,

subtroglofili, incasellati in uno schema costruito in base al “punto”, o se si preferisce al “livello”, dell'ambiente ipogeo nel quale sono stati, più o meno casualmente, censiti. Se il Coleottero Carabide *Sphodropsis ghilianii* viene raccolto in grotta lo si definisce troglofilo o eutroglofilo (basandosi fondamentalmente sul fatto che possiede ancora gli occhi o che si ritiene che in quella grotta esso mantenga una popolazione stabile (sensu SKET, 2008); se lo si trova nel reticolo di fessure più superficiali di un MSS lo si definisce “microclasifilo” (sensu BRANDMAYR *et al.*, 1980) o subtroglofilo. Ma, sorge spontanea una domanda, quando un “elemento microclasifilo” non viene temporaneamente ritrovato in tale ambiente, che fine ha fatto? Dobbiamo pensare che si sia estinto – come si supponeva una volta quando una specie nota di una determinata grotta non veniva più reperita per molto tempo – oppure, più semplicemente, che si sia spostato (verso il basso o verso l'alto) in cerca di condizioni climatiche a lui più consone? In questo suo spostamento lo *Sphodropsis* diventa, nella nostra rigida classificazione, *sublapidicolo* se si sposta verso la superficie, *troglofilo* se si sposta verso la profondità ed *eutroglofilo* se va ad occupare una fessura dalle dimensioni talmente grandi da essere per noi accessibile: la grotta!

È per tutti questi motivi che, a nostro parere, ribadiamo, sarebbe meglio utilizzare l'unica categoria di *troglofilo*, evitando la distinzione in *eutroglofilo* e *subtroglofilo*, seppure nell'accezione più moderna proposta da SKET (2008): distinzione basata su di un'interpretazione alquanto aleatoria, in quanto difficilmente verificabile e non univocamente quantificabile del “grado di troglofilia” di un taxon, quale il mantenimento o meno di una popolazione stabile in ambiente ipogeo.

Parallelamente il termine *microclasifilo*, proposto da BRANDMAYR *et al.* (1980) per definire gli abitanti delle fessure, non dovrebbe essere utilizzato come definizione di una categoria ecologica ma, se proprio lo si desidera utilizzare, dovrebbe prevedere il solo significato ristretto del termine stesso: quello che ne indica in modo univoco e puntuale, e in un periodo ben definito e ristretto nel tempo, l'eventuale ambiente di reperimento. In sostanza è corretto dire che “la specie è spesso presente in sede microclasica”, ma non che “si tratta di specie microclasifila”.

Una situazione analoga può essere sostenuta per gli “elementi sublapidicoli”, che troviamo normalmente in questo ambiente in un periodo ben definito del loro ritmo circadiano; spesso occupano questo ambiente in situazione di riposo, mentre ad esempio durante la fase alimentare escono e vagano attivamente alla ricerca di nutrimento (NEGRO *et al.*, 2008).

TROGLOSSENO (TROGLOXENE)

La definizione più recente è quella di *un animale esterno che penetra accidentalmente in ambiente ipogeo e che è incapace di stabilirvi una popolazione sotterranea* (Sket, 2008). Nella nostra accezione di ambiente sotterraneo, che prevede un *continuum* rappresentato

dall'intero reticolo di fessure della roccia madre – con gradiente che va da quelle più superficiali a quelle più profonde – tutti (o quasi) gli elementi esterni possono penetrare in modo del tutto occasionale e/o accidentale (e più o meno profondamente) nell'ambiente sotterraneo, con il quale però non hanno, e non stabiliscono, alcuna forma di relazione diretta. Il termine stesso, inizialmente coniato con preciso riferimento alla presenza nelle grotte, poi ulteriormente complicato in quattro diverse categorie dalla farraginoso classificazione di Pavan (1944), risulterebbe quindi incoerente, pleonastico, praticamente inutile e per tale motivo ne proponiamo il completo abbandono.

CONCLUSIONI

Come già annunciato in precedenza, e a seguito delle motivazioni qui discusse, riteniamo che i termini fino ad oggi utilizzati di *troglobio* e *troglofilo* (sia pure semplificato, quest'ultimo, dall'esclusione del dualismo *eutroglofilo* e *subtroglofilo*), non rispondano più in maniera congrua e univoca all'esigenza di identificare gli animali che, in vario modo, sono più o meno legati all'"ambiente sotterraneo", inteso in senso lato e non più identificato con quelle parti che, per pura valutazione dimensionale, definiamo "grotte".

Stabilito che tale incongruenza sia insita nell'etimologia stessa dei suddetti vocaboli, nei quali il prefissoide "τρώγλη" (= trógle = caverna) costituisce un lineare, quanto inevitabile accostamento alle "grotte", favorendo il persistere di errate interpretazioni e di una limitata visione del concetto stesso di ambiente sotterraneo, proponiamo in questa sede la loro sostituzione con termini che, a nostro parere, risultano più adatti a definirne un significato maggiormente conforme.

Analizzando la morfologia dei termini, è stata nostra preoccupazione riflettere sul loro corretto uso. Il morfema "sotterraneo", nel nostro specifico caso, può essere utilizzato solo come aggettivo. Come tale, di volta in volta, può essere usato come attributo di altri termini, come in "ambiente sotterraneo", "animale sotterraneo" o "specie sotterranea", ma resta pur sempre un aggettivo, mentre "troglobio" e "troglofilo" possono essere usati anche come sostantivi. In altre parole, si può dire che "i troglobi sono quegli animali che...", ma non si può dire che "i sotterranei sono quegli animali che...". Inoltre, "sotterraneo" risulta, come termine, alquanto generico e poco incisivo. Oltre a ciò, dovendo affrontare anche il tema dei "troglofilo", come giustificare l'uso di un termine così generico (sia pure utilizzato come aggettivo al posto di "troglobio" e non come attributo dell'ambiente), dal momento che anche i "troglofilo", a vario titolo e in vario modo, possono essere presenti nell'ambiente sotterraneo?

Dal momento che "sotterraneo" è universalmente accettato come sinonimo di "ipogeo" – da noi stessi più volte proposto e utilizzato (GIACHINO & VAILATI, 2005, 2008, 2010) – e dal momento che "ipogeo" (confessione neoclassica di affissi derivati dal greco, con valore semantico pieno) è anche scientificamente più conforme, oltre che più facilmente traducibile anche in altre lingue, i

morfemi che a nostro parere risultano più corretti e coerenti con quanto fin qui sostenuto e che ci sentiamo di proporre in sostituzione di "troglobio" e di "troglofilo" – ferme restando le attribuzioni che ne definiscono il rapporto con l'ambiente di vita – sono rispettivamente **ipogebio** (ingl. *hypogeobiont*) e **ipogefilo** (ingl. *hypogeophile*) che, con l'abbandono della categoria dei "troglosseni", rimangono le uniche due definizioni degne di essere utilizzate.

In conclusione, sulla base di quanto finora discusso, riteniamo doveroso riassumere, sottolineandoli fermamente, i concetti che seguono:

- 1) i termini *ipogebio* e *ipogefilo* da noi proposti – contrariamente a quanto si riteneva di poter fare in passato – non possono essere attribuiti a questa o a quella specie sulla base dell'habitat, della topografia o della localizzazione del punto di reperimento, in quanto la loro temporanea e/o casuale presenza o assenza in un dato luogo dipendono dall'interazione, difficilmente valutabile, di un certo numero di parametri variabili, come quelli biologici, fisiologici, auto- e sinecologici, trofici, temporali, spaziali, climatici e microclimatici;
- 2) i termini da noi proposti – contrariamente a quanto si riteneva di poter fare in passato – non possono essere attribuiti a questa o a quella specie sulla base della loro specializzazione morfologica, in quanto questa non costituisce sempre un preciso indice di quanto le specie stesse siano legate all'ambiente sotterraneo;
- 3) i termini da noi proposti, infine – per tutte le ragioni sopra riportate – non possono essere intesi come categorie di uno schema classificatorio nel quale incasellare le varie specie. La loro definizione è, e deve rimanere, assolutamente concettuale; sappiamo cioè che in natura esistono animali legati obbligatoriamente all'ambiente sotterraneo in modo totale (*ipogebi*), mentre altri lo sono in modo parziale, in un ambito temporale più che spaziale (*ipogefili*), ma la loro attribuzione a questa o a quella specie, in mancanza di conoscenze certe della loro bionomia, rimane del tutto teorica.

RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento doveroso lo dobbiamo agli amici, ai cultori di "biospeleologia" e ai colleghi - vicini e lontani, troppo numerosi per poterli citare singolarmente – che, con le loro osservazioni, le loro critiche e i molti distinguo, ci hanno costretto nell'arco dell'ultimo decennio a riflettere e a ponderare lungamente i contenuti di questa breve nota; il loro contributo è risultato fondamentale. Un ringraziamento particolare va all'amico Achille Casale per la rilettura critica del manoscritto.

OPERE CITATE

- BARR T.-C., 1968 - *Cave ecology and the evolution of troglobites*. *Evolutionary Biology*, 2: 35-102.
- BRANDMAYR P., COLOMBETTA G., DROVENIK B., FORTI E., POLDINI L. & BRANDMAYR ZETTO T., 1980 - *Étude multidisciplinaire sur l'écologie de quelques Carabides endogés (Coleoptera Carabidae)*. *Mémoires de Biospéologie*, 7: 85-98.
- BUCCIARELLI I., 1960 - *Ulteriori osservazioni sul rinvenimento di troglobi nel letto dei torrenti*. *Bollettino della Società Entomologica Italiana*, 90 (9-10): 170-171.
- CHRISTIANSEN K., 1962 - *Proposition pour la classification des animaux cavernicoles*. *Spelunca*, 2: 75-78.
- 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 del Convegno Nazionale, Bossea (5-8 settembre 2003): 303-314.
- GIACHINO P. M. & VAILATI D., 2008 - *Ulteriori considerazioni su alcuni aspetti biologici ed ecologici dell'ambiente sotterraneo*. In: *Ambiente Carsico: i progressi degli studi in Italia sulla soglia del XXI secolo*. Atti del Seminario Nazionale, Bossea (21-22 maggio 2005): 133-140.
- GIACHINO P. M. & VAILATI D., 2010 - *The subterranean environment. Hypogean life, concepts and collecting techniques. L'ambiente sotterraneo. Vita ipogea, concetti e tecniche di raccolta*. *WBA Handbooks 3*: 130 pp.
- GINET R. & DECOU V., 1977 - *Initiation à la biologie et à l'écologie souterraines*. Delarge, Paris: 348 pp.
- JEANNEL R., 1943 - *Les fossiles vivants des cavernes*. Gallimard, Paris: 322 pp.
- JUBERTHIE C., 1983 - *Le milieu souterrain: étendue et composition*. *Mémoires de Biospéologie*, 10: 17-65.
- JUBERTHIE C., 1984 - *La colonisation du milieu souterrain: théories et méthode, relations avec la spéciation et l'évolution souterrain*. *Mémoires de Biospéologie*, 11: 65-102.
- JUBERTHIE C. & BOUILLON M., 1983 - *Présence des Aphaenops (Coléoptères, Trechinae) dans le milieu souterrain superficiel des Pyrénées françaises*. *Mémoires de Biospéologie*, 10: 91-98.
- JUBERTHIE C., BOUILLON M. & DELAY B., 1981 - *Sur l'existence du milieu souterrain superficiel en zone calcaire*. *Mémoires de Biospéologie*, 8: 77-93.
- JUBERTHIE C. & DECOU V., 1994 - *Structure et diversité du domaine souterrain; particularités des habitats et adaptations des espèces*. *Encyclopaedia Biospeologica*, I: 5-22.
- JUBERTHIE C., DELAY B. & BOUILLON M., 1980a - *Sur l'existence d'un milieu souterrain superficiel en zone non calcaire*. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de France*, 290: 49-52.
- JUBERTHIE C., DELAY B. & BOUILLON M., 1980b - *Extension du milieu souterrain en zone non-calcaire: description d'un nouveau milieu et son peuplement par les Coléoptères troglobies*. *Mémoires de Biospéologie*, 7: 19-52.
- MAYR E., 1982 - *The growth of biological thought: diversity, evolution, and inheritance*. The Belknap Press of Harvard University, Cambridge-London: 974 pp., (trad. italiana, 1990. *Storia del pensiero biologico. Diversità, evoluzione, eredità*. Bollati Boringhieri, Torino, 932 pp.)
- NEGRO M., CASALE A., MIGLIORE L., PALESTRINI C. & ROLANDO A., 2008 - *Habitat use and movement patterns in the endangered ground beetles species Carabus olympiae (Coleoptera: Carabidae)*. *European Journal of Entomology*, 105: 105-112.
- PAVAN M., 1944 - *Appunti di Biospeologia. I. Considerazioni sui concetti di troglobio, troglofilo e troglosseno*. *Le Grotte d'Italia*, s. 2^a, 5 (1941-44): 35-41.
- PAVAN M., 1958 - *Relazione sulla classificazione biologica degli animali cavernicoli*. Atti VIII Congresso Nazionale di Speleologia, Como, 1956, *Memorie di Rassegna Speleologica Italiana*, IV (2): 1-7.
- RACOVITZA E., 1907 - *Essai sur les problèmes biospéologiques*. *Biospeologica I. Archives de Zoologie expérimentale et générale*, 4 (36): 371-488.
- RUFFO S., 1955 - *Le attuali conoscenze sulla fauna cavernicola della regione pugliese*. *Memorie di Biogeografia Adriatica*, 3: 143 pp.
- SCHINER JR., 1854 - *Fauna der Adelsberger-Luegger und Magdalenen Grotte*. In: Schmidl A., editor. *Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Loos*. Wien (Austria): Braunmüller: 231-272.
- SKET B., 2008 - *Can we agree on an ecological classification of subterranean animals?* *Journal of Natural History*, 42 (21-22): 1549-1536.
- VAILATI D., 1988 - *Studi sui Bathysciinae delle Prealpi Centro-occidentali. Revisione sistematica, ecologia, biogeografia della «serie filetica di Boldoria» (Coleoptera, Catopidae)*. *Monografie di Natura bresciana*, 11: 332 pp.
- VANDEL A., 1964 - *Biospéologie. La biologie des animaux cavernicoles*. Gauthier-Villars, Paris: 619 pp.

Evoluzione delle ricerche faunistiche intorno alla Grotta di Bossea

ENRICO LANA (*,**)

RIASSUNTO

L'autore ripercorre le principali tappe delle ricerche faunistiche nella Grotta di Bossea, frequentata da studiosi della fauna ipogea fin dalla seconda metà del XIX secolo.

Viene fornito un elenco aggiornato degli organismi rinvenuti nel locale sistema sotterraneo, il cui numero risulta quasi raddoppiato rispetto all'ultima pubblicazione della lista faunistica di questa cavità (Morisi, 1991)²⁴.

ABSTRACT

Evolution of the researches on the fauna of the Bossea cave.

After the main historical milestones of the biospeleological studies on the fauna of the cave since the second half of the XIXth Century, the author propose the updated faunistic list of the organisms found in the subterranean system of the Bossea cave.

KEY WORDS: *Piedmont, northwestern Italy, Bossea cave, faunistic list, history of biospeleology.*

RESOCONTO STORICO

Nell'ultimo quarto del XIX secolo e nelle prime decadi del XX, a seguito delle prime visite turistiche ufficiali, la grotta di Bossea è stata al centro di assidue ricerche faunistiche da parte di ricercatori e specialisti.

La prima descrizione formale di una nuova specie per la Grotta di Bossea risale al 1889, ad opera di R. Latzel sul Bollettino del museo civico di Genova¹ e riguarda il diplopede *Polydesmus troglobius* (Latzel, 1889) di cui la grotta è il *locus typicus*, poi trovato durante il secolo successivo in altre cavità del Piemonte meridionale.

In realtà, la prima citazione storica di una specie presente nella Grotta di Bossea risale al 1887 da parte dello stesso Latzel, ancora sul Bollettino del Museo di Genova², e riguarda il chilopode *Lithobius scotophilus* Latzel, 1887, descritto su esemplari raccolti nella Grotta dell'Orso di Ponte di Nava o Caverna del Poggio (118 Pi/CN) e in seguito trovato anche a Bossea.



Polydesmus troglobius (Latzel, 1889)

La successiva descrizione di una nuova entità topotipica di Bossea risale al 1908 sul “Bullettino della Società entomologica italiana”³ da parte di Angela Gozo e riguarda il *Troglohyphantes pedemontanus* (Gozo, 1908) un ragno “troglobio” con notevole specializzazione alla vita sotterranea, descritto come “*Porrhomma pedemontanus*” e che è stato considerato un endemita della sola Grotta di Bossea per tutto il secolo scorso finché lo scrivente ne ha allargato l'areale con il ritrovamento di due nuove stazioni: in un'altra cavità della Valle Corsaglia (Pozzo del Rospo, 3015 Pi/CN)⁴ e nel Pozzo del Villaretto (273 Pi/CN) in Valle Tanaro⁵ esattamente un secolo dopo la descrizione; questi dati ed altri sono stati riassunti in un lavoro comprensivo sugli aracnidi sotterranei delle Alpi nord-occidentali⁶.



Troglohyphantes pedemontanus (Gozo, 1908)

(*) Gruppo speleologico piemontese (G.S.P., Torino) e Gruppo speleologico Alpi Marittime (G.S.A.M., Cuneo); ind. pers.: piazza del Popolo, 2 - 10034 - Chivasso - TO; enrlana@libero.it

(**) Laboratorio carsologico sotterraneo di Bossea

È del 1829 la descrizione, ad opera di Max Beier, dello pseudoscorpione *Pseudoblothrus ellingseni* sub “*Obisium (Blothrus) e.*”⁷; non si tratta in questo caso di un lavoro su esemplari raccolti nello stesso periodo storico, ma di una determinazione di materiale presente presso i Wiener Naturhistorischen Museums di Vienna che ha portato il Beier a identificare come una specie nuova per la scienza un esemplare di aracnide raccolto da un non meglio specificato “Dr. A. Borelli” nella grotta di Bossea e già determinato nel 1905⁸ da Edv. Ellingsen come *O. Torrei* (Simon, 1881)⁹, specie descritta della Grotta di Oliero, presso Bassano del Grappa (VI).



Pseudoblothrus ellingseni (Beier, 1829)

Nel 1948 Alceste Arcangeli ha effettuato un lavoro sugli isopodi terrestri della grotta di Bossea¹⁰ in cui è descritto *Trichoniscus Voltai* (crostaceo isopode cieco e depigmentato); la specie è stata dedicata a R. Volta, allievo dello specialista e suo aiutante sul campo; nello stesso lavoro si tratta ampiamente delle conoscenze intorno al genere *Buddelundiella* di cui la specie *B. zimмери* Verhoeff, 1930, descritta di ambiente endogeo nella zona di Ceva¹¹, è un rappresentante che si trova frequentemente all'interno della grotta in oggetto.



Trichoniscus voltai Arcangeli, 1948

Una decade più tardi venne descritto *Proasellus franciscoloi* (Chappuis, 1955)¹² su reperti raccolti dal ligure Mario Franciscolo nella Grotta dell'Orso di Ponte di Nava; all'inizio della mia frequentazione di Bossea, dopo alcuni anni durante i quali ho ignorato la presenza di questo interessante crostaceo pur sapendo che era citato delle acque sotterranee della grotta, ho infine trovato un'abbondante popolazione di questo Isopode nella parte alta del torrente ipogeo che percorre la cavità¹³; questi crostacei rimangono attaccati, nonostante la corrente, sotto i residui sommersi delle passerelle con cui veniva facilitato in passato l'accesso degli operatori della stazione scientifica alla parte non turistica; questa esperienza mi è in seguito servita per trovare isopodi acquatici del genere *Proasellus* in altre cavità del Piemonte.

A cavallo tra anni '60 e '70 del secolo scorso la stazione scientifica sotterranea di Bossea è stata pazientemente costruita pezzo dopo pezzo, lastra dopo lastra, in una saletta collaterale alla “Sala dell'Orso” denominata “La Sacrestia”; il cuneese Angelo Morisi ha lavorato assiduamente in quel periodo nel laboratorio di Bossea^{14,15,16}, occupandosi principalmente della fauna ipogea grotta e di altre cavità della zona; contemporaneamente sono state condotte ricerche sui Miceti “cavernicoli”, con rigore scientifico degno di nota, da parte dei coniugi Guido e Rosarita Peano¹⁷; di quegli anni è la descrizione¹⁸ della planaria “troglobia” *Atrioplanaria morisii* Benazzi & Gourbault, 1977 della Tana di San Luigi (112 Pi/CN) o “Grotta dello Spelerpes” e poi trovata in rari esemplari anche nelle acque sotterranee di Bossea, dove sono anche presenti due specie di crostacei anfipodi appartenenti al genere *Niphargus* (attualmente in studio da parte del dott. Fabio Stoch di Roma); in quel periodo venne anche descritta una sottospecie endemica di diplopede: *Plectogona sanfilippo bosseae* Strasser, 1975¹⁹, la cui forma tipica era stata descritta un ventennio prima per la Grotta del Caudano²⁰ (121-122 Pi/CN) come *Antroherposoma Sanfilippo* Manfredi, 1956.



Plectogona sanfilippo bosseae Strasser, 1975

I Palpigradi sono aracnidi di piccolissime dimensioni (le forme delle nostre zone hanno corpo di ca. 2 mm di lunghezza) ed aspetto peculiare soprattutto per il particolare flagello caudale munito di verticilli di setole; ad un primo esame sembrerebbe che possiedano 5 paia di zampe, dato che hanno sviluppato capacità ambulatorie anche in un paio di lunghi palpi articolati (da cui il nome).



Eukoenenia strinatii Condé, 1977

Negli anni '70, su iniziativa dello svizzero Pierre Strinati e con l'aiuto di Morisi e Peano, sono state svolte a Bossea ricerche attive di questi aracnidi, culminate con il ritrovamento di un esemplare e la conseguente descrizione di *Eukoenenia strinatii* Condé, 1977²¹, specie che rimane tuttora un endemita della grotta di Bossea; di questo piccolo aracnide era documentato in letteratura il solo *holotypus* ♂ su cui venne descritta la specie e un secondo esemplare citato in modo criptico da Morisi nel suo elenco del 1991²²; ricerche recenti, da noi effettuate nell'ultimo triennio con nuovi criteri di investigazione e una rinnovata conoscenza delle abitudini ecologiche degli aracnidi in oggetto, hanno permesso di portare alla luce decine di esemplari della specie di Bossea ed estendendo poi le indagini ad altre cavità del cuneese sono stati trovati due nuovi *taxa* appartenenti al genere *Eukoenenia*.



Parabathyscia dematteisi Ronchetti & Pavan, 1953

Ricerche sulla fauna ipogea del cuneese sono state condotte attivamente da Angelo Morisi durante tutti gli anni '70 del secolo scorso e contemporaneamente molti esemplari di fauna di altre grotte sono stati allevati nel laboratorio sotterraneo di Bossea; dev'essere accaduto qualche incidente in quel periodo, dato che nel 1993 ed anni seguenti ho rilevato la presenza di *Parabathyscia dematteisi* Ronchetti & Pavan, 1953 in tutta l'estensione della cavità¹³; questo leptodirino fu allevato a Bossea ed alla Grotta dei Dossi (106 Pi/CN) perchè si pensava

che la probabile distruzione del suo *locus typicus* (Grotta di Rossana, 1010 Pi/CN) da parte della cava soprastante avrebbe fatto scomparire anche l'insetto (ragionamento conseguente al concetto "spelocentrico" di fauna sotterranea allora diffuso); come risultato dell'esperimento abbiamo avuto la colonizzazione delle grotte di Bossea e dei Dossi¹³ da parte del prolifico colevide che continua a vivere indisturbato nell'ambiente sotterraneo di Rossana¹³ e di altre decine di località della stessa valle e delle valli limitrofe in cui l'ho trovato nell'ultimo ventennio.

Nel 1982 Peano e Morisi pubblicarono su "Le Grotte d'Italia" un lavoro riassuntivo sull'importanza naturalista della grotta di Bossea²², poi rielaborato dagli stessi autori su "Mondo Ipogeo" nel 1983²³; l'elenco faunistico delle specie trovate nella cavità, pubblicato alla fine della nota, riporta 42 specie; negli atti del Congresso "Ambiente carsico e umano in Val Corsaglia" del 1991, A. Morisi aggiornava tale enumerazione a 50 entità²⁴.

L'ULTIMO VENTENNIO

Nel 1991 ho effettuato la prima visita alla Grotta di Bossea ed al laboratorio in compagnia di Angelo Morisi e Guido Peano; allora ero all'inizio della mia passione biospeleologica ed il fascino della vita "cavernicola" catalizzava la mia atavica passione per i piccoli artropodi.

Decenni di attività sul campo e tentativi di allevamento nel laboratorio sotterraneo di Bossea, venuti meno per via della distanza della cavità dal mio abituale domicilio, mi hanno convinto che la mia "vocazione" era anzitutto faunistica e che mi piaceva osservare e documentare le forme viventi nel loro ambiente naturale.



Troglocheles lanai Zacharda, 2011

Nel 1995 e anni seguenti faticose prospezioni in fondo ai pozzi dell'Abisso Bacardi (873 Pi/CN) mi hanno permesso di trovare sulla superficie calma delle raccolte d'acqua di stillicidio lungo il "Meandro delle Azzorre" (-250 m dall'ingresso) alcuni esemplari di un piccolo acaro con spiccatissimo troglobiomorfismo^{13,33}; nel 1998 ho rinvenuto un aracnide affine anche nella Grotta di Bossea a più di 1 km dall'ingresso¹³ in ambienti simili a quelli del Bacardi;

ritrovamenti analoghi avvenuti nel 2003 e anni seguenti nella neo-esplorata grotta “Baron Litron” (1214 Pi/CN) hanno permesso di focalizzare la questione con l’invio di esemplari allo specialista di acari *Rhagidiidae* Miloslav Zacharda (Repubblica Ceca) e come risultato è stato descritto *Troglocheles lanai* Zacharda, 2011²⁵, che è risultato essere la specie che colonizza anche l’Abisso Bacardi e la Grotta di Bossea in ambienti fortemente oligotrofici.

Ricerche attive “classiche” in ambiente ipogeo sia a Bossea che in altre cavità del Piemonte, riassunte in numerosi contributi²⁶⁻⁴⁵, mi hanno permesso sia di aggiornare la lista faunistica della grotta in oggetto che di trovare nuove stazioni di specie considerate endemiche della Valle Corsaglia.

Ma la “svolta” si è avuta negli ultimi 5 anni nei quali l’esperienza sul campo è stata supportata dalla documentazione bibliografica e si è operata una mutazione della mentalità di ricerca: il concetto di “fauna cavernicola”, esclusiva delle grotte, è stato gradualmente sostituito da quello di “fauna sotterranea” che considera le cavità ipogee a misura d’uomo solo come uno dei possibili ambienti in cui si possono trovare gli organismi ipogei che hanno invece come *habitat* elettivo l’immenso reticolo di fessure di dimensioni millimetriche che permea la roccia madre⁴⁶; l’Ambiente Sotterraneo Superficiale o M.S.S. (*Milieu souterrain superficiel*) degli autori francesi, possiede un insieme di fattori ecologici chimico-fisici, trofici e biologici che lo rendono adatto alla vita della fauna sotterranea come (e talvolta più) delle grotte; ritengo che sia più significativo parlare di “**fauna di un sistema sotterraneo**” che non di fauna di una grotta in particolare; questo sistema può essere carsico o meno (con cavità tettoniche, tubi di lava in roccia di origine vulcanica, sotterranei militari e civili in roccia metamorfica, ecc.) e al limite potrebbe non presentare cavità ipogee (naturali o artificiali) accessibili all’uomo⁴⁶.



Raymondionymus sanfilippoii Osella & Giusto, 1983

Alla luce di questa rinnovata conoscenza le ricerche recenti, da me svolte nelle sale interne della grotta di Bossea prossime alla superficie epigea e in M.S.S. presso gli sbocchi esterni, hanno permesso di trovare resti e un esemplare vivente del raro curculionide *Raymondionymus sanfilippoii* Osella & Giusto, 1983³⁵ (determinato dal dott. Massimo Meregalli di Torino), aracnidi “troglofilo” mai citati prima: *Pimoa rupicola* (Simon, 1884), *Holoscotolemon oreophilum* Martens, 1978, *Roncus* sp. e una ulteriore nuova specie di acaro ragidide (*Traegardhia* sp.)³⁵ in descrizione da parte del dott. Miloslav Zacharda di Praga; un nuovo coleottero pselafide “troglobio”

(*Tychobythinus* sp.), che ho trovato a Bossea nel 2009³⁵ e poi anche nella Grotta di Rossana (2012-2013) è in corso di descrizione da parte del dott. Roberto Poggi di Genova; altre specie di pselafidi, più comuni (ma non meno interessanti), sono state trovate nell’ambiente sotterraneo superficiale di Bossea, come ad esempio *Bryaxis picteti picteti* (Tournier, 1859) e *Pselaphostomus stussineri stussineri* (Saulcy, 1881); infine, nel 2012, ho rinvenuto a Bossea una nuova specie di coleottero colevide leptodirino (*Bathysciola* sp.)³⁵ che è in descrizione da parte del dott. Pier Mauro Giachino di San Martino Canavese (Torino).



Pselaphostomus stussineri stussineri (Saulcy, 1881)

ELENCO FAUNISTICO

L’elenco delle specie rinvenute nella Grotta di Bossea e nell’ambiente sotterraneo limitrofo ammonta oggi (giugno 2013, TAB. 1) a 87 specie (37 aggiunte nell’ultimo ventennio rispetto all’elenco di Morisi del 1991²⁴, di cui 4 nuove per la scienza); 5 entità dell’elenco globale sono endemiti di Bossea, una di Bossea e di Rossana ed una specie è alloctona (*Parabathyscia dematteisi* Ronchetti & Pavan, 1953) importata antropicamente dalla Grotta delle Fornaci di Rossana negli anni ’70¹³.

Tabella 1 – Elenco faunistico delle specie presenti nel sistema sotterraneo della Grotta di Bossea

1	Eliozoi	<i>Achantocystis</i> sp. §
2	Rotiferi	specie da determinare §
3	Nematodi	specie da determinare §
4	Platelminti	<i>Atrioplanaria morisii</i> Benazzi & Gourbault, 1977§
5	Anellidi	<i>Lumbricus terrestris</i> Linnaeus, 1758 §
6		<i>Dendrobaena rubida</i> (Savigny, 1826) §
7	Gasteropodi	<i>Oxychilus draparnaudi</i> (Beck, 1837) #
8		<i>Oxychilus glaber</i> (Rossmässler, 1835) §
9		<i>Helicigona cingulata</i> Studer, 1820 §
10		<i>Cochlostoma</i> cf. <i>subalpinum</i> #
11		<i>Pseudavenionia pedemontana</i> Bodon & Giusti, 1982 §
12	Cyclopoidi	specie da determinare §

13	Isopodi	<i>Trichoniscus voltai</i> Arcangeli, 1948 §	65		Phoridae gen. sp. #
14		<i>Buddelundiella zimmeri</i> Verhoeff, 1930 §	66		<i>Speolepta leptogaster</i> Winnertz, 1863 §
15		<i>Porcellio</i> sp. §	67	Coleotteri	<i>Agathidium</i> sp. #
16		<i>Proasellus franciscocoli</i> (Chappuis, 1955) §	68		<i>Bathysciola</i> n. sp. #*
17		Isopoda indet. (specie mirmecofila) §	69		<i>Bryaxis picteti picteti</i> (Tournier, 1859) #
18	Anfipodi	<i>Niphargus</i> (gr. <i>stygius</i>) §	70		<i>Pselaphostomus stussineri stussineri</i> (Saulcy, 1881) #
19		<i>Niphargus</i> sp.* §			<i>Tychobythinus</i> n. sp. #**
20	Pauropodi	<i>Stylopauropus pedunculatus</i> (Lubbock 1867) #	71		<i>Leptusa</i> sp. #
21	Diplopodi	<i>Callipus foetidissimus</i> (Savi, 1819) #	72		<i>Otiorhynchus</i> sp. #
22		<i>Glomeris</i> sp. #	73		<i>Quedius mesomelinus</i> (Marshall, 1802) §
23		<i>Plectogona sanfilippoi bosseae</i> Strasser, 1975 §*	74		<i>Raymondionymus sanfilippoi</i> (Osella & Giusto, 1973) #
24		<i>Polydesmus</i> sp. #	75		
25		<i>Polydesmus troglobius</i> Latzel, 1889 §	76		<i>Sphodropsis ghilianii</i> Schaum, 1858 §
26	Chilopodi	<i>Lithobius scotophilus</i> Latzel, 1887 §	77		<i>Laemostenus (Actenipus) obtusus</i> (Chaudoir, 1861) §
27		<i>Eupolybothrus fasciatus</i> (Newport, 1845) §	78		<i>Parabathyscia dematteisi</i> Ronchetti & Pavan, 1953 #***
28	Scorpioni	<i>Euscorpius carpathicus</i> (Linnaeus, 1767) #	79		<i>Trechus</i> sp. #
29	Pseudoscorpioni	<i>Chthonius</i> sp. #	80	Imenotteri	<i>Ponera</i> sp. #
30		<i>Pseudoblothrus ellingseni</i> Beier, 1929 §	81	Ortotteri	<i>Dolichopoda ligustica</i> Baccetti & Capra, 1958 §
31		<i>Roncus</i> sp. #			<i>Petaloptila</i> cf. <i>andreinii</i> Capra, 1937 #
32	Palpigradi	<i>Eukoenua strinatii</i> Condé, 1977 §*	82		<i>Speleomantes strinatii</i> (Aellen, 1958) §
33	Ragni	<i>Harpactea hombergi</i> (Scopoli, 1763) #	83	Anfibi	
34		<i>Leptoneta crypticola</i> Simon, 1907 #	84	Mammiferi	<i>Rhinolophus ferrumequinum</i> (Schreber, 1774) §
35		<i>Malthonica silvestris</i> (C. L. Koch, 1872) §			<i>Myotis</i> sp. §
36		<i>Meta menardi</i> (Latreille, 1804) §	85		<i>Myoxus glis</i> (Linnaeus, 1766) §
37		<i>Nesticus eremita</i> Simon, 1879 §	86		<i>Apodemus sylvaticus</i> (Linnaeus, 1758) §
38		<i>Pimonia rupicola</i> (Simon, 1884) #	87		
39		<i>Troglohyphantes pedemontanus</i> (Gozo, 1908) §			
40	Acari	<i>Ixodes vespertilionis</i> Koch, 1844 §	50	§	specie presenti nell'elenco di A. Morisi (1991) ²⁴
41		Parasitidae, Pergamasinae gen. sp. #	37	#	specie accertate nell'ultimo ventennio (di cui quattro nuove per la scienza)
42		<i>Poecilophysys pratensis</i> (C.L.Koch, 1835) §			
43		<i>Traegardhia</i> n. sp. #*	5	*	entità endemiche
44		<i>Troglocheles lanai</i> Zacharda, 2011 #	1	**	endemita dei sistemi sotterranei di Bossea e di Rossana
45	Opilioni	Phalangidae Leiobuninae gen. sp. §	1	***	specie alloctona importata antropicamente dalla Grotta delle Fornaci di Rossana (anni '70)
46		<i>Holoscotolemon oreophilum</i> Martens 1978 #			
47	Collemboli	<i>Pseudosinella alpina</i> Gisin & Gama, 1970 §			
48		<i>Orchesella</i> sp. §			
49		Onychiuridae gen. sp. 1 #			
50		Onychiuridae gen. sp. 2 #			
51		Arrhopalitidae gen. sp. #			
52	Dipluri	<i>Metajapyx</i> sp. #			
53		<i>Campodea</i> sp. #			
54	Tisanuri	<i>Machilis</i> sp. §			
55	Tricotteri	<i>Allogamus auricollis</i> (Pictet, 1834) §			
56		<i>Allogamus</i> sp. §			
57		<i>Stenophylax permistus</i> McLachlan, 1895 §			
58		<i>Potamophylax</i> cf. <i>latipennis</i> §			
59	Lepidotteri	<i>Triphosa sabaudiata</i> (Duponchel, 1830) §			
60		<i>Triphosa dubitata</i> (Linnaeus, 1758) §			
61		<i>Scoliopterix libatrix</i> (Linnaeus, 1758) §			
62		Tineidae gen. sp. §			
63	Ditteri	<i>Culex pipiens</i> Linné, 1758 §			
64		<i>Limonia nubeculosa</i> Meigen, 1804 §			

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI CITATI NEL TESTO:

- ¹LATZEL R., 1889 - *Sopra alcuni Miriapodi cavernicoli italiani, raccolti dai Sign. A. Vacca e R. Barbieri*. Annali del Museo civico di Storia naturale di Genova, ser. 2, v. 7 (1889): 360-362.
- ²LATZEL R., 1887 - *Appendice*, In: „GESTRO R., 1887 - *Gli Anoptalmus trovati finora in Liguria*”. Annali del Museo civico di Storia naturale di Genova, ser. 2, v. 5 (1887-1888): 507-508.
- ³GOZO A., 1908 - *Gli aracnidi di caverne italiane*. Bollettino della Società entomologica italiana, Firenze, 38 (1-2): 109-139.
- ⁴LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2007 - *Attività biospeleologica 2006-2007*. “Grotte”, Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 148: 40-46.

- ⁵LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2009 - *Attività biospeleologica 2008-2009*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 152: 42-53.
- ⁶ISAIA M., PASCHETTA M., LANA E., PANTINI P., SCHÖNHOFER A. L., CHRISTIAN E., BADINO G., 2011 - *Aracnidi sotterranei delle Alpi Occidentali italiane. (Arachnida: araneae, opiliones, palpigradi, pseudoscorpiones). Subterranean Arachnids of the Western Italian Alps (Arachnida: Araneae, Opiliones, Palpigradi, Pseudoscorpiones)*. Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino, Monografie XLVII, 325 pp.
- ⁷BEIER M., 1929 - *Die Pseudoskorpione des Wiener Naturhistorischen Museums. II. Panctenodactyli*. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 43: 341-367.
- ⁸ELLINGSEN E., 1905 - *Pseudoscorpions from Italy and Southern France conserved in the R. Museo Zoologico in Torino*. Bollettino dei Musei di Zoologia ed Anatomia comparata della R. Università di Torino, 20 (503): 1-13.
- ⁹SIMON E., 1881 - *Descriptions de deux nouvelles espèces d'Obisium anophthalmes du sous-genre Blothrus*. Annali del Museo civico di Storia naturale di Genova, ser. 1, v. 16 (1880-1881): 298-302.
- ¹⁰ARCANGELI A., 1948 - *Crostacei Isopodi terrestri della Grotta di Bossea (Mondovi)*. Bollettino Museo di Zoologia dell'Università, Torino, 1 (1943-48): 23-28.
- ¹¹VERHOEFF K. W., 1930 - *Ueber einige neue norditalienische Isopoden und einen neuen Typus der Volution. 43. Isopoden-Aufsatz*. Zool. Anz. Bd. 89, 1930: 162-177.
- ¹²CHAPPUIS P.A., 1955 - *Remarques générales sur le genre Asellus et description de quatre espèces nouvelles*. Notes biospéologiques, 10: 163-182.
- ¹³LANA E., 2001 - *Biospeleologia del Piemonte. Atlante fotografico sistematico*. Ass. Gr. Spel. Piem., Reg. Piemonte, Ed. "La Grafica Nuova", Torino: V+264 pp.
- ¹⁴MORISI A., 1969 - *Il laboratorio sotterraneo di Bossea - Primi risultati*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 5: 35-38.
- ¹⁵MORISI A., 1970 - *Rendiconto biospeleologico per il 1970*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 6: 56-60.
- ¹⁶MORISI A., 1973 - *Relazione biospeleologica 1973*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 9: 60-62.
- ¹⁷PEANO G., 1970 - *Ricerca sui Miceti cavernicoli*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 6: 61-66.
- ¹⁸BENAZZI M., GOURBAULT N., 1977 - *Atrioplanaria morisii n. sp., a new cave planarian from Italy*. Boll. Zool., 44: 327-335.
- ¹⁹STRASSER K., 1975 - *Zur Systematik und Verbreitung der Gattungen Crossosoma, Antroherposoma und Antroverhoeffia (Diplopoda-Ascospemphora)*. Bollettino del Museo civico di Storia naturale di Verona, II: 167-192.
- ²⁰MANFREDI P., 1956 - *Miriapodi cavernicoli del Marocco, della Sardegna e del Piemonte*. Atti della Società italiana di Scienze naturali e del Museo civico di Scienze naturali, Milano, 95 (3-4):197-222.
- ²¹CONDÉ B., 1977 - *Nouveaux Palpigrades du Muséum de Genève*. Revue suisse de Zoologie, Société suisse de Zoologie et du Muséum d'Histoire naturelle de Genève, 84 (3): 665-674.
- ²²PEANO G., MORISI A., 1982 - *Importanza naturalistica e valorizzazione scientifica della Grotta di Bossea*. "Le Grotte d'Italia", Castellana Grotte, (4) X (1981): 317-336.
- ²³MORISI A., PEANO G., 1983 - *Importanza biologica della grotta di Bossea*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 10: 81-87.
- ²⁴MORISI A., 1991 - *La grotta di Bossea (108 Pi/CN): cent'anni di biospeleologia*. Atti del Convegno "Ambiente carsico e umano in Val Corsaglia" (Bossea, 14-15/09/1991), C.A.I., Comitato Scientifico Ligure-Piemontese-Valdostano: 65-90.
- ²⁵ZACHARDA M., ISAIA M. & PIVA E., 2011 - *New troglotic species of the genus Troglolcheles (Acari: Prostigmata: Rhagidiidae) from caves in the northern Italy and Austria, with a key to adult species of the genus*. Journal of Natural History, 45: 11, 641-666.
- ²⁶CASALE A., GIACHINO P. M., 1994 - *Attività biospeleologica 1994*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 116: 36-39.
- ²⁷CASALE A., GIACHINO P. M., 1996 - *Attività biospeleologica 1995*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 120: 54-57.
- ²⁸CASALE A., GIACHINO P. M., 1997 - *Attività biospeleologica 1996*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 123: 48-50.
- ²⁹CASALE A., GIACHINO P. M., 1998 - *Attività biospeleologica 1997*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 126: 38-40.
- ³⁰CASALE A., GIACHINO P. M., LANA E., 1999 - *Attività biospeleologica anno 1998*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 129: 38-40.
- ³¹CASALE A., GIACHINO P. M., LANA E., 2000 - *Relazione biospeleologica 1999*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 132: 38-44.
- ³²LANA E., 2000 - *Anno 1999: Relazione biospeleologica preliminare*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 15: 110-119.
- ³³LANA E., 2002 - *L'acaro degli abissi*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 138: 56-58.
- ³⁴LANA E., 2005 - *Relazione biospeleologica 2000-2005*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 16: 169-197.
- ³⁵LANA E., 2013 - *Relazione biospeleologica 2006-2012*. "Mondo Ipogeo", Bollettino del Gruppo Speleologico Alpi Marittime, Cuneo, 17: 141-156.
- ³⁶LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2002 - *Relazione biospeleologica 2001*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 137:35-40.
- ³⁷LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2003 - *Attività biospeleologica 2002*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 139:14-21.
- ³⁸LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., 2004 - *Attività biospeleologica 2003*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 142: 36-41.
- ³⁹LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2006 - *Attività biospeleologica anni 2004-2005*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 145: 38-47.

- ⁴⁰LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2007 - *Attività biospeleologica 2006-2007*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 148: 40-46.
- ⁴¹LANA E., CASALE A., GIACHINO P.M., 2008 - *Dodici anni di ricerche biospeleologiche nelle Alpi Occidentali: risultati e prospettive*. Atti del XX Congresso Nazionale di Speleologia, Iglesias 27-30 aprile 2007 - Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, vol. XXI, 2008 : 72-82.
- ⁴²LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2009 - *Attività biospeleologica 2008-2009*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 152: 42-53.
- ⁴³LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2010 - *Attività biospeleologica 2010*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 154: 47-63.
- ⁴⁴LANA E., CASALE A., GIACHINO P. M., GRAFITTI G., 2011 - *Attività biospeleologica 2011*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 156: 59-71.
- ⁴⁵LANA E., GIACHINO P. M., CASALE A., 2001 - *Attività biospeleologica 2000*. "Grotte", Bollettino del Gruppo Speleologico Piemontese, GSP CAI-UGET, 135:50-54.
- ⁴⁶GIACHINO P.M., VAILATI D., 2010 - *L'ambiente sotterraneo. The Subterranean Environment. Hypogean life, concepts and collecting techniques*. WBA Handbooks, 3, Verona: 132 pp.

Radioattività nei campioni di roccia della parte inferiore della Grotta di Bossea

M. BARSANTI (*), I. DELBONO (*), A. SCHIRONE (*), R. DELFANTI (*), G. PEANO (**), A.A.CIGNA (***),
B. VIGNA (****)

RIASSUNTO

In questo lavoro, si presentano i risultati delle analisi condotte tramite spettrometria Gamma su campioni di roccia prelevati da geologi del Politecnico di Torino nel dicembre 2008 nella parte inferiore della Grotta di Bossea.

^{238}U , ^{232}Th ed il ^{40}K hanno concentrazioni minime nei campioni prelevati presso il Lago di Ernestina e Sala Garelli (Bossea 7 e 9), imputabili alla litologia dei campioni, calcari e quarziti rispettivamente. In termini radiometrici è possibile discriminare gli alti valori dei campioni prelevati nella zona della Grotta topograficamente più bassa, da Bossea 1 a 6, costituiti essenzialmente da meta vulcaniti (porfiroidi), da quelli della zona più elevata, da Bossea 7 a 9, che sono rispettivamente calcari e quarziti. Il campione Bossea 8, che è uno scisto porfirico, presenta valori intermedi a questi due gruppi.

Pur essendo entrambi elementi litofili a largo raggio ionico, ^{238}U e ^{232}Th non mostrano un rapporto costante nei campioni esaminati. In ambiente carsico con un'importante presenza di acqua, come nella Grotta in esame, ci può essere un differente comportamento dei due radionuclidi derivanti da processi geochimici.

In alcuni campioni di roccia, si riscontra un lieve disequilibrio tra ^{238}U e ^{210}Pb : laddove tale disequilibrio è caratterizzato da un impoverimento del ^{210}Pb (Bossea 4), si individua una fonte di ^{222}Rn , unico discendente allo stato gassoso di ^{238}U . Al contrario si osserva un arricchimento di ^{210}Pb sul campione Bossea 7, dove il ^{222}Rn proviene probabilmente dai porfiroidi di contatto al calcare e dalle acque saturate di ^{222}Rn che alimentano il Lago di Ernestina.

KEY WORDS: *Grotta di Bossea, radioisotopi, ^{222}Rn .*

INTRODUZIONE

La Grotta di Bossea costituisce il settore terminale di un complesso sistema carsico che si estende sulla sinistra idrografica del torrente Corsaglia, dall'abitato di Bossea fin oltre lo spartiacque con la valle Maudagna, raggiungendo la Conca di Prato Nevoso. Si tratta di un vasto acquifero carsico drenante un bacino imbrifero esterno di almeno 6 km² di area. La cavità è percorsa da un torrente di rilevante portata costituente il collettore principale del sistema, che ha ormai ricevuto, in questa zona, tutti i principali apporti idrici provenienti da punti diversi del massiccio (Agnesod et al., 2003).

Tale sistema carsico si sviluppa entro i litotipi appartenenti alla serie del Brianzonese-Ligure; questa formazione geologica è costituita da una roccia metamorfica basale a grana fine (o con grossi fenocristalli di k-feldspato) meta-vulcaniti, quarziti, conglomerati, e carbonati (Peano et al., 2011).

L'isotopo 222 del gas Radon (^{222}Rn), a causa del suo elevato peso specifico, tende ad accumularsi in luoghi chiusi e poco areati, come in sotterranei o grotte; tuttavia, a causa della sua vita media relativamente breve (3.8 giorni) per dare luogo a concentrazioni significative è necessario un continuo ingresso di nuovo gas nel sistema per garantirne l'equilibrio compensando la frazione decaduta. Nel caso particolare delle cavità naturali, questo input può avvenire secondo diverse modalità, in particolare risalendo da strati più profondi sfruttando linee di frattura nella massa rocciosa, oppure per diffusione-emanazione dalle rocce incassanti (Moretti et al., 2003).

Nella Grotta di Bossea, la prima campagna di misura di concentrazioni di Radon in atmosfera e nelle acque fu compiuta nel 1994-1995, tramite una collaborazione fra la Stazione Scientifica del CAI di Cuneo e la Sezione Radiazioni dell'ARPA Valle D'Aosta. La ricerca riguardò 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. In sintesi, si osservò che le concentrazioni di ^{222}Rn in atmosfera erano relativamente omogenee, con valori più elevati nella parte centrale della Grotta. Una seconda campagna di misura di ^{222}Rn atmosferico fu svolta, in continuo dall'agosto 1996 al maggio 1997, evidenziando che l'andamento del ^{222}Rn in aria è segnato da aumenti di grande entità, e relativamente rapidi, in correlazione con gli eventi di piena idrografica. La stretta correlazione fra gli eventi di piena del torrente e gli alti incrementi della concentrazione atmosferica del radon nella cavità è prevalentemente legata alla mobilizzazione 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

(*) ENEA, Centro Ricerche Ambiente Marino, La Spezia.

(**) Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea.

(***) SSI - UIS - ISCA.

(****) DIATI Politecnico di Torino.

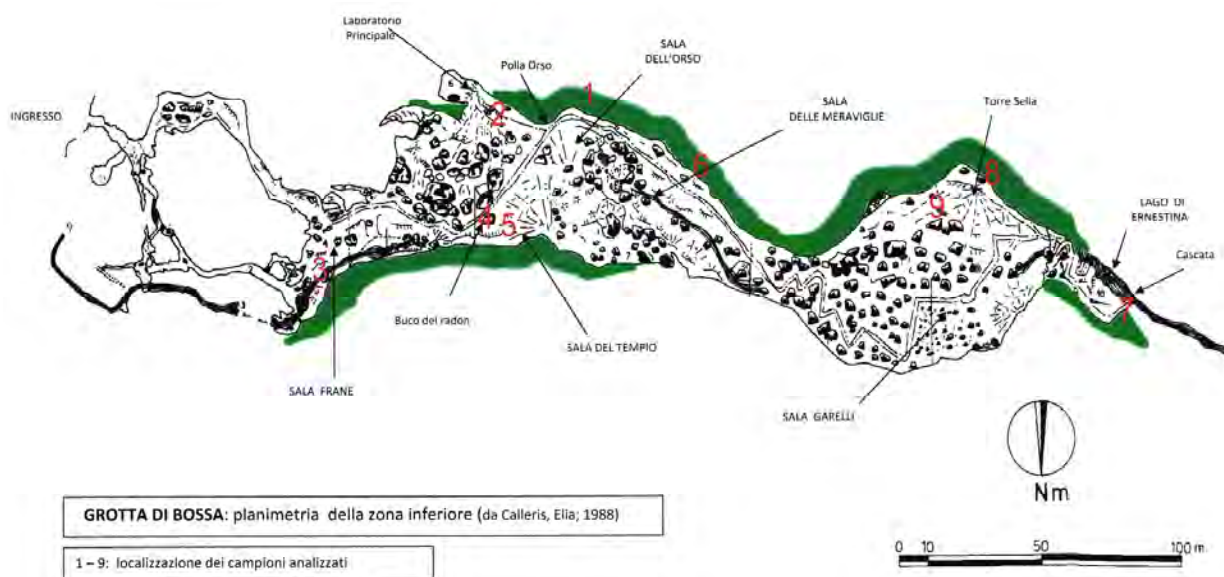


Fig. 1 – Localizzazione all'interno della Grotta di Bossea dei campioni analizzati.

Sigla campione	Litologia	Localizzazione
Bossea 1	Porfiroidi molto laminati	Immediatamente sovrastante la Polla dell'Orso
Bossea 2	Porfiroidi cataclastici	Sottostante il laboratorio principale
Bossea 3	Porfiroidi fratturati	Parete Nord della Sala Frane
Bossea 4	Porfiroidi cataclastici	Sala del Tempio
Bossea 5	Livello di Quarzo nei porfiroidi	Sala del Tempio
Bossea 6	Porfiroidi alterati	Sala delle Meraviglie
Bossea 7	Calcarei presso il contatto con porfiroidi	Sovrastante il Lago di Ernestina
Bossea 8	Scisti porfirici	Lago di Ernestina
Bossea 9	Quarziti sottostanti i porfiroidi	Sala Garelli

Grotta (Agnesod et al., 2003). Negli anni seguenti è stata condotta una nuova campagna di misura (2004-2006), al fine di approfondire ulteriormente la conoscenza dei processi dinamici che regolano la concentrazione del radon nella cavità (Peano et al., 2005).

Il presente lavoro si pone l'obiettivo di caratterizzare i tenori di radioattività ambientale di alcuni campioni di roccia prelevati nella parte inferiore della Grotta di Bossea, per caratterizzare le fonti di radon.

Le analisi radiometriche con spettrometria Gamma si sono svolte presso i laboratori del Centro ENEA CRAM S.Teresa (La Spezia). Le attività dei radionuclidi sono state misurate in campioni di roccia, preventivamente macinati, con una geometria standard di 20g. I campioni sono stati quindi sigillati e lasciati chiusi per almeno 22 giorni, al fine di garantire il raggiungimento dell'equilibrio secolare tra il ^{222}Rn e ^{226}Ra .

Per le analisi radiometriche sono stati utilizzati tre rivelatori di spettrometria Gamma di Germanio iperpuro con finestra di fibra di carbonio e con un'efficienza relativa del 30-60% e una risoluzione nominale che varia da 1.9 a 2.5 keV a 1.33 MeV per il picco del ^{60}Co . Per i radionuclidi ^{210}Pb , ^{234}Th , ^{214}Pb e ^{214}Bi ciascun rivelatore viene periodicamente calibrato con lo standard di riferimento DL1a (CANMET; CANada Centre for Mineral and Energy Technology); i radionuclidi ^{212}Pb , ^{208}Tl ,

^{228}Ac sono stati calibrati con lo standard di riferimento IAEA-RGTh-1 (IAEA; Agenzia Internazionale dell'Energia Atomica); infine per il ^{40}K la calibrazione è stata effettuata utilizzando lo standard IAEA-385. L'accuratezza delle misure viene verificata tramite periodici controlli di qualità utilizzando standard di riferimento quali IAEA-CU-2006-03, IAEA-300 e IAEA-315. Il segnale di background viene controllato mensilmente.

Ogni campione è stato contato mediamente per $2-3 \times 10^5$ s. Lo spettro Gamma ottenuto è stato analizzato per i radionuclidi della serie del ^{238}U : ^{210}Pb (47 keV), ^{234}Th (63 keV), ^{214}Pb (352 keV), ^{214}Bi (609 keV); e della serie del ^{232}Th : ^{208}Tl (583 keV), ^{212}Pb (239 keV), ^{228}Ac (911 keV). E' stata inoltre misurata l'attività il ^{40}K (1461 keV).

Per il ^{210}Pb che emette radiazioni gamma a bassa energia (47 keV), la misura finale viene corretta per l'autoassorbimento del campione stesso secondo il metodo di Cutshall et al. (1983).

Il ^{226}Ra , che si ritiene all'equilibrio con ^{222}Rn , viene stimato dalla media delle attività di ^{214}Pb e di ^{214}Bi .

RISULTATI E DISCUSSIONE

i risultati ottenuti (Tab. 1) indicano che, in prima approssimazione, i radionuclidi di ciascuna serie sono in

Tabella 1 – Risultati in Bq kg⁻¹ delle attività dei radionuclidi analizzati.

Campione	²³⁸ U				²³² Th			⁴⁰ K
	²¹⁰ Pb	²³⁴ Th	²¹⁴ Pb	²¹⁴ Bi	²¹² Pb	²⁰⁸ Tl	²²⁸ Ac	
BOSSEA 1	38 ± 5	42 ± 5	47 ± 1	46 ± 2	76 ± 1	27 ± 1	78 ± 4	2130 ± 122
BOSSEA 2	34 ± 4	44 ± 3	41 ± 1	39 ± 1	78 ± 1	27 ± 1	80 ± 2	1976 ± 42
BOSSEA 3	58 ± 7	54 ± 7	55 ± 1	54 ± 2	75 ± 1	25 ± 1	73 ± 4	1873 ± 30
BOSSEA 4	35 ± 5	46 ± 6	47 ± 2	46 ± 2	100 ± 1	35 ± 1	101 ± 4	1803 ± 104
BOSSEA 5	59 ± 4	64 ± 6	64 ± 2	62 ± 2	64 ± 1	24 ± 1	61 ± 2	1061 ± 25
BOSSEA 6	43 ± 4	44 ± 5	43 ± 1	41 ± 1	98 ± 1	33 ± 1	103 ± 2	2060 ± 32
BOSSEA 7	34 ± 3	28 ± 3	27 ± 1	27 ± 1	21 ± 0	8 ± 1	25 ± 3	622 ± 37
BOSSEA 8	34 ± 3	47 ± 3	39 ± 1	39 ± 1	55 ± 1	19 ± 1	53 ± 2	1624 ± 35
BOSSEA 9	21 ± 4	19 ± 3	16 ± 1	17 ± 1	21 ± 1	7 ± 0	22 ± 1	583 ± 12

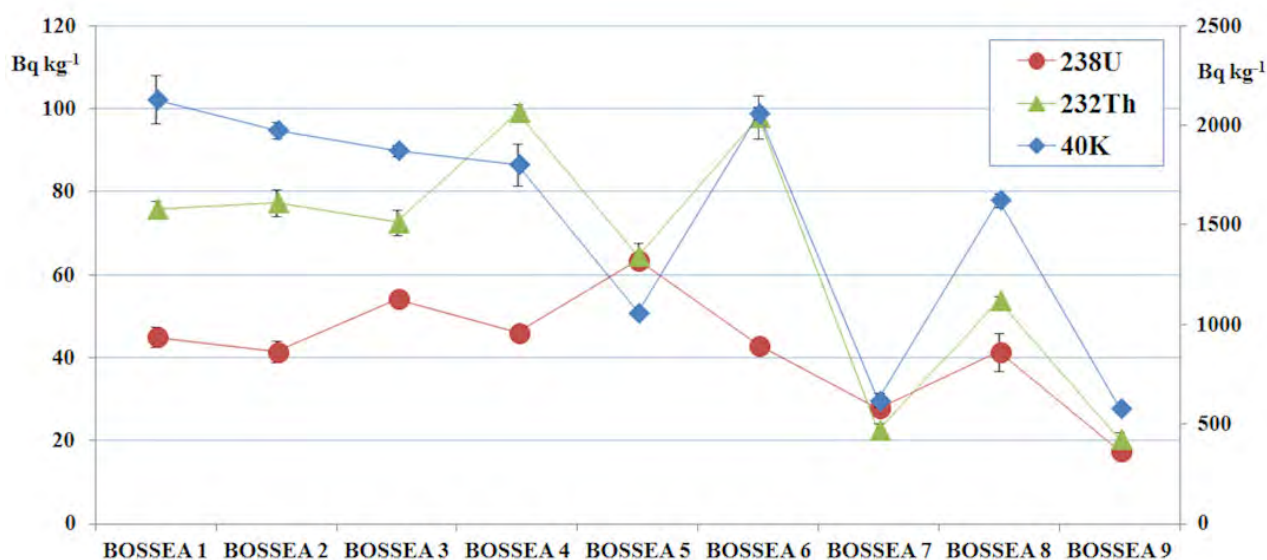


Fig. 2 – Andamento della serie di ²³⁸U, ²³²Th e ⁴⁰K per i campioni analizzati. I valori delle attività di ²³⁸U sono ottenuti dal valore medio di ²³⁴Th, ²¹⁴Pb e ²¹⁴Bi mentre per il ²³²Th le attività sono state ottenute dal valore medio di ²¹²Pb, ²⁰⁸Tl e ²²⁸Ac. L'asse verticale a destra indica l'attività del ⁴⁰K.

equilibrio secolare e le loro attività sono uguali, nel range dell'errore di misura. un'analisi statistica dei dati però individua in alcuni campioni un leggero disequilibrio del ²¹⁰Pb per la serie di ²³⁸U; tale aspetto sarà esaminato nella discussione. per questo motivo, i valori delle attività di ²³⁸U (fig. 2) sono calcolati con la media di ²³⁴Th, ²¹⁴Pb e ²¹⁴Bi escludendo il ²¹⁰Pb.

L'andamento di ²³⁸U si presenta pressoché costante per i campioni Bossea 1, 2, 4, 6 e 8 (42 ± 2 Bq kg⁻¹), mentre si osserva un massimo per il campione Bossea 5 (62 ± 2 Bq kg⁻¹) e due minimi relativi per i campioni Bossea 7 e 9, rispettivamente 30 ± 4 e 18 ± 2 Bq kg⁻¹.

La serie del ²³²Th presenta valori mediamente più alti di ²³⁸U ed un andamento sensibilmente più irregolare. I valori minimi di ²³²Th coincidono con quelli di ²³⁸U, Bossea 7 e 9 con valori rispettivamente pari a 22 ± 2 e 20 ± 2 Bq kg⁻¹, mentre si

osservano due valori massimi, in discordanza con l'andamento del ²³⁸U, per i campioni Bossea 4 e 6 (99 ± 2 e 98 ± 5 Bq kg⁻¹ rispettivamente).

La concentrazione di ⁴⁰K è relativamente costante per i campioni da Bossea 1 a 4 (1945 ± 142 Bq kg⁻¹); per i restanti campioni presenta un andamento che segue molto bene quello del ²³²Th.

Gli aspetti comuni di queste tre distribuzioni sono i minimi per i campioni Bossea 7 e 9 situati presso il Lago di Ernestina e Sala Garelli, imputabili alla litologia, calcari e quarziti, rispettivamente, la cui composizione mineralogica è notoriamente priva di elementi igromagnetofili quali U e Th. In termini ancora più generali è possibile discriminare gli alti valori della zona della Grotta topograficamente più bassa, da Bossea 1 a 6, costituiti essenzialmente da meta vulcaniti (porfiroidi), dai campioni della zona più elevata, da Bossea 7 a

9, che sono rispettivamente calcari e quarziti. Il campione Bossea 8, che è uno scisto porfirico, presenta valori intermedi a questi due gruppi.

Analizzando la relazione tra ^{238}U e ^{232}Th nei campioni, non si osserva una buona proporzionalità tra questi due isotopi. U e Th hanno un comportamento geochimico simile durante la cristallizzazione magmatica, essendo elementi litofili a largo raggio ionico (LILE), per cui dovrebbe esserci tra loro una buona co-varianza. La figura 3 mostra l'andamento di ^{238}U e ^{232}Th nei campioni mettendo in evidenza la bassa correlazione tra questi due radionuclidi.

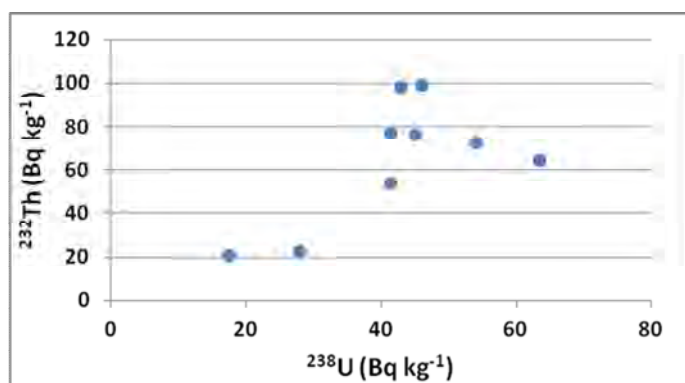


Fig. 3 – Relazione tra ^{238}U e ^{232}Th nei campioni che mostra la bassa correlazione tra questi due radionuclidi.

Le cause di questo diverso comportamento di U e Th non sono facilmente individuabili. Questo aspetto mette in evidenza però che questi porfiroidi hanno subito processi fisici, quali eventi metamorfici, che non hanno chiuso il “sistema roccia”, creando un diverso comportamento tra questi due elementi. Ma in ambiente carsico con un'importante presenza di acqua, come nella Grotta in esame, possono essere determinanti i processi geochimici. Infatti, al contrario del torio, che è praticamente insolubile in condizioni naturali, la solubilità dell'uranio è condizionata dal potenziale redox delle acque ipogee. Qualora infatti esso non sia fissato in forma stabile assieme al torio e ad altre terre rare (REE) a formare fasi minerali pesanti, può facilmente passare in soluzione acquosa come ione uranile (UO_2^{2+}) e quindi essere preso in carico dalle acque (Moretti et al., 2003).

Tabella 2 – Significatività della differenza in percentuale tra ^{238}U e ^{210}Pb .

	$^{238}\text{U} - ^{210}\text{Pb}$ (Bq kg^{-1})	Err +/-	Significatività della differenza (%)
BOSSEA 1	7	5.4	84
BOSSEA 2	7	4.4	89
BOSSEA 3	-4	6.6	41
BOSSEA 4	11	7.0	89
BOSSEA 5	4	4.4	65
BOSSEA 6	0	4.3	4
BOSSEA 7	-7	3.1	96
BOSSEA 8	7	5.5	83
BOSSEA 9	-4	3.7	66

Come accennato nei risultati, alcuni campioni di roccia presentano un lieve disequilibrio tra il capostipite della serie ^{238}U e un suo discendente, il ^{210}Pb . La Tabella 2 riporta la differenza di attività tra ^{238}U e ^{210}Pb ed il suo errore assoluto: assumendo ^{238}U costante, un valore positivo indica un impoverimento di ^{210}Pb mentre un valore negativo è indice di un arricchimento di ^{210}Pb . Infine, ancora in Tabella 2, si riporta in termini statistici il livello di Significatività della differenza espresso in percentuale.

Come precedentemente accennato, cinque campioni presentano un disequilibrio tra ^{238}U e ^{210}Pb al limite della significatività (> 80%) osservabile in Tab. 2. In particolare, quattro di questi campioni (Bossea 1, 2, 4 e 8) indicano un deficit del ^{210}Pb rispetto a ^{238}U segnalato da un delta ($^{238}\text{U} - ^{210}\text{Pb}$) positivo. Per queste rocce, tutte di litologia porfiroide, tale disequilibrio può essere imputabile alla parziale perdita di ^{222}Rn dalla roccia affiorante. Un disequilibrio più significativo (96%) si osserva invece per il campione Bossea 7, che è un calcare presso il contatto con i porfiroidi, che evidenzia però un arricchimento del ^{210}Pb con un delta ($^{238}\text{U} - ^{210}\text{Pb}$) negativo. Il calcare è notoriamente povero di ^{238}U e le cause di questo disequilibrio sono difficilmente spiegabili. Una possibile fonte di ^{210}Pb può essere data proprio dai porfiroidi a contatto con le rocce calcaree che riescono ad adsorbire una frazione del Radon rilasciato dalle metavulcaniti.

CONCLUSIONI

La grotta di Bossea, grazie al Laboratorio carsologico sotterraneo in essa operante, dispone di una serie temporale molto lunga di valori della concentrazione del Radon in aria ed in acqua per diversi punti di prelievo. In particolare esse sono riassunte nella Tabella 3 e 4.

Tabella 3 – Valori medi della concentrazione del Radon in aria (Bq/m^3)

Stazione di misura		Sala del Tempio	Laboratorio superiore	Frattura porfiroidi
Periodo		1999-2012	2004-2012	2011-2012
Concentrazioni medie nel periodo Bq/m^3	Minimo	516	496	6815
	Medio	752	768	7631
	Massimo	1726	1943	8446

Tabella 4 – Valori medi della concentrazione del Radon in acqua (Bq/L^3)
(* Rilevamento continuo (** Rilevamento puntuale)

Stazione di misura		Torrente (*)	Polla delle Anatre (**)	Polla dell'Orso (**)	Polletta (**)
Periodo		2010-2012	2010-2012	2010-2012	2010-2012
Concentrazioni medie nel periodo Bq/m^3	Minimo	0,514	1,164	1,375	0,497
	Medio	0,971	1,804	2,341	1,154
	Massimo	2,882	2,99	4,165	2,901

Col presente lavoro si dispone ora delle concentrazioni dei predecessori del Radon in diverse punti di campionamento, estendendo così le conoscenze su questi elementi. Tutti questi dati costituiscono una base ottimale per un ulteriore incremento dello studio del comportamento del Radon in ambiente ipogeo già in atto da più anni.

OPERE CITATE

- AGNESOD, G. & 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", Frabosa Soprana, editi a cura della Stazione Scientifica di Bossea: 183-192.
- AGNESOD, G., PEANO, G., VILLAVECCHIA, V., 2003 - *Concentrazione atmosferica di radon 222 nella Grotta di Bossea e relazioni con il regime dei flussi idrici interni*. In: Proceedings of Symposium "Karst environment and man". Scientific Station of Bossea: 39-52.
- CUTSHALL N.H., LARSEN I.L., OLSEN C.R., 1983 - *Direct analysis of Pb-210 in sediment samples—self absorption corrections*. Nucl. Instrum. Methods Phys Res., 206: 309–12.
- MORETTI A., DELLA VENTURA G, DI SABATINO D. & FERRINI G., 2003 - *La radioattività ambientale nelle aree carsiche*. In: Proceedings of Symposium "Karst environment and man". Scientific Station of Bossea: 53-57.
- PEANO, R. G., PEANO, G., VIGNA, B., VILLAVECCHIA, E., 2005 - *Le dinamiche di diffusione del radon nella Grotta di Bossea*. In: Proceedings of Symposium "Karst environment: research in Italy at the beginning of the 21st century". Scientific Station of Bossea: 101-124.
- PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E., AGNESOD G., 2011 - *Radon exchange dynamics in a karst system investigated by radon continuous measurements in water: first results*. Radiation Protection Dosimetry, 145: 173–177.

ESA CAVES: un programma di monitoraggio sotterraneo sviluppato per l'addestramento di astronauti

LOREDANA BESSONE ⁽¹⁾, ANTONIO COSSU ⁽²⁾, JO DE WAELE ⁽³⁾, PAOLO MARCIA ⁽⁴⁾, LAURA SANNA ⁽⁵⁾,
FRANCESCO SAURO ⁽³⁾, STEFANO TAITI ⁽⁶⁾

RIASSUNTO

In un futuro molto prossimo le varie agenzie spaziali potrebbero mandare degli astronauti ad esplorare alcuni dei corpi celesti più vicini a noi: Luna, Marte o Asteroidi. Per addestrarsi a queste missioni complesse o di lunga durata nello spazio, gli astronauti devono essere pronti ad operare in squadre multifunzionali in condizioni estreme e in missioni operative a carattere multidisciplinare e internazionale. Questo tipo di addestramento richiede luoghi confinati, estremi, ambienti della Terra il più possibile simili allo spazio, come moduli costruiti sul fondo del mare, basi in Antartide e zone desertiche. Una delle condizioni terrestri più analoghe ad un ambiente planetario come quello di Marte è senza dubbio la grotta: buio, temperatura costante, visione limitata, ostacoli fisici, regole ferree per la sicurezza, isolamento, perdita di percezione temporale, difficoltà di approvvigionamento, necessità di lavorare in gruppo. Se poi aggiungiamo l'esplorazione, la documentazione (rilievi e fotografie), esperimenti e campionamenti scientifici, le somiglianze tra una spedizione sotterranea e una spaziale diventano particolarmente elevate.

Nell'ambito di CAVES, un corso di addestramento organizzato dal 2008 dall'Agenzia Spaziale Europea, gli astronauti sono inseriti in un vero e proprio programma di monitoraggio ambientale in grotta. Si tratta di analisi chimiche delle acque, analisi mineralogiche e sedimentologiche, un monitoraggio continuo della temperatura dell'aria, dell'umidità relativa e dei flussi d'aria, campionamenti microbiologici (aria, acqua e terreno) e biologici di artropodi specializzati, a cui quest'anno verranno aggiunti monitoraggi della radioattività e del radon, dello stillicidio e dell'anidride carbonica. Nel cuore del Supramonte (Sardegna centro-orientale) queste ricerche scientifiche stanno pian piano dando i loro primi risultati di rilievo che



Fig. 1 – Esplorazione di Marte - impressione artistica (ESA) e Progressione in grotta (ESA-V. Crobu)

verranno qui riassunti.

KEY WORDS: *ESA CAVES, esplorazione spaziale, addestramento astronauti, analogo terrestre.*

INTRODUZIONE

I voli spaziali sono caratterizzati da estremi ambientali che sono causa di stress fisico e fisiologico, e le spedizioni di lunga durata nello spazio sono causa di ulteriori categorie di stress che hanno un notevole impatto sulle capacità e sul benessere degli astronauti (MORPHEW, 2001).

Per prepararsi all' esplorazione planetaria ed a voli di lunga durata nello spazio gli equipaggi di una missione dovrebbero spendere tempo insieme in ambienti operativi simili (RAYMOND, 2011).

La necessità di identificare ambienti analoghi per preparare equipaggi spaziali ad operare in ambienti

¹⁾ Directorate of Human Space Flight and Operations, European Space Agency, Linder Höhe, 51147 Köln, Germania

²⁾ Società Speleologica Italiana, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italia

³⁾ Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italia

⁴⁾ Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, sezione Zoologia, Università di Sassari, Via Muroni 25, 07100 Sassari, Italia

⁵⁾ CNR, Istituto di Biometeorologia, CNR-IBIMET, Traversa La Crucca 3, Località Balduca - Li Punti, 07100 Sassari, Italia

⁶⁾ Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Via Madonna del Piano 10, 50019 Sesto Fiorentino, Firenze, Italia

extraterrestri nasce dagli straordinari livelli di sicurezza e dagli obiettivi molto ambiziosi di tali missioni (BISHOP, 2011).

Le agenzie spaziali internazionali devono dunque individuare ambienti analoghi e metodi di addestramento che permettano di replicare con buona approssimazione le condizioni operative e di stress ai quali gli astronauti sono sottoposti.

L'ambiente è comunque un "contenitore", le analogie devono essere create anche sulla base di similitudini nelle esperienze e nelle operazioni (BISHOP, 2011).

Uno studio effettuato sui diari degli astronauti dell'International Space Station (ISS) ha individuato dieci categorie di fattori che contribuiscono ad influenzare le prestazioni e ad alterare il benessere degli equipaggi (SLUSTER, 2010).

Le agenzie coinvolte nella concezione e nelle operazioni della ISS hanno definito le competenze comportamentali richieste ad astronauti che affrontino spedizioni scientifiche nello spazio, al fine di assicurare l'esecuzione efficiente degli obiettivi di missione, e di preservare la sicurezza e il benessere dell'equipaggio (BESSONE *et alii*, 2008). Le stesse agenzie hanno definito dei percorsi addestrativi e delle metodiche che facilitino l'acquisizione di tali competenze.

IL CORSO CAVES

CAVES (Cooperative Adventure for Valuing and Exercising human behaviour and performance Skills) è un corso creato dall'Agenzia Spaziale Europea (ESA) per preparare astronauti e cosmonauti di provenienze e culture diverse ad operare in modo efficace e sicuro in ambienti operativi critici. Il corso si svolge in ambiente ipogeo. Le grotte sono ambienti ostili e pericolosi, che richiedono l'acquisizione di tecniche di progressione e l'applicazione di stretti protocolli di sicurezza. L'ambiente ipogeo altera e riduce gli stimoli sensoriali, richiede adattamento e continua attenzione.

CAVES si svolge in tre fasi, molto simili alle fasi di preparazione ed esecuzione di missioni spaziali internazionali.



Fig. 2 – Verifica delle procedure (ESA - V. Crobu)



Fig. 3 – Stesura del rapporto scientifico (ESA - V. Crobu)

Durante la prima fase i partecipanti vengono istruiti all'uso di tecniche di progressione, esplorazione ed orientamento in grotta, apprendono le basi del monitoraggio di ambienti carsici e si familiarizzano con il programma e la strumentazione scientifica, di rilievo e di documentazione fotografica.

Questa fase è propedeutica alla spedizione esplorativa vera e propria, durante la quale i cavernauti lavorano in autonomia, ma sotto l'attenta supervisione di personale tecnico qualificato. È durante questa fase che gli astronauti conducono il programma di monitoraggio scientifico, secondo un'agenda e procedure operative preparate su modelli spaziali, e comunicando due volte al giorno con un responsabile "a terra".

Al ritorno dalla spedizione e campo interno, della durata di sei giorni, i partecipanti redigono con gli scienziati un rapporto scientifico e trasferiscono i dati raccolti per la successiva analisi.

Parte integrante del corso è l'utilizzo di metodi e tecniche di interazione che permettono l'affinamento dei modelli di comportamento che definiscono il successo e la sicurezza, oltre che il benessere dell'equipaggio. A questo fine gli astronauti sono seguiti da un osservatore che facilita la discussione e l'apprendimento dagli errori commessi e dai successi ottenuti.

Per ottenere risultati relativi alle dinamiche di gruppo è necessario che il corso sia fondato su una trama di autenticità ed è quindi fondamentale che vengano mantenuti la percezione del rischio, le difficoltà di progressione, la complessità operativa e la genuinità del programma scientifico e dei test tecnici.

L'ADDESTRAMENTO TECNICO

Nel corso ESA CAVES gli astronauti vengono addestrati all'utilizzo delle normali tecniche di progressione speleologica in uso in Europa (MARBACH & ROCOURT, 1980). Nella grotta è necessario scendere e risalire alcuni brevi pozzi ma soprattutto sapersi muovere su lunghi traversi. Il più lungo di questi passaggi costituisce una vera e propria via ferrata, dove vengono utilizzate normali tecniche

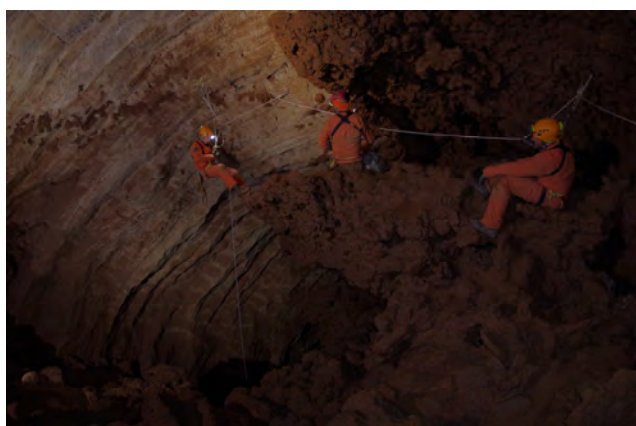


Fig. 4 – Tecniche di progressione (ESA - V. Crobu)

alpinistiche con doppia longe. Queste operazioni vengono insegnate ispirandosi ai protocolli di sicurezza utilizzati dagli astronauti durante le loro attività extraveicolari (“EVA”, le cosiddette camminate spaziali). Le similitudini tra queste operazioni e la progressione speleologica sono notevoli: la visibilità è limitata dal raggio d’azione della luce frontale, con la presenza di zone d’ombra, la progressione avviene in tre dimensioni seguendo dei percorsi obbligati, la percezione di ostacoli e distanze risulta confusa, ed esistono zone vietate (p.e. aree con concrezioni delicate nel caso della grotta, aree attraversate da antenne, motori di propulsione o strumentazione scientifica nel caso della stazione spaziale).

Ma oltre all’analogia con lo spazio questo addestramento è indispensabile per consentire agli astronauti di poter esplorare la grotta in piena sicurezza. Durante l’esplorazione, il rilievo e la documentazione fotografica della grotta è necessario lavorare in squadre dove ognuno riveste responsabilità differenti, ma con l’obiettivo della “sicurezza” al primo posto. Tutte le operazioni degli astronauti in grotta sono seguite con attenzione da personale speleologico tecnico (istruttori di speleologia della SNS CAI e della scuola della SSI), tuttavia essi non intervengono mai nelle decisioni prese dagli astronauti tranne che in caso di possibile pericolo. Per questo la verifica delle attrezzature personali e di gruppo sono

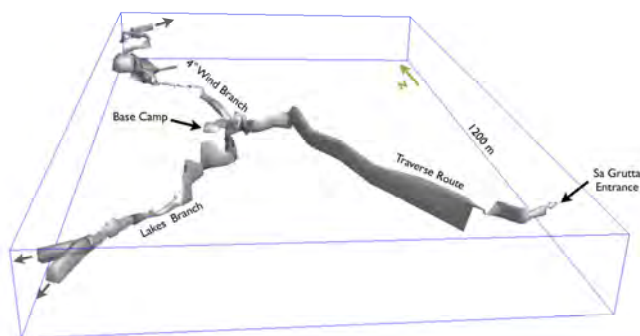


Fig. 5 – Sa Grutta - rilievo in Compass (ESA)

affidate al controllo reciproco tra i partecipanti (*buddy*

system), un sistema di controllo utilizzato anche per le immersioni subacquee e per le attività extraveicolari.

LE OPERAZIONI DI RILIEVO

Il lavoro di topografia in grotta si è basato sulle normali tecniche di rilievo speleologico, utilizzando un distanziometro laser Leica DistoX, una bussola ed un clinometro Suunto, con un grado di accuratezza del rilievo da BCRA 5 fino al grado 2 nel dettaglio. Per la restituzione del rilievo gli astronauti vengono istruiti a compilare i dati nel software Compass in grado di compensare errori e chiudere automaticamente le poligonali ad anello (Grade UISv1 5-2-B, cfr. HAÜSELMANN, 2011).

Il rilevamento dall’ingresso fino al Campo interno, e quello intorno al Campo fino alla Stazione del Vento ed all’inizio della Galleria dei Laghi è stato eseguito



Fig. 6 – Acquisizione dati alla stazione meteorologica (ESA - V. Crobu)

precedentemente dagli istruttori. Un totale di 600 metri di gallerie erano quindi già topografate prima del Corso ESA CAVES nel 2011. Partendo da questo rilievo, durante le spedizioni di Settembre 2011 e 2012, sono state esplorate più di 3 km di gallerie. La prima squadra di cinque astronauti ha topografato circa 700 metri di grotta, esplorandone altri 300 senza eseguire il rilievo. Nel 2012 i sei astronauti partecipanti, avendo a disposizione anche un giorno in più sottoterra, hanno rilevato 1,3 km di passaggi, esplorando diverse centinaia di metri in particolare nella Galleria dei Laghi. In totale oltre 120 stazioni di rilievo sono state misurate e registrate nel software Compass, con il quale è stato realizzato un modello 3D della cavità.

IL PROGETTO SCIENTIFICO

Una volta in grotta gli astronauti seguono un programma tecnico-scientifico molto fitto, del tutto simile a quello pianificato sulla ISS. Una serie di procedure, preparate specificatamente per il Progetto ESA CAVES, spiega esattamente agli astronauti quali esperimenti, campionamenti o attività devono svolgere secondo una tabella oraria ben definita. Tra le attività previste rientrano anche l’esplorazione

dei rami della grotta, la documentazione fotografica e il rilievo, test di comunicazione con il personale che staziona all'ingresso della grotta, prelievo di campioni di acqua, biologici e microbiologici, ricerca di fauna troglobia, misure di temperatura, umidità relativa, pressione e concentrazione di CO₂ nell'aria, monitoraggi in continuo della direzione e della velocità del vento in un restringimento, misure della concentrazione di radon nei pressi del campo e monitoraggio della velocità di stillicidio di una stalattite.

Molte di queste attività richiedono specifiche procedure realizzate appositamente ispirandosi a quelle utilizzate nella Stazione Spaziale Internazionale. Gli astronauti, in pratica, diventano i collaboratori a distanza degli scienziati, e le loro azioni possono consentire, se eseguite bene e con precisione, ai ricercatori di avere a disposizione dati e campioni scientifici utili.

Per quanto riguarda il programma di monitoraggio, sono utilizzate le seguenti apparecchiature:

Tre datalogger Onset HOBO U23 Pro v2 per la temperatura e l'umidità relativa dell'aria.

Due datalogger Onset HOBO ONS-S-BPB-CM50 per la pressione barometrica (accuratezza $\pm 3,0$ mbar), uno localizzato all'interno della cavità, l'altro all'esterno.

Un datalogger CR200 della Campbell Scientific Inc. equipaggiato con un sensore per temperatura e umidità relativa dell'aria MP100A (accuratezza 0.5 °C/2% RH) e un sensore ultrasonico Windsonic (accuratezza 3° per le direzioni del vento e 2% per la velocità dell'aria).

Un logger Stalagmate Mark 3 di Driptych per la misura della frequenza dello stillicidio.

Un misuratore portatile di CO₂ della Zenith (AZ7755) con sensore NDIR (range 0-10000 ppm - accuratezza ± 50 ppm).



Fig. 7 – Il sistema TEDRA™ (ESA - V. Crobu)

Uno strumento Radim 5B (Plch SMM, Repubblica Ceca) per la misura della concentrazione di Radon.

Oltre ai monitoraggi ambientali, gli astronauti hanno anche testato un innovativo sistema di comunicazione tra ambienti sotterranei ed esterno. Il sistema TEDRA™-S1 (Through Earth Digital Radio Appliance) è un sistema radio di trasmissione terrestre composto da due unità, attraverso le



Fig. 8 – La nuova specie (ESA - M. Fincke)

quali la voce è trasmessa come segnale elettrico dal punto di emissione al ricevitore (VILLARROEL *et al.*, 2007; MUÑOZ *et alii*, 2011). Il sistema è alimentato da una batteria a 12 V in grado di immettere una corrente nel terreno nella modalità emittente e di ricostruire il segnale elettrico di questa piccola variazione di voltaggio in modo ricevente utilizzando una frequenza d'onda LF (70 kHz) e una modulazione a canale singolo (SIEMENS, 2007). Il segnale amplificato viene trasmesso nel terreno usando degli elettrodi e la corrente generata attraversa la roccia. Ogni unità TEDRA™-S1 contiene un apparato elettronico emittente/ricevente, due paia di elettrodi in acciaio inossidabile (due per terreno duro e due griglie di contatto per substrati fangosi e/o bagnati), due cavi lunghi 25 metri che connettono l'unità elettronica agli elettrodi ed un microfono. Il sistema ha dimostrato la sua efficacia nei quattro esperimenti condotti durante il corso 2012, consentendo di comunicare tra il Campo interno e la Base esterna, posti a circa 1 km in linea d'aria.

Per quanto riguarda gli studi biologici, sono stati utilizzati diversi sistemi di osservazione, svolgendo ricerca attiva sia di fauna terrestre che acquatica, mettendo in opera delle esche. In particolare è stata indagata la fauna acquatica interstiziale presente nelle acque di stillicidio attraverso l'uso di un "Dripping filter" mentre quella nel suolo delle grotte è stata studiata attraverso l'utilizzo di un "Selettore Berlese". Durante CAVES 2012 - il primo anno in cui si sono svolti questo tipo di ricerche - i risultati sono stati esaltanti, con la scoperta di una nuova specie di isopode cavernicolo acquatico, appartenente al genere *Alpioniscus* e la cattura di un'altra già nota dal vicino Golfo di Orosei, ma nuova non solo per la grotta ma per tutta l'area carsica del Supramonte interno. Queste scoperte hanno dato un ulteriore e fondamentale contributo allo studio genetico sulle popolazioni del genere *Alpioniscus* attualmente in corso (TAITI *et alii*, 2012).

CONCLUSIONI

Il progetto ESA CAVES, ideato nel 2008 e svolto nello

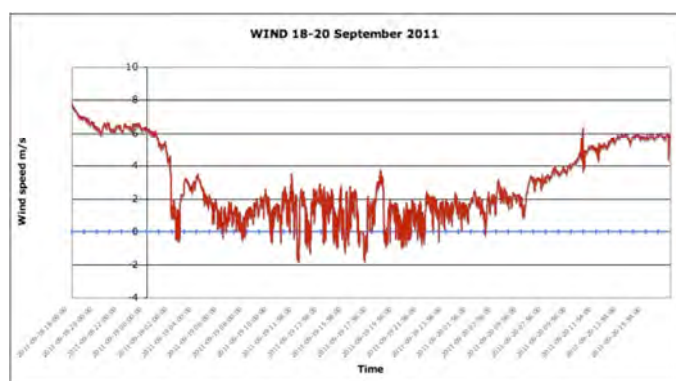


Fig. 9 – Variazioni di velocità e direzione del vento (ESA)

stesso anno, nel 2011 e nel 2012, si è trasformato da un semplice addestramento di astronauti per affrontare un' esplorazione in grotta, ad una vera e propria missione di esplorazione e documentazione dell'ambiente sotterraneo che include varie attività sia tecniche che scientifiche. Queste profonde trasformazioni del Corso hanno reso molto verosimile la missione, tanto da guadagnare la fiducia di tutte le agenzie spaziali internazionali (USA, Russia, Giappone, Canada e Europa). Ritenuto tra i più validi corsi di addestramento per gli astronauti, il Corso ha fornito anche alcuni spunti interessanti dal punto di vista tecnico e scientifico. Durante il Corso, infatti, sono stati testati strumenti di comunicazione sotterranea (TEDRA™-S1) con ottimi risultati, che potranno essere utili alle comunità speleologiche in particolare per i soccorsi in grotta. I dati scientifici di monitoraggio acquisiti ormai dal 2011 stanno fornendo la base di alcune pubblicazioni scientifiche che riguardano la micrometeorologia della grotta, ed in particolare i movimenti delle masse d'aria.

Durante il Corso del 2012, inoltre, è stata scoperta una specie nuova per la scienza, attualmente in corso di pubblicazione, appartenente al genere *Alpioniscus* (crostacei), oltre che un'altra specie nuova per questa zona della Sardegna. E considerato che il Corso proseguirà anche nei prossimi anni non è da escludere che si possano raggiungere ulteriori eccezionali risultati scientifici.

Il Corso ESA CAVES dimostra, se ce ne fosse ancora bisogno, che la Speleologia, svolta spesso lontano dai riflettori, possa essere posta al centro dell'attenzione grazie alle sue enormi potenzialità tecniche e scientifiche.

RINGRAZIAMENTI

Un grazie di cuore ai documentaristi del Progetto ESA CAVES, Vittorio Crobu e Sirio Sechi, le cui immagini si trovano in questo lavoro.

OPERE CITATE

- BESSONE L., COFFEY E., FILIPPOVA N. GREENBERG E., INOUE N., GITTENS M., MUKAI C., ONUFRIENK Y., TOMI L., SCHMIDT L., SHEA C., SHEVCHENKO O., SIPES W., VANDER ARK S., VASSIN A., 2008 - *International Space Station Human Behaviour and Performance Competency Model*.
- BISHOP L.S., 2011 - *From Earth Analogs to Space: Getting There from Here*. Psychology of Space Exploration Chapter 3, NASA SP-2011-4411.
- HAÜSELMANN Ph., 2011 - *UIS Mapping grades. Technical Note*. International Journal of Speleology, 40(2): IV-VI.
- MARBACH G. & ROCOURT J.L., 1980 - *Techniques de la spéléologie alpine*. Techniques sportives appliquées, Choranche: 99 pp.
- MORPHEW M.E., 2001 - *Psychological and Human Factors in Long Duration Spaceflight*. McGill Journal of Medicine, 6(1): 74-80.
- MUÑOZ A., BATALLER V., AYUSO N., MOLINA P., MEDIANO A., CUCHÌ J.A. & VILLARROEL J.L., 2011 - *Noise characterization in Through-The-Earth Communications with Electrodes*. Progress In Electromagnetics Research Symposium Abstracts, Marrakesh, Morocco 7 (5): 481-485.
- RAYMOND A.N., 2011 - *Team Training for long duration Missions in Isolated and Confined Environment: A Literature Review, an Operational Assessment, and Recommendations for Practice and Research*, NASA/TM-2011-216162
- SIEMENS S.A., 2007 - *Digital wireless underground radio communications system*. User guide for model TEDRA™-S1. Edition 01.01 (07.2007): 10 pp.
- SLUSTER J., 2010 - *Behavioural Issues Associated With Long Duration Space Expeditions: Review and Analysis of Astronaut Journals*
- TAITI S., ARGANO R., MARCIA P., SANNA D., CASU M., 2012 - *Morphology and phylogeny of the subterranean genera Alpioniscus and Utopioniscus from Sardinia, Italy (Crustacea, Oniscidea, Trichoniscidae)*. Proceedings of the 21ST International Conference on Subterranean Biology, 2-7 September 2012, Košice, Slovakia.
- VANDEL A., 1965 - *Sur l'existence d'oniscoïdes très primitifs menant une vie aquatique et sur le polyphylétisme des isopodes terrestres*. Annales de Spéléologie, 20, 489-518.
- VILLARROEL J.L., CUCHÌ J.A., MEDIANO A., VIÑALS V., BATALLER V., SALÓS D., MUÑOZ A. & ROSAS F., 2007 - *TEDRA, the development of a software defined cave radio*. CREG Journal, 67, 4-6.

Alcune considerazioni sul radon in grotta

ARRIGO A. CIGNA (*)

RIASSUNTO

Dopo una breve introduzione concernente il fondo della radioattività naturale viene trattato specificatamente il radon in grotta. Partendo dal suo comportamento e dalla distribuzione nelle grotte di varie parti del mondo, viene illustrata l'origine, il trasporto e l'accumulo in grotta, passando poi a descrivere i rivelatori più adatti all'impiego in grotta.

Gli aspetti specifici della radioprotezione sono descritti con una premessa storica per passare successivamente ai problemi attuali. Gli aspetti normativi delle disposizioni di legge in Italia sono infine trattati, illustrando le migliori procedure per la loro applicazione.

KEY WORDS: Fondo naturale, Radon, Radioprotezione, Rivelatori.

INTRODUZIONE

Le misure del fondo naturale della radioattività ambientale mostrano una brusca variazione tra il 1972 ed il 1977 con un aumento che si è mantenuto anche successivamente (fig. 1). Tutto ciò non è la conseguenza di un fenomeno specifico ma semplicemente al fatto che nel periodo indicato si sono affinate le misure del radon. Questo, insieme ai suoi discendenti è un emettitore alfa e, come è noto, questo richiede tecniche specifiche.

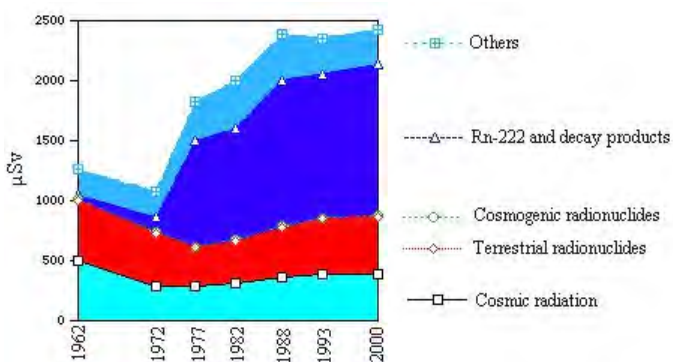


Fig. 1 – Valutazione del fondo naturale nella seconda metà del secolo scorso tratta dai rapporti UNSCEAR.

Il contributo dovuto al radon e discendenti al fondo naturale è intorno al 50% e si comprende quindi l'attenzione che si è sviluppata a questo proposito. Se da un lato ciò si è

risultato in una conoscenza del fenomeno grazie ad una pregevole attività di ricerca da parte di laboratori specializzati, dall'altra si sono moltiplicate ricerche improvvisate e conclusioni sovente fantasiose.

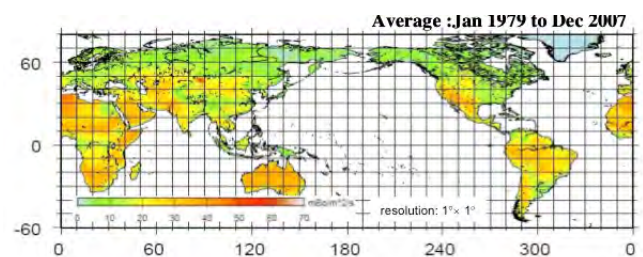


Fig. 2 – Distribuzione del flusso medio di rilascio del radon ($\text{mBq}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$) nel periodo 1979-2007 (Yamazawa *et al.*, 2012)

Come evidenziato in Fig. 2 il valore del flusso di rilascio del radon varia già di 2 ordini di grandezza pur essendo mediato su 28 anni. Le fluttuazioni a breve periodo sono molto più ampie arrivando a parecchi ordini di grandezza.

Le cause delle variazioni sono molte: per quanto riguarda le medie di Fig. 2 sono ovviamente dovute alla concentrazione nel suolo dei progenitori, dipendono invece da cause molto diverse a quanto mai disparate. Fin negli anni '70 era stata osservata una correlazione tra variazioni improvvise della concentrazione del radon in aria (in generale aumenti) e conseguenti terremoti. Questo fatto aveva fatto intravedere la possibilità di utilizzare il fenomeno per la previsione di sismi.

Tuttavia si era potuto accertare l'impossibilità pratica di questo utilizzo proprio per la molteplicità delle cause che provocavano le variazioni della concentrazione del radon. Infatti, soltanto a posteriori, cioè a terremoto avvenuto, si poteva riscontrare la correlazione tra concentrazione del radon ed evento sismico eliminando, quindi, ogni possibilità di ottenere una previsione.

Vale la pena di ricordare a questo proposito il caso paradossale del tecnico dei Laboratori Nazionali del Gran Sasso col suo allarme, prima del terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009, del tutto sbagliato sulla localizzazione dell'evento e quindi assolutamente inutile. Nell'ottobre 2012 si è avuta la condanna degli esperti della Commissione Nazionale per la Previsione e la Prevenzione dei Grandi Rischi poiché non avevano previsto il sisma contrariamente a quanto aveva fatto il sopra citato tecnico! Non c'è limite alle conseguenze dell'umana incompetenza, come hanno rilevato scienziati di tutto il mondo a questo proposito.

(*) SSI – UISP – ISCA

Deve essere riaffermata con vigore la necessità di attenersi sempre al rigoroso esame delle osservazioni condotte in modo affidabile senza abbandonarsi a conclusioni attraenti ma senza un solido fondamento scientifico (Santoro, 2012)

IL RADON IN GROTTA

Generalità

Proprio nella “caverna di Bossea” è stato effettuato uno studio sulla elettricità atmosferica nel 1903 in cinque stazioni situate tra l’imbocco e la cascata di Ernestina con l’impiego di un elettrometro di Elster e Geitel (Rizzo, 1903). L’autore si riprometteva poi di studiare se si manifestassero, sempre nella stessa caverna, dei “fenomeni di radioattività indotta”. Una ricerca negli Atti della R. Acc. delle Scienze di Torino, per gli anni successivi non ha dato purtroppo alcun risultato per cui si più ritenere che queste ulteriori ricerche non siano state effettuate.

Le prime misure di radioattività con un contatore di Geiger-Müller sono state eseguite nell’Ottobre 1952 nelle Grotte di Castellana utilizzando lo stesso strumento che era servito per misurare il fallout radioattivo prodotto dalle esplosioni nucleari sperimentali nel deserto del Nevada (Fig. 3). Questo apparecchio rilevava le radiazioni beta e gamma, dato lo spessore della parete del tubo in ottone.



Fig. 3 – Preparazione del contatore di Geiger-Müller a Castellana.

Soltanto alcuni anni dopo si è passati alla raccolta e misura dei prodotti di decadimento del radon in grotta nel nostro paese. Questa ricerca risale al 23 gennaio 1959, proprio nella Grotta di Bossea, filtrando l’aria su filtro di carta Schleicher & Schuell 589 mediante un aspiratore alimentato dalla rete interna della grotta (Fig. 4). Il filtro veniva successivamente sottoposto a misura beta totale in laboratorio.

Tuttavia soltanto nel 1983-84 venne condotta una ricerca sistematica in 5 grotte: Grotta Gigante, Trieste; Grotta del Vento, Lucca; Grotta Giusti, Pistoia; Grotta Grande di Vento, Anona e Grotta di Castellana, Bari. Le misure furono fatte con celle a diffusione e rivelatore plastico CR-39 (Cigna, 1986).



Fig. 4– L’aspiratore, alimentato dalla rete di illuminazione della grotta, in funzione poco a valle del Lago di Ernestina, sul Picco Rosarita.

La rilevazione, effettuata su un periodo di alcuni mesi in alcune stazioni per ogni grotta, ha fornito valori compresi tra 46 e 480 Bq/m³ con un valor medio di circa 230 Bq/m³.

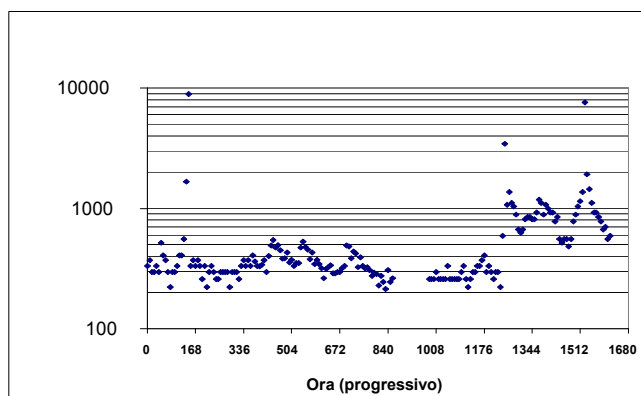


Fig. 5 – Andamento della concentrazione di radon nella Grotta delle Lumache dalle 17:30 del 14 Luglio 2001 (ora 0 dell’asse x) alle 9:30 del 21 Settembre 2001. Gli intervalli delle ascisse corrispondono a settimane.

Ma, come si è riportato in precedenza, la concentrazione del radon in grotta può variare nel tempo e nello spazio per cause molto diverse tra loro. Le variazioni nel tempo possono essere improvvise e molto rapide. Tipico, a questo proposito, quanto riscontrato nella Grotta delle Lumache a Buggerru, Sardegna (Fig. 5) nel 2001 (Chiesi *et al.*, 1986).

Nonostante accurate indagini non è stato possibile identificare cause evidenti dei picchi in quanto non si sono osservati né terremoti, né temporali con rapide variazioni di pressione, né frane. Ma questo non è altro che un esempio di numerose variazioni improvvise osservate in tempi e luoghi diversi per le quali non è stato possibile identificare alcuna causa.

Tutto ciò mostra come non sia possibile, a tutt’oggi, l’impiego delle variazioni di concentrazione del radon a scopo previsionale. Viceversa si è riscontrato un andamento stagionale piuttosto marcato in molte grotte con diverse caratteristiche geologiche, morfologiche e climatiche.

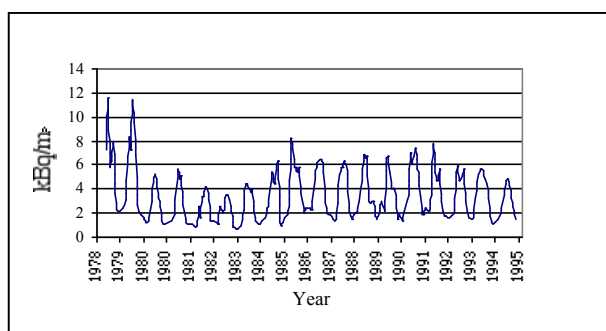


Fig. 6 – Concentrazione del radon nella grotta Hajnóczy in Ungheria (Hakl *et al.*, 1997)

Una serie di misure quasi ventennale è stata ricavata in una grotta ungherese ed è riportata in Fig. 6 con valori più elevati nel periodo estivo e minimi in quello invernale. Inoltre si può notare come all'andamento stagionale siano sovrapposte variazioni irregolari dipendenti da cause tutt'ora ignote.

La distribuzione della concentrazione media del radon in grotta varia in un intervallo molto ampio come è stato mostrato da Hakl (2004) che ha raccolto 303 valori da 220 grotte differenti (Fig. 7). Tuttavia, se il numero di dati è ancora troppo scarso per un'analisi esaustiva, specialmente per i valori più elevati, esso fornisce già un'idea sulla distribuzione in generale.

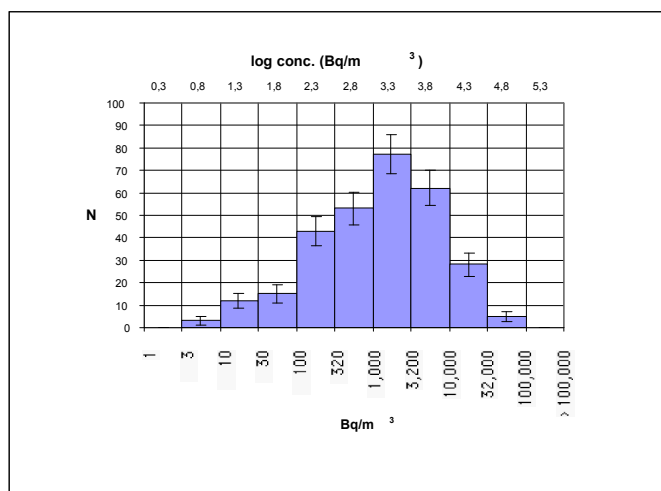


Fig. 7 – Distribuzione log normale di 303 valori della concentrazione media di radon in 220 grotte di varie parti del mondo. (da dati originali di Hakl, 2004).

Si riscontrano frequentemente distribuzioni log normali di fenomeni geologici, come per esempio le fratture. Anche la concentrazione del radon in grotta segue questa distribuzione con un valore medio intorno a 2500 Bq/m³ ma la forma di questa distribuzione approssimativamente gaussiana non è simmetrica. Ciò suggerisce la presenza di meccanismi diversi della diffusione del radon in grotta. In particolare vi sono probabilmente due "famiglie" di processi per i valori rispettivamente sotto e sopra la media prima citata.

Inoltre, dal momento che il trasporto del radon dipende, tra vari altri fattori, dalla dimensione delle fratture, anche la distribuzione di queste dimensioni riveste un ruolo

importante. Ovviamente uno studio più accurato dovrebbe basarsi su misure multiple in singole grotte, utilizzando poi in questi casi un valore medio.

Per quanto riguarda il meccanismo del trasporto del radon bisogna tener conto dei flussi di aria ed acqua, con particolare attenzione per quest'ultima. Infine bisogna identificare l'origine del radon in una data grotta, se proveniente dal calcare o da altre rocce attraverso fratture o percolazioni.

Come è noto, dal punto di vista della radioprotezione, occorre tener conto sia del radon come tale che dei suoi prodotti di decadimento. Questi sono dei solidi e tendono ad attaccarsi a superfici o al pulviscolo. Ne consegue che la concentrazione di questi prodotti di decadimento presenti nell'atmosfera è inferiore al 100% teorico. Il valore medio ponderato derivante da poco meno di un migliaio di misure effettuate in decine di grotte in tutto il mondo del fattore di equilibrio, F, è risultato essere compreso tra 0,5 e 0,6 (Cigna, 2005). Esso è lievemente superiore a quanto si riscontra normalmente nei ambienti di abitazione o di lavoro (0,4-0,5) in quanto l'atmosfera in grotta è normalmente più pulita e priva di pulviscolo.

Una trattazione dettagliata del radon in grotta si trova in Cigna (2005) dove sono stati riportati sia le caratteristiche fisiche del radon e suoi discendenti, il comportamento in grotta, i metodi di misura, i criteri di radioprotezione e la valutazione delle dosi per le guide.

L'origine del radon

Il radon ha vari isotopi a seconda delle diverse famiglie naturali dalle quali discendono. In questo lavoro viene preso in considerazione soltanto il ²²²Rn che proviene dalla serie dell'uranio in quanto il ²¹⁹Rn proveniente dalla famiglia dell'attinio ha un tempo di dimezzamento di soli 3,9 secondi e quindi troppo breve per raggiungere la biosfera, mentre il ²²⁰Rn che proviene dalla serie del torio ha un tempo di dimezzamento più lungo, 54 secondi, ma in generale non raggiunge concentrazioni rilevanti. Infine, l'uranio, ²³⁸U, decade con diversi passaggi nel ²²⁶Ra che, a sua volta decade nel ²²²Rn che è quello che qui è chiamato semplicemente radon.

Pertanto la concentrazione del radon dipende dalla concentrazione dei radionuclidi progenitori ²³⁸U e ²²⁶Ra nella roccia che può variare entro limiti molto larghi. Ma il radon è un gas che deve fuoriuscire dai cristalli del minerale e dalla molecola nella quale si è originato.

Ad ogni disintegrazione di ²²⁶Ra si forma un atomo di radon ed una particella alfa. Quest'ultima viene espulsa e l'atomo di radon è soggetto ad un effetto di rinculo che libera l'atomo stesso dal cristallo o dalla molecola dove il ²²⁶Ra si è disintegrato. La distanza che l'atomo di radon può percorrere varia tra 0,02 e 0,07 μm in un minerale secondo la sua densità e, così, il radon esce dal minerale.

Ovviamente il radon può effettivamente uscire dal minerale se si trova molto vicino alla superficie del minerale e se il moto del rinculo è diretto verso l'esterno. Recentemente Deszö *et al.* (2002) hanno effettuato alcune misure della esalazione del radon rispettivamente dall'argilla e dal calcare nella Grotta Bardala (Ungheria). Hanno così accertato che in condizioni climatiche normali dell'ambiente di grotta, il cammino

effettivo di diffusione del radon nell'argilla è tale da avere un ruolo importante nel rilascio del radon nell'atmosfera della grotta.

Misure di spettrometria gamma eseguite in laboratorio del contenuto di ^{226}Ra nei campioni di argilla hanno trovato che era circa 20-40 volte più elevato che nei campioni di calcare (Hakl, 2004). Dall'argilla può essere rilasciato nell'atmosfera circa il 44% del radon, mentre dal calcare la percentuale si abbassa a solo il 2,5 %. Combinando la contrazione del ^{226}Ra ed il rateo di rilascio, si ricava che il contributo del calcare è circa due ordini di grandezza inferiore rispetto al contributo dell'argilla. Pertanto si può ritenere che in generale sia l'argilla la fonte più rilevante di radon in grotta.

Nell'acqua il libero cammino medio del radon per l'effetto di rinculo è di 0,1 μm in aria e di 63 μm in acqua. Una volta che il radon si trova in una di questi fluidi, esso è soggetto alla diffusione ed al trasporto come viene descritto nel paragrafo successivo.

Il trasporto nella roccia

Come già accennato in precedenza, la diffusione ed il trasporto da parte di fluidi in moto svolgono un ruolo importante per il movimento del radon nel terreno. In generale la diffusione è il processo dominante nei canali intergranulari, nei capillari e nei pori più piccoli, mentre nei pori più grandi e nelle fratture il trasporto assume maggiore rilevanza o, addirittura, diventa prevalente (Tanner, 1978).

La eterogeneità del materiale geologico è la causa della grande variabilità della diffusione del radon in un mezzo poroso, rispetto alle previsioni della teoria. Per esempio, la mica e la vermiculite, che sono materiali a struttura lamellare, hanno un fattore di forma che provoca una diminuzione del coefficiente di diffusione della metà ad un terzo del valore teorico.

Le argille e gli schisti contengono una notevole quantità di minerali lamellari generalmente orientati in modo da ostacolare i flussi verticali. In questo modo viene sensibilmente ritardata la diffusione rispetto ad un mezzo con la stessa porosità ma costituito da particelle sferiche.

La frazione del radon che fuoriesce direttamente dal suolo dipende dalla profondità alla quale si origina e dalla permeabilità del terreno. Secondo l'NCRP (1984) circa il 10% del radon che si forma nello strato superficiale di un metro del suolo raggiunge l'atmosfera.

Ma il fattore principale che determina il flusso del radon nella roccia è il trasporto dall'acqua di falda attraverso giunti e faglie. La migrazione attraverso fratture o connessioni con cavità sotterranee non è riconducibile ad una trattazione matematica in quanto gli spazi vuoti sono assolutamente specifici per ogni singolo caso.

Un'alta concentrazione di radon nel suolo è stata sovente associata a faglie o dislocazioni sepolte, rendendo così possibile la localizzazione di faglie coperte da strati sottili di sedimenti. Talvolta la migrazione di uranio e ^{226}Ra attraverso le faglie ed il loro successivo accumulo per scambio ionico nelle argille del suolo sono la causa principale delle anomalie del radon in corrispondenza delle faglie stesse.

L'accumulo del radon

Dal momento che il radon è il gas a densità più elevata si ritiene comunemente che si accumuli nelle zone più profonde di una grotta analogamente al comportamento dell'anidride carbonica. Infatti, tutti hanno presente la Grotta del Cane presso Pozzuoli, dove un cane viene soffocato dalla CO_2 mentre una persona rimane indenne.

Questa stratificazione del gas avviene non a causa della densità ma semplicemente dal punto di provenienza. Semplici considerazioni sul comportamento dei gas (Cigna & Badino, 2008) descrivono in dettaglio il fenomeno.

Proprio nella Grotta di Bossea le concentrazioni più elevate di radon si trovano non nella parte più bassa della grotta ma nella zona di contatto tra le metavulcaniti e la struttura carbonatica dove è favorita la fuoriuscita del gas.

Analogamente nella Grotta Gigante, Trieste, i valori più elevati della concentrazione di radon sono stati osservati soprattutto nella Galleria Nuova (ad una decina di metri dal piano di campagna) con punte estive superiori (Del Maschio, 2010-11) a 20 kBq/m^3 con valori di qualche centinaio di Bq/m^3 in fondo alla grande cavità.

In conclusione la zona di maggior concentrazione del radon in una grotta non è necessariamente nelle parti più basse ma nelle vicinanze dei punti di rilascio.

I rivelatori

Questi si dividono in due categorie, quelli attivi e quelli passivi. I primi sono strumenti che richiedono una alimentazione elettrica a batteria o dalla rete. Dato il loro costo sono utilizzati soltanto a scopo di ricerca o per motivi specifici.

I rivelatori passivi sono invece dei rivelatori che non richiedono alimentazione e possono operare anche per lunghi periodi di tempo, come ad esempio un anno. Ne esistono modelli molto diversi tra loro e, proprio per le loro caratteristiche devono essere scelti con cura per l'uso in grotta.

Quelli a carbone attivo sono economici ma sono anche sensibili all'umidità e ovviamente l'ambiente di grotta non è adatto. Altri sono delle camere di ionizzazione con un elettrodo la cui carica viene neutralizzata dalla ionizzazione provocata dalle radiazioni alfa emesse dai prodotti di decadimento del radon. Oltre ad avere un costo non trascurabile necessitano di un caricatore e di un lettore. Inoltre sono sensibili anche alle radiazioni gamma il cui effetto deve essere sottratto per ottenere il contributo delle sole radiazioni alfa.

Infine ci sono i rivelatori a traccia nucleare che consistono in fogli di una plastica speciale, della dimensione di un francobollo, da esporre in grotta all'interno di un involucro di polietilene. Contrariamente a quanto si può essere indotti a ritenere, questo materiale è permeabile al radon mentre non lo è per il vapor acqueo. Le particelle alfa attraversando la plastica sensibile lasciano una traccia che viene poi sviluppata per esempio con una soluzione di soda. Questa trasforma la traccia in un forellino e il conteggio dei forellini viene fatto collocando il foglietto di plastica entro le armature di un condensatore.

Applicando una opportuna differenza di potenziale si ottengono delle scariche in successione nei forellini che possono essere così contati. Il loro numero è proporzionale alla concentrazione del radon ed al tempo di esposizione. Una

taratura di tutto il sistema permette di calcolare la concentrazione media del radon (in Bq/m^3) nel periodo di esposizione.

Questi rivelatori sono i più adatti per il monitoraggio del radon in grotta in quanto sono sensibili soltanto alle radiazioni alfa, sono economici, sono insensibili all'umidità e forniscono direttamente la concentrazione media nell'intervallo di misura.

QUESTIONI DI RADIOPROTEZIONE

Storia

La prima notizia di un effetto attribuibile alle radiazioni ionizzanti e, in particolare, al radon in miniera è dovuto a Epicuro, filosofo greco (nato nel 341 a.C. a Samos e morto nel 270 a.C. ad Atene) i cui lavori sono sopravvissuti solo parzialmente fino ad oggi.

La maggior parte di questi si trova in parecchi papiri carbonizzati trovati in una biblioteca di Ercolano danneggiata dall'eruzione del 79 d.C. Tuttavia, in questi papiri, non è stato trovato finora alcunché riguardante gli effetti delle radiazioni ionizzanti.

Notizie in proposito sono state invece riportate da Tito Lucrezio Caro, poeta latino nato intorno al 95 a.C. (forse a Pompei) e morto suicida circa 44 anni dopo probabilmente per una pozione erotica che lo condusse alla pazzia. Lucrezio scrisse la famosa opera "*De rerum natura*" che riveste un interesse speciale perché fornisce un contributo eccezionale sulle conoscenze scientifiche del tempo (Carus, 61 ± 10 a.C.).

Attualmente è difficile sapere con certezza se le malattie dei minatori citate da Lucrezio fossero dovute alla silicosi o al radon. Tuttavia bisogna tener presente che le miniere in questione si trovano nei pressi del Monte Pangaion dove la concentrazione di radon all'interno delle case è superiore a 100 Bq/m^3 e la dose gamma all'esterno è intorno a 100 nGy/ora (Green *et al.*, 1991).

Questi valori sono i più elevati di tutta la Grecia e supportano l'ipotesi che, in quelle miniere, la concentrazione del radon potesse essere abbastanza elevata da provocare effetti tumorali nei minatori locali. D'altra parte la tecnologia mineraria dell'epoca avrebbe difficilmente sollevato quantità di polveri tali da provocare una silicosi frequente (Fig. 8).

Un secolo dopo, un altro filosofo latino, Lucio Anneo Seneca (nato il 4 a Cordoba in Spagna e morto a Roma nel 65 d.C.) ha trattato nuovamente il problema di gas nocivi rilasciati in cavità sotterranee che avrebbero potuto forse avere qualche relazione col radon (Seneca, 60 ± 5).

Nel,lo stesso periodo un altro scrittore latino, Caio Plinio Secondo, noto come "Plinio il vecchio" (nato nel 23 a Como e morto nel 79 d.C. a Stabia) ha compilato una grande enciclopedia (Plinio, 77) divisa in 37 volumi. Egli era certamente al corrente di quanto riportato dai precedenti autori ed ha incluso nella sua opera un riferimento ai gas nocivi rilasciati dal terreno anche se non è possibile trovare dati utili per noi.



Fig. 8 – Miniera greca. Da una tavoletta in terracotta del 630-610 a.C., Berlino, Staatliche Museum

Il riferimento successivo al cancro polmonare dovuto alle radiazioni ionizzanti lo si ritrova molto più tardi. Infatti Agricola lo cita nel XVI secolo. La prima citazione nel "Bermanno" (Agricola, 1530) è stata ripresa con maggior dettaglio successivamente: "Tra alcune malattie alcune colpiscono le articolazioni, altre attaccano i polmoni, altre gli occhi ed infine alcune sono fatali per gli uomini" (Agricola, 1556).

Anche Paracelso ha descritto una mortalità insolitamente elevata per una malattia polmonare diffusa tra giovani minatori. Ha scritto il suo libro nel 1537 ma è stato pubblicato postumo soltanto dopo la sua morte (Paracelsus, 1567). Successivamente anche B. Ramazzini (1713) ha citato autori precedenti con particolare riferimento ad Agricola ed a Lucrezio.

Tra i minatori nella regione di Schneeberger-Jachymov nello Erzgebirge, la malattia era nota come "Schneeberger Krankheit" ed è stata diagnosticata come cancro polmonare nel 1879 (Härting & Hesse). La sua possibile associazione col radon è stata proposta circa 40 anni più tardi quando sono state scoperte delle concentrazioni elevate di radon nelle miniere di quella regione. La vera causa di questo cancro è stata identificata soltanto negli anni '50 del secolo scorso quando sono stati condotti i primi tentativi di dosimetria polmonare (Aurand *et al.*, 1955; Bale & Shapiro, 1955).

Raccomandazioni attuali

Il contributo rilevante del radon e dei suoi prodotti di decadimento al fondo naturale delle radiazioni ionizzanti ha richiamato l'attenzione sull'opportunità di provvedere il monitoraggio e di stabilire dei livelli di riferimento per ridurre la dose impartita agli individui maggiormente esposti.

Ma il rischio di cancro da bassi livelli di radiazioni è stimato per convenzione dagli effetti ben conosciuti dalle dosi elevate di radiazione facendo uso dalla teoria della correlazione lineare senza soglia che, d'altra parte, non è pienamente supportata dagli studi epidemiologici..

Infatti, alcuni studi sperimentali ed epidemiologici evidenziano l'esistenza di una soglia o addirittura di effetti benefici per basse dosi e basso rateo di dose di radiazioni. Secondo studi recenti (Preston *et al.*, 2003) non si trova una evidenza diretta per dosi inferiori a circa 0,5 Sv.

Ci sono notevoli incertezze nella stima del rischio di cancro al polmone negli ambienti diversi dalle miniere dove, inoltre le stime di rischio per unità di esposizione da diversi studi sui minatori, differiscono per un ordine di grandezza.

L'estrapolazione dalle miniere ad altri ambienti comportala concatenazione di varie approssimazioni dovute alla presenza di altri effetti. Ad esempio negli USA, Cole (1993) adotta argomenti convincenti per una politica del radon meno aggressiva. Egli dimostra infatti che l'informazione al pubblico con l'intero spettro di punti di vista sull'argomento non consente di trarre un giudizio obiettivo.

Comunque, la soluzione di questa controversia dovrebbe essere lasciata agli esperti di radioprotezione, mentre in questa sede ci si deve limitare soltanto alle raccomandazioni ed alle disposizioni di legge.

La legge italiana

In Italia è stato stabilito un livello di riferimento di 500 Bq/m³ per il radon. Se la concentrazione media annua del radon in un ambiente (una grotta, nel caso che qui interessa) è inferiore all'80% del valore di riferimento (cioè 400 Bq/m³) le misure devono essere ripetute ogni tre anni. Se invece il valore supera i 400 Bq/m³ le misure devono essere ripetute ogni anno.

Per valutare la dose alle persone è stato definito un fattore di conversione convenzionale pari a $3 \cdot 10^{-6}$ mSv che dà la dose effettiva per ogni unità di esposizione in Bq h m⁻³. E' così fissato il limite di 3 mSv/anno di dose impartita alle persone al di sotto del quale non si applica la qualifica di professionalmente esposto.

La procedura

Come si è già accennato in precedenza i dosimetri a traccia nucleare sono i più adatti per il monitoraggio in grotta grazie alla loro selettività (registrano soltanto le radiazioni alfa e non sono assolutamente sensibili alle radiazioni beta e gamma) ed alla loro robustezza intrinseca.

Quando si deve procedere per la prima volta al monitoraggio in una grotta, conviene effettuare una semplice campagna preliminare con uno strumento a lettura immediata per avere una valutazione indicativa della concentrazione del radon. Una volta che si disponga di questo dato si possono scegliere il tipo specifico di dosimetro ed il tempo di esposizione.

Dal momento che, come si è già accennato in precedenza, la concentrazione del radon può avere variazioni molto elevate, sarebbe opportuno proseguire lo studio per un tempo abbastanza lungo (per esempio settimane o anche mesi) per evitare l'influenza di picchi anomali che possono verificarsi senza alcuna causa apparente.

Comunque, quando non fosse possibile avere un monitoraggio in continuo, le misure dovrebbero essere ripetute

in stagioni diverse in modo da avere un valore medio annuo come è richiesto dalle disposizioni di legge. Infatti ci sono variazioni nictemerale e stagionali della concentrazione del radon per cause diverse aventi queste periodicità. In particolare bisogna tener presente che sovente le concentrazioni nel periodo estivo possono essere sensibilmente maggiori rispetto alla stagione invernale.

Gli interventi normalmente adottati per ridurre la concentrazione del radon negli ambienti di lavoro non possono ovviamente essere applicati in grotta dal momento che non è accettabile un'azione che modifichi la circolazione dell'aria nella grotta stessa. Per questo motivo l'unica possibilità per evitare il superamento del limite di legge per la dose ammessa per i lavoratori non professionalmente esposti (3 mSv/anno) consiste nel limitare il tempo di permanenza in grotta dei lavoratori stessi (le guide).

La relazione tra la concentrazione media ed il tempo trascorso in grotta durante un anno è data dalla seguente equazione:

$$T = \frac{10^6 * D}{7.784 * F * C}$$

dove:

T = ore all'anno di permanenza in grotta

D = Limite di dose annuale (3 mSv)

F = fattore di equilibrio

C = concentrazione media annua del radon (Bq m⁻³)

Con questa equazione è possibile calcolare il tempo che un lavoratore può trascorrere nel corso di un anno in una grotta con una data concentrazione media del radon. Questa relazione è stata riportata nella Fig. 9 per una semplice valutazione della situazione

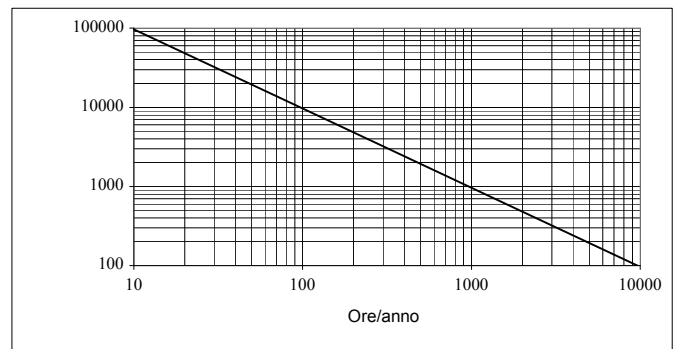


Fig. 9 - Ore all'anno che possono essere trascorse in grotta senza superare il limite di esposizione di 3 mSv con un fattore di equilibrio pari a 0,4.

Bisogna sottolineare che il non superamento del limite annuo di 3 mSv anche se possibile da un punto di vista normativo è assolutamente da evitare perché in questo caso sarebbe necessario classificare il personale interessato come "lavoratori professionalmente esposti" con oneri estremamente gravosi per la gestione della grotta turistica, praticamente inaccettabili dal punto di vista economico.

Altre considerazioni

Vale la pena di ricordare che una certa esposizione al radon

può verificarsi anche all'esterno della grotta ma nelle sue vicinanze. Infatti alcuni edifici come direzione, biglietteria, ecc. possono essere stati costruiti in prossimità della grotta stessa. Alcune grotte turistiche hanno degli edifici situati sopra l'ingresso della grotta, nonostante ciò sia assolutamente da evitare, e talvolta questi edifici sono occupati in permanenza da personale.

Tutto ciò deve essere assolutamente evitato in quanto potrebbe alterare notevolmente il microclima della grotta ed, inoltre, potrebbe impartire una dose al personale da esposizione al radon che non sarebbe in alcun modo giustificata.

In una grotta turistica dove il radon veniva regolarmente monitorato, si è riscontrato che il personale impiegato negli edifici soprastanti la grotta, ricevevano una dose più elevata rispetto alle guide! In questi casi occorre monitorare anche il radon indoor e, se necessario, adottare degli interventi atti a ridurre la concentrazione. Ma, come già riportato in precedenza, non si devono edificare costruzioni sopra le grotte sia per evitare una modifica del regime di percolazione delle acque meteoriche, sia per evitare un irraggiamento indebito del personale.

Diverse grotte turistiche dispongono di ascensori che consentono l'ingresso dei visitatori passando direttamente dalle costruzioni di accoglienza alla grotta. Questi ascensori fungono allora da pompe che trasferiscono l'aria della grotta direttamente nell'edificio. In questi casi la concentrazione del radon indoor può essere abbassata se gli ascensori portano ad un ambiente separato dal quale l'aria viene espulsa all'esterno invece di lasciarla filtrare all'interno del resto dell'edificio.

Se la concentrazione del radon in una grotta turistica è prossima al limite di legge (500 Bq/m³ in Italia) si dovranno evitare attività extra, come punti di ristoro all'interno della cavità. In linea di principio anche i lavori di grossa manutenzione e di nuovi interventi dovrebbero essere svolti nei periodi dell'anno nei quali la concentrazione del radon è più bassa (Aley, 2004), cioè in generale in inverno.

RINGRAZIAMENTI

Sono grato agli amici e colleghi che hanno contribuito in questi anni con informazioni e consigli; in particolare esprimo la mia riconoscenza al dr. Jozsef Hakl che fornito gentilmente dati originali ottenuti dal suo gruppo e il dr. Guido Peano sempre informato su tutti i dettagli della "sua" grotta.

OPERE CITATE

- AGRICOLA G., 1530 - *Bermannus sive de re metallica*. Froben, Basileae.
- AGRICOLA G., 1556 - *De re metallica*. Froben, Basileae, VI.
- ALEY T.J., 2000 - *Ubiquitous environmental contaminants; radon and radon daughters*. In: Lehr J. H. & Lehr J. K. - *Standard handbook of environmental science, health, and technology*. McGraw-Hill: 15, 20-29.
- AURAND K., JAKOBI W. & SCHRAUB A., 1955 - *Zur biologischen Strahlenwirkung des Radon und seiner Folgeprodukte*. Sonderbd. zu Strahlentherapie, 35: 237-243.
- BALE W.F. & SHAPIRO J.V., 1955 - *Radiation dosage to lungs from radon and its daughter products*. Proc. 1st Conf. on Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva; United Nations, New York: 13: 233-236.
- CHIESI M, CIGNA A.A. FADDA A., FANCELLO L., FORTI P., GRAFITTI G., MURGIA F., NASEDDU A. & PERNA G., 1986 - *La Grotta delle Lumache di Buggerru (CA), risultati preliminari del monitoraggio ambientale e delle ricerche scientifiche finalizzati alla definizione del livello di fruibilità compatibile*. Atti Convegno di Studio "Il carsismo e la ricerca speleologica in Sardegna, Cagliari, 23-25 novembre 2001. Anthéo, Boll. Gr. Speleo-Archeol. G. Spano, Cagliari, 6, Dic. 2002, 143-160.
- CIGNA A.A., 1986 - *Radon Concentration in Some Italian Caves*. Proc. 9° Congr. Int. Espeleologia, Barcelona (Spagna), 2: 84-88. Anche come: Rapporto ENEA RT-PAS-86-19.
- CIGNA A.A., 2005 - *Radon in Caves*. International Journal of Speleology, 34(1-2), 1-18. Ristampato anche in: Cigna A.A. (Ed.), 2009 - Proc. 5° Int. Congr. ISCA, Bermuda, October 2006. ISCA, Italy, 83-1
- CIGNA A.A. & FORTI P., 2008 - *Comment on Al-Azmi et al.*. Health Physics, 95(2): 255-257.
- COLE L.A., 1993 - *Element of risk; the politics of radon*. Oxford University Press.
- DEL MASCHIO F., 2010-2011 - *Anomalie di Radon in Grotta Gigante*. Tesi di laurea magistrale, Università di Trieste.
- HACKL J., 2004 - Personal communication to A.A.Cigna, 5 May 2004.
- HACKL J., HUNYADY I. & VÁRHEGY I., 1997) - *Radon monitoring in caves*. In Durrani S.A. & Ilic R. (Eds.) Radon measurements by etched track detectors. World Scientific: 261-283.
- HÄRTING F.M. & HESSE W., 1879 - *Der Lungenkrebs, die Bergkrankheit in den Schneeberger Gruben*. Vierteljahresschrift für gerichtl. Medizin und öff. Sanitätswesen, N. Folge, 30: 296-309; 31: 102-132, 312-337.
- NCRP, 1984 - *Evaluation of Occupational and Environmental Exposures to Radon and Radon Daughters in the United States*. NCRP Report N° 78.
- PARACELUSUS, 1567 - *Von der Bersucht und andere Bergkrankheiten*. Dillingen.
- PRESTON D.L., SHIMIZU Y., PIERCE D.A., SUYAMA A. & MABUCHI K., 2003 - *Studies of mortality of atomic bomb survivors. Report 13: Solid cancer and noncancer disease mortality: 1950-1997*. RERF Report No.24-02, Radiation Research, 160 (4): 381-407
- RAMAZZINI B., 1713 - *Diatriba de morbis artificum*. Pataria
- RIZZO G.B., 1903 - *Contributo allo studio della dispersione elettrica nell'atmosfera*. Atti Reale Accademia delle scienze

- di Torino, 38: 859-863.
- SANTORO E., 2012 - *Presunto imminente*. Energia, Ambiente e Innovazione. ENEA, Roma, 58 (6): 35-36.
- TANNER A.B., 1978 - *Radon Migration in the Ground: A Supplementare Review*. Natural Radiation Environment III, DOE Symp. Series 51, CONF-780422, 1: 5-56.
- YAMAZAWA H., HIRAO S., MORIIZUMI J., IIDA T. & TASAKA S., 2012 - *Evaluation of radon flux maps for Siberian and East Asian regions by using atmospheric radon concentration observed over oceans*. In: Sources and Measurements of Radon Progeny Applied to Climate and Air Quality Studies. IAEA, Proceedings Series STI/PUB/1541: 65-73.

Monitoraggio ambientale e radioprotezione nelle grotte di Skocjan, Slovenia

VANJA DEBEVEC (*), PETER JOVANOVIĆ (**)

RIASSUNTO

Le Grotte di Škocjan furono incluse nella lista del patrimonio mondiale UNESCO nel 1986 grazie alla loro eccezionale importanza per il patrimonio culturale e naturale. Il Parco Škocjanske jame si trova nella parte sud-occidentale della Slovenia. Il Parco fu istituito dall'Assemblea nazionale della Repubblica di Slovenia nel 1996, con lo scopo della conservazione e protezione di eccezionali fenomeni geomorfologici, geologici e idrologici, di rare e minacciate specie animali e vegetali, di siti paleontologici e archeologici, di peculiarità etnologiche e architettoniche e del paesaggio culturale e per garantire le opportunità per uno sviluppo idoneo.

Il Parco Škocjanske jame ha instaurato il monitoraggio che include i seguenti parametri del microclima ipogeo: umidità, CO₂, flusso del vento, concentrazione del radon e prodotti di decadimento. L'approccio alla gestione del posto di lavoro con radiazione naturale di sottofondo è complesso. Il monitoraggio del radon si svolge da più di dieci anni. La presentazione mostrerà le dinamiche osservate in diversi posti delle grotte relative ai prodotti di decadimento del radon e altri dati microclimatici. Sarà spiegata la relazione tra la radiazione di sottofondo e la capacità di carico.

Nel rispetto della legislazione slovena nel campo della radioprotezione siamo obbligati a eseguire speciali misurazioni nelle grotte e anche far sì che le guide e altri dipendenti nelle grotte siano regolarmente esaminati secondo procedure stabilite. Gli esami medici sono svolti dall'Istituto per la sicurezza sul lavoro di Lubiana per monitorare l'impatto del radon sui dipendenti nelle grotte. Anche la dose equivalente per ognun dipendente è stabilita regolarmente e fa parte del controllo medico dei dipendenti nelle grotte. Sarà presentato anche il sistema di istruzione nel campo della radioprotezione per il personale che lavora nelle grotte.

PAROLE CHIAVE: *Microclima ipogeo, radon, radioprotezione, capacità di carico*

INTRODUZIONE

Le Grotte di Škocjan furono incluse nella lista del patrimonio mondiale UNESCO nel 1986. Il sistema delle grotte, lungo 6,5 km, comprende straordinarie sale, gallerie e canyon sotterranei scolpiti dal fiume Reka. Il suo corso sotterraneo fu riconosciuto come zona umida di importanza internazionale dalla Convenzione di Ramsar. Il Parco Škocjanske jame è anche un sito del programma L'uomo e la biosfera col nome ufficiale Riserva della biosfera Kras.

Il monitoraggio del microclima ipogeo comprende il controllo del radon e dei parametri microclimatici. Il monitoraggio del radon viene svolto da quasi due decenni. Il monitoraggio continuo di temperatura, CO₂, umidità relativa e flusso del vento in punti designati è cominciato quattro anni fa.

Radon ²²²Rn entra nello spazio sotterraneo delle grotte tramite la diffusione dalla superficie delle pareti, il suolo e le profondità, dove si forma come prodotto di decadimento di ²²⁶Ra. Rn è un gas radioattivo con il periodo di dimezzamento di 3,83 giorni e risulta in prodotti di decadimento di breve durata: polonio ²¹⁸Po, piombo ²¹⁴Pb, bismuto ²¹⁴Bi e polonio ²¹⁰Po. Tutti questi sono metalli pesanti che si trovano nell'aria come particelle sospese libere o attaccate alle molecole d'acqua e aerosol nell'aria. Durante la respirazione si depositano sulla superficie delle vie respiratorie, quali naso e alveoli polmonari, dove decadono emettendo le particelle alfa, beta e gamma. I più pericolosi sono entrambi gli isotopi del polonio, i quali emettono particelle alfa che possono danneggiare celle dell'epitelio delle pareti bronchiali dei polmoni. Nel rispetto della legislazione slovena nel campo della radioprotezione siamo obbligati a svolgere un regolare monitoraggio del radon e garantire istruzione e esami medici alle guide turistiche che sono esposte alla radiazione nella maggior parte del tempo di lavoro (7,8,9).

Il monitoraggio ambientale nelle grotte è stato concepito in modo da valutare l'impatto antropogenico sul delicato ambiente ipogeo e di conseguenza la capacità di carico del sito. Questa è definita con il massimo numero ammissibile che non causa danni irreversibili al sito e allo stesso tempo consente al visitatore una visita di qualità del sito. Per proporre una gamma di limiti minimi e massimi dovrebbero essere inclusi diversi aspetti. Tra i più importanti sono naturalmente le caratteristiche fisiche e gli aspetti sociali ed economici del sito. Nelle grotte il numero di visite guidate è limitato anche dal raccomandato tempo trascorso nelle grotte che non causa l'aumento della dose effettiva del Rn. L'osservazione dell'impatto antropogenico si svolge tramite il controllo delle dinamiche della temperatura, umidità e CO₂, che dovrebbero aumentare dopo la visita (5,6).

Il monitoraggio del microclima ipogeo rivela interessanti dinamiche di parametri che generalmente sono considerati costanti. In alcune parti delle grotte si osserva l'impatto dell'aria esteriore.

METODI DI LAVORO

Nelle Grotte di Škocjan abbiamo designato sei punti di misurazione della concentrazione del Rn, tra questi tre per il costante monitoraggio della temperatura, CO₂, umidità e flusso del vento.

(*) Capo del Servizio ricerca e sviluppo, Parco Škocjanske jame, Slovenia

(**) Istituto per la sicurezza sul lavoro, Ljubljana, Slovenia

Il programma di monitoraggio viene svolto dall'Istituto per la sicurezza sul lavoro di Lubiana e dal Parco Škocjanske jame, Slovenia.

Misuriamo continuamente la concentrazione del Rn e trimestralmente anche i prodotti di decadimento del Rn usando i seguenti strumenti: RGA-40 (Scintrex, Canada) EQF-3020, RTM-2010 (Sarad, Germania), per prodotti di decadimento Rn: WLM-30 (Scintrex, Canada), EQF-3020 (Sarad, Germania). La dose effettiva per i dipendenti è calcolata secondo il modello ICRP32.

Alcuni altri parametri del microclima ipogeo sono misurati con strumenti Ahlborn ALMEMO, Germania, la temperatura è misurata con termocoppie, l'umidità con lo stazionario Psychrometer FP A836-3, CO₂ col sensore Almemo FYA600CO2. L'anno scorso abbiamo introdotto misurazioni di temperatura e umidità anche con strumenti Hanwell HT330.

Durante il periodo estivo e invernale del 2011 abbiamo eseguito il monitoraggio della concentrazione di particelle con campionatore low volume sampler Sven Leckel SEQ47/50 col metodo gravimetrico. Nel dicembre del 2011 abbiamo analizzato PM10 e gas NO, NO₂, Nox e CO con Airpointer, metodo ottico.

RISULTATI

La prima parte della grotta Tiha jama è abbastanza chiusa e di conseguenza la circolazione dell'aria è modesta. La seconda parte della grotta Šumeča jama, al contrario, è più aperta verso l'esterno e vi si osserva l'impatto dell'aria esteriore. La più alta concentrazione del Rn è stata misurata nel periodo estivo nel sistema della grotta Tiha jama: Kalvarija, Šotor, ingresso nella sala Velika dvorana e Velika dvorana. La concentrazione più bassa è stata misurata nella grotta Šumeča jama e presso le bacinelle. Questo vale per l'intero periodo del monitoraggio con fluttuazioni che dipendono dalla temperatura esteriore e dallo scambio dell'aria.

Valori medi dei prodotti di decadimento del Rn sono stati misurati nella prima parte delle grotte, da aprile ad ottobre, quando c'è la massima differenza tra la temperatura nelle grotte e l'esterno. Il fattore di equilibrio è alto durante tutto l'anno a causa della modesta ventilazione nella prima parte della grotta.

Diversi punti di misurazione nelle grotte hanno rilevato una costante temperatura nella prima parte delle grotte, che va dagli 11,9 °C ai 13 °C nella grotta Šumeča jama. C'è un lieve aumento di temperatura e livelli di CO₂ dopo le visite turistiche in spazi più chiusi, ma non si osserva alcun aumento di valori permanente (figura 3). Lo stesso vale per CO₂, con dinamiche giorno-notte. Siccome il flusso d'aria è modesto nella prima parte della grotta, nella grotta Šumeča jama c'è un impatto costante dell'aria esteriore. L'aria nella grotta è molto pulita, come risulta dai dati di PM10 e gas (figura 5) (1,2,3,4).

Comparando i dati medi mensili della stazione meteorologica sulla superficie possiamo osservare un aumento di temperatura al punto di misurazione Ponte durante l'estate (figura 4). C'è un flusso d'aria verso l'interno delle grotte a causa della differenza della temperatura (durante l'inverno la differenza è minore). Questo può spiegare anche i valori alti della concentrazione del Rn nella prima parte della grotta a causa del basso scambio dell'aria (figura 1). Il monitoraggio ambientale è pianificato e svolto per stabilire il limite massimo

della capacità di carico (CC) per la zona delle grotte. La capacità di carico fisica è principalmente collegata a caratteristiche geomorfologiche, mentre nei reali valori di capacità portante possiamo determinare anche altri parametri che vengono alterati dalla presenza dei turisti o la visita stessa è alterata a causa dell'accessibilità, condizioni atmosferiche o altri fenomeni. Abbiamo misurato i valori dei parametri microclimatici per osservare cambiamenti irreversibili nei valori a causa del numero di visitatori. Per adesso non sono stati rilevati cambiamenti di questo tipo. Però possiamo dire che uno dei fattori limitativi per le visite è anche la concentrazione del radon dal punto di vista della sicurezza sul lavoro, poiché le guide non possono avere un tempo esteso di visite a causa della bassa dose effettiva annuale. Per facilitare l'implementazione della gestione adattiva si potrebbe introdurre un indicatore che potesse descrivere l'equilibrio tra l'uomo e l'ambiente ipogeo. L'indice dell'uso delle grotte (CUI) dovrebbe comprendere i dati della CC e presentare i possibili limiti dell'impatto antropogenico sulla componente biotica e abiotica dell'ecosistema.

$$CUI = Ecc / Hhf$$

Dove possiamo definire:

Ecc – Fattori ambientali relativi alla capacità di carico,

Hhf – Fattore della salute dell'uomo

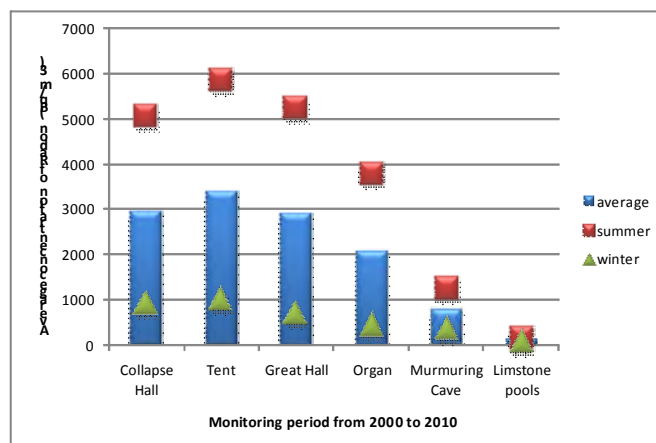


Fig. 1 – Concentrazione media del Rn in diversi punti nelle Grotte di Škocjan.

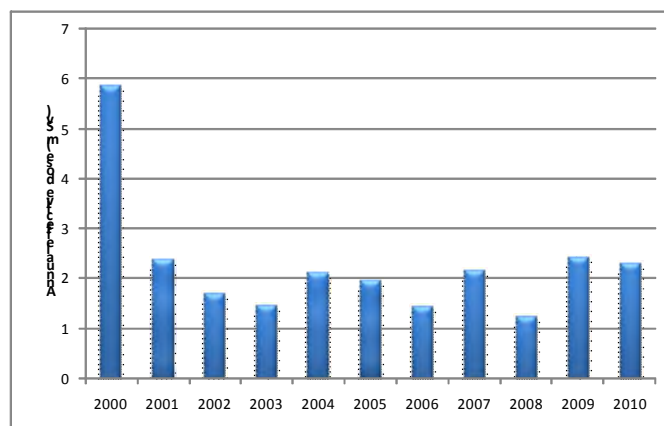


Fig. 2 – Dosi effettive annuali medie nel periodo decennale del monitoraggio.

Uno degli aspetti più importanti della radioprotezione sono anche l'istruzione e gli esami medici. L'aumento della consapevolezza ha portato a una diminuzione delle dosi effettive annuali nel periodo decennale del monitoraggio (figura 2).

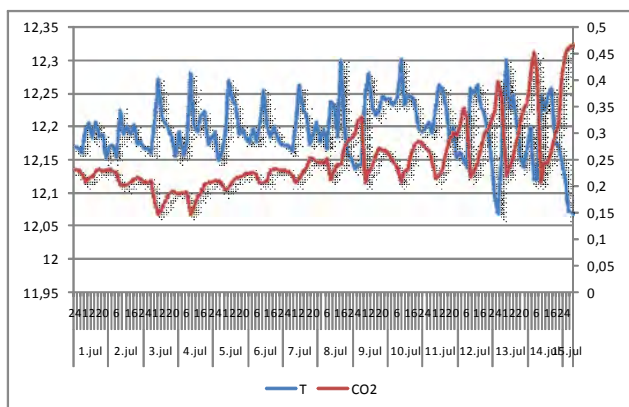


Fig. 3 – L'aumento della temperatura e valori CO₂ dopo le visite nelle grotte.

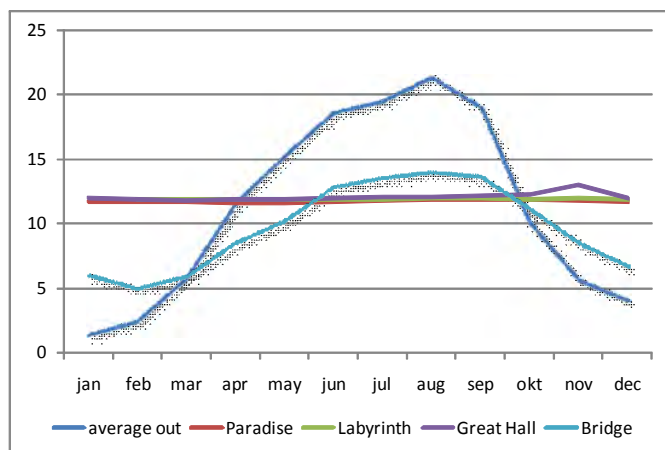


Fig. 4 – L'impatto dell'aria esteriore.

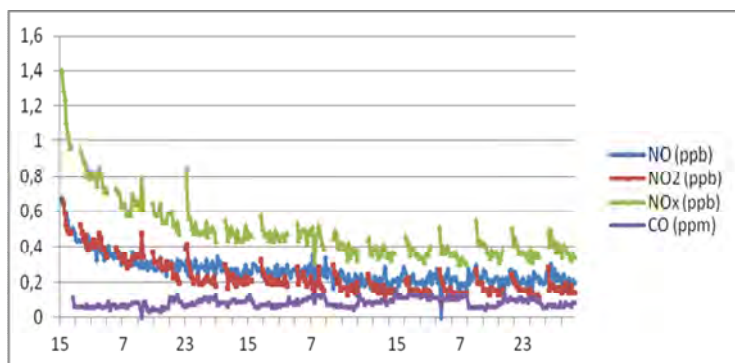


Fig. 5 – Misurazione di diversi gas nell'aria ipogea.

CONCLUSIONI

La concentrazione del Rn e dei prodotti di decadimento è maggiore durante l'estate e minore durante l'inverno. Durante l'estate si osserva la dinamica giorno-notte: durante il giorno la concentrazione del Rn è più e scende durante la notte poiché allora la differenza nella temperatura dell'aria esteriore e interiore è minore e questo risulta in uno scambio dell'aria più modesto.

Esiste il bisogno di una continua misurazione di ioni, particolato e aerosol, oltre agli altri parametri del microclima ipogeo, per stabilire il limite della capacità di carico della grotta. Nella valutazione di questa si dovrebbe prendere in considerazione anche la dose effettiva a causa della radiazione. Dovrebbe essere ben stabilita per garantire ai dipendenti in un ambiente così speciale un'adeguata sicurezza sul lavoro.

BIBLIOGRAFIA

1. *Legge sulla radioprotezione e sicurezza nucleare.* Gazzetta Ufficiale della RS 50/03.
2. *Regolamento sugli obblighi dell'esecutore di attività di irradiazione.* Gazzetta Ufficiale della RS 13/04.
3. *Regolamento sulle condizioni e metodologie per la valutazione delle dosi per la radioprotezione dei lavoratori e cittadini.* Gazzetta Ufficiale della RS 115/94.
4. *Comparative dosimetry of radon in homes and mines.* 1991. Washington D. C., National Research Council Academy press: 244 str.
5. CIGNA A. A. 1993. *Considerations on the environmental aspects of radiation protection.* V: OECD-NEA, Radiation Protection on the Threshold of 21st Century. Proceeding of ans NEA Workshop, Paris, 11 – 13 January 1993: 1-14.
6. CIGNA A. A., BURRI E. 2000. *Development, management and economy of show caves.* International Journal of Speleology, 29B, 1/4: 1-27.
7. *Legge sulla radioprotezione e sicurezza nucleare.* Gazzetta Ufficiale della RS 50/03.
8. *Regolamento sugli obblighi dell'esecutore di attività di irradiazione,* Gazzetta Ufficiale della RS 13/04.
9. *Regolamento sulle condizioni e metodologie per la valutazione delle dosi per la radioprotezione dei lavoratori e cittadini.* Gazzetta Ufficiale della RS 115/94.
10. *Decreto della Amministrazione per la radioprotezione della RS.* Ministero della Salute della RS, 1999.

2007-2012 Sei anni di rilevamenti ambientali e del radon in grotta Forra Lucia (720/T/PO) (Monti della Calvana - Prato)

FIASCHI ANDREA (*), FIORENZO GEI (**)

RIASSUNTO

La catena dei Monti della Calvana è costituita, per la maggior parte, da rocce appartenenti alla Formazione di Monte Morello, indicata dai vecchi Autori come Alberese o anche come Calcare ad Helmitoidi. La formazione appartiene all'Unità della Calvana che, con l'Unità Ofiolitica che ne costituiva probabilmente l'originario substrato, formava una successione "oceanica" completa in cui sono riconoscibili diversi livelli litostratigrafici: quello basale delle ofioliti, in cui troviamo rocce magmatiche e metamorfiche, quelli prevalentemente pelitici tra cui Argilliti a Palombini, quelli torbiditici, in prevalenza argillitico-arenacei (la Formazione di Sillano) o calcareo marnosi (la Formazione di Monte Morello). Nei calcari marnosi e nelle marne calcaree il fenomeno carsico si presenta sia con forme epigee sia ipogee, quest'ultime in strutture non molto estese a causa del notevole quantitativo di argilla che residua dalla alterazione delle marne.

La grotta di Forra Lucia (720/T/PO), percorsa in tutta la sua lunghezza da un torrente, si apre in sinistra idrografica del Rio Buti (335 m.s.l.m.), sul versante pratese dei Monti della Calvana. La cavità è impostata su diaclasi in corrispondenza di una struttura tettonica - la faglia del Rio Buti - dove possono verificarsi risalite di fluidi endogeni. Alla fine del 2003, grazie alla disponibilità di sistemi di rilevamento ambientale caratterizzati da una grande resistenza alle condizioni microclimatiche tipiche della grotta, Forra Lucia è stata attrezzata a stazione ipogea di presa dati ambientali e, nel 2007, anche per il rilevamento delle quantità di gas radon 222 in atmosfera.

Il Radon 222 è un elemento radioattivo, tempo di semivita 3,81 giorni, appartenente al gruppo dei gas nobili, che si origina per decadimento alfa dal radio 226. Nei pressi dell'area in analisi rocce contenenti metalli pesanti, quali il radio e i suoi precursori, sono presenti esclusivamente sul Monteferrato (serie ofiolitica), pochi chilometri a occidente della Calvana.

Forse per l'improbabilità di trovarne, nessuno aveva testato la presenza di radon all'interno di ipogei carsici insistenti sui calcari dei Monti della Calvana. Nel dicembre 2004, grazie ad un intervento con rilevatore portatile di radioattività alfa da parte di Guido Peano, direttore del laboratorio sotterraneo della Grotta di Bossea (CN), venne scoperto che nell'atmosfera della grotta di Forra Lucia era presente una notevole quantità di Radon 222; gas che non pochi geologi ritenevano essere uno dei più accreditati precursori sismici.

Nel marzo 2007 prese definitivamente avvio il monitoraggio della concentrazione del radon in atmosfera grazie ad un sensore AlphaGUARD PQ2000 Genitron; in pratica un contatore Geiger costituito da una camera a ionizzazione ottimizzata per la misura di impulsi α .

I dati raccolti mostrano che, in media, le emissioni si attestano sui 4000 Bq/m³, con il massimo tra 7000 e 10.000 Bq/m³ ed il minimo intorno agli 800 Bq/m³; appaiono inoltre evidenti un andamento periodico delle emissioni e una relazione diretta tra la saturazione d'acqua delle fratture del sistema carsico e le emissioni di radon veicolate dalle medesime fratture.

Due le spiegazioni plausibili per la forte presenza di questo gas nella grotta: che il gas risalga attraverso le fratture profonde da un basamento costituito da rocce magmatiche e metamorfiche, sottostante alla formazione carbonatica a conferma di quelle che sono le convinzioni che si vanno affermando nella definizione della geologia regionale, oppure che il radon origini dalle argille residuali dal disfacimento dei calcari della Calvana.

Le stazioni sismiche gestite dall'Istituto Geofisico Toscano - fondazione Prato Ricerche - si trovano numerose nell'area del Mugello (FI) ed in provincia di Prato e rilevano tutta l'attività sismica locale a partire da valori di magnitudo superiori a 0.8 Richter. Comparando i loro dati con quelli delle variazioni della quantità di radon 222 in Forra Lucia, nel tentativo di dare al radon il significato di precursore sismico, l'unica corrispondenza significativa trovata è quella con la crisi sismica del settembre 2009. Si osserva però che il massimo di radon 222 segue di tre giorni il mainshock di magnitudo 4,5. Di conseguenza più che di "precursore" dovremmo parlare di "successore" del terremoto. Per tutti gli altri eventi sismici registrati non si sono rilevate variazioni significative nel radon.

KEY WORDS: *Forra Lucia, radon 222, radioattività alfa, precursore sismico.*



Fig. 1 - Pianta e sezione della grotta Forra Lucia (720/PO, Monti della Calvana, Prato, quota ingresso 317 s.l.m., coordinate ingresso 671916E - 4865066N, dislivello totale 31 m., sviluppo 270 m.ca.)

INTRODUZIONE

La grotta denominata Forra Lucia (720/T/PO) si apre sul versante pratese dei Monti della Calvana, in sinistra idrografica del Rio Buti ed è percorsa, in tutta la sua lunghezza, da un torrente collettore che vede la luce, nello stesso Rio Buti, da una sorgente perenne situata pochi metri sotto la grotta detta della Fonte Buia Inferiore. Quest'ultima è, in definitiva, un

(*) Sismologo Istituto Geofisico Toscano

(**) Chimico, Collaboratore Museo di Scienze Planetarie Prato, Speleologo e ONCN CAI

sifone di non meglio precisate dimensioni, un ramo semifossile che nei periodi di massima portata funziona da scarico di troppo pieno, sia per Forra Lucia, che per un sistema carsico ancora sconosciuto la cui esistenza è ipotizzata in base alla sproporzione osservata in certi periodi dell'anno tra i volumi di acqua uscenti da questa risorgiva e quelli fluenti entro Forra Lucia.

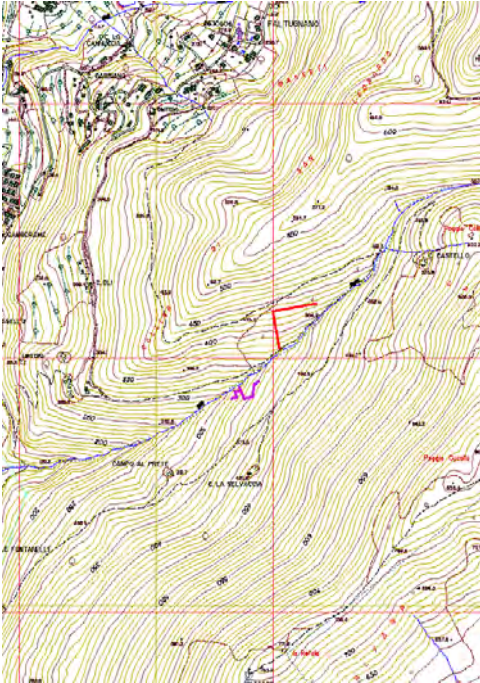


Fig. 2 – La carta mostra, in rosso, la posizione e lo sviluppo della Grotta della Fontebuia e, in violetto, la posizione e lo sviluppo della grotta della Forra Lucia. Da dove termina il tratto percorribile all'uomo della Forra Lucia al Rio Buti stanno le gallerie sommerse di Fonte Buia Inferiore che ricevono le acque anche da altro sistema carsico al momento sconosciuto.

Nel novembre 1975 i soci del Gruppo Speleologico Pratese, oggi Unione Speleologica Pratese del CAI, riuscirono ad entrare nella grotta di Forra Lucia dopo aver asportato decine di metri cubi di materiale presenti nel corridoio d'ingresso, inizialmente un condotto a pressione nel quale si depositavano i sedimenti trasportati dalla corrente mano a mano che questa diminuiva la sua velocità. Durante l'esplorazione della cavità gli speleologi constatarono che questa avrebbe potuto facilmente ospitare un laboratorio ipogeo senza che si rendessero necessari lavori di adattamento. Per questo, nel dicembre 1979, chiesero ed ottennero un comodato gratuito, a nome del CAI di Prato, dai proprietari del fondo dove si trova la grotta. Dopo quasi un anno di lavoro, il 30 novembre 1980, venne inaugurata la prima versione del laboratorio, nel quale si sarebbero dovuti misurare periodicamente i principali parametri ambientali per determinare le condizioni microclimatiche ed idrologiche della grotta.

Ad un breve periodo di attività seguì una lunga fase di stasi durante la quale non furono prelevati dati a causa della mancanza di strumentazione idonea. Finalmente il laboratorio riprese a funzionare alla fine del 2003 grazie alla disponibilità

di nuovi sistemi di rilevamento ambientale caratterizzati da una maggiore resistenza alle condizioni microclimatiche della grotta rispetto alle attrezzature disponibili un quarto di secolo prima. L'acquisto degli strumenti è stato possibile grazie al contributo dell'Assessorato al governo del territorio ed aree protette della provincia di Prato.

Inizialmente nel laboratorio di Forra Lucia vennero messi in funzione una sonda multiparametrica e due datalogger. La sonda, di tipo sottomarino, grazie a cinque specifici elettrodi in vetro era in grado di rilevare, ad intervalli di tempo determinati e scelti a piacere, la portata, la temperatura, l'ossigeno disciolto, il pH e la conducibilità dell'acqua del torrente sotterraneo. I datalogger avrebbero rilevato, nel frattempo e con la stessa scansione temporale, umidità relativa e pressione barometrica dell'aria, temperatura della roccia in superficie grazie ad un foro praticato in una parete, alla profondità di 120 cm.

Il monitoraggio ambientale veniva integrato dalla periodica analisi chimica quantitativa, secondo le norme del D.L. 152 (ultima versione 29/04/2006), dei principali parametri qualitativi dell'acqua.

I geologi che visitarono e studiarono Forra Lucia stabilirono che la cavità si sviluppa su diaclasi in corrispondenza di una struttura tettonica - la faglia del Rio Buti (vd. carta allegata) - dove possono verificarsi risalite di fluidi endogeni. Nel dicembre 2004 Guido Peano, direttore del laboratorio ipogeo del Comitato Scientifico Centrale CAI di Grotta Bossea (CN), venne invitato a portare in Forra Lucia un rilevatore portatile di radioattività alfa. Fu così che si rivelò, per la prima volta, la presenza, e in notevole quantità, di gas radon-222 nell'atmosfera di una grotta dei Monti della Calvana. Questa conoscenza evidenziò l'importanza, per non dire la necessità, di dotare il laboratorio ipogeo di uno strumento capace di rilevare quantitativamente in continuo la concentrazione del radon-222 atmosferico attraverso la sua radioattività alfa.

Alla fine del 2005, grazie all'intervento finanziario della provincia di Prato, fu acquistato un sensore AlphaGUARD PQ2000, ovvero un contatore Geiger costituito da una camera a ionizzazione ottimizzata per la misura di impulsi α . Durante il funzionamento normale dello strumento, il gas fluisce attraverso un filtro in fibra di vetro, di elevata superficie specifica, posto all'ingresso della camera a ionizzazione e verso l'interno della stessa. Attraverso questo filtro possono transitare solo le particelle alfa e il radon-222 gassoso, mentre i prodotti del suo decadimento vengono bloccati prima che possano entrare. Allo stesso tempo il filtro protegge la camera a ionizzazione da un'eventuale contaminazione di particelle esterne e da polvere presente nell'aria.

Dopo un periodo di messa a punto durato circa due anni dal 2007 si diede inizio al monitoraggio ambientale continuo del radon all'interno della grotta.

Il presente lavoro mostra i dati acquisiti ed alcuni spunti interpretativi sulle origini del gas e sulle sue relazioni con altri fenomeni naturali, in particolare i terremoti.

antiaereo presente sul Monteferrato. Quest'ultimo è un basso e poco esteso rilievo, tre coni di altezza massima 420 m s.l.m. molto prossimo ai Monti della Calvana, costituito fondamentalmente da serpentine - il "marmo verde di Prato" - e gabbri. Dagli studi geologici sappiamo che le rocce ofiolitiche (o serpentine), oltre che sul Monteferrato, sono molto probabilmente anche alla base della Calvana. Se l'origine del radon è legata al substrato ofiolitico sottostante il massiccio calcareo, risulta fondamentale conoscere la concentrazione di radon al suo interno. Per questo motivo è stato sfruttato il rifugio antiaereo presente nel Centro di Scienze Naturali di Galceti che essendo scavato completamente per circa cento metri nelle ofioliti e con un pozzo interno per l'approvvigionamento idrico consente un perfetto campionamento del radon. Tre diversi rilevamenti sono stati eseguiti con dosimetri tenuti sul posto per sei mesi ogni volta ed hanno dimostrato che nel suo interno la radioattività non si discosta da quella media esterna: tra i 50 e i 100 Bq/m³. Le ofioliti sembrano quindi estranee alla presenza del radon all'interno della massa calcarea dei Monti della Calvana.

Da dove potrebbe allora prendere origine il radon-222 presente in così gran quantità nelle grotte testate?

Una vecchia analisi del Mancini, pubblicata nel 1951, mostra chiaramente che i calcari della Calvana devono essere definiti marnosi per il forte residuo di materiale argilloso derivante dalla loro dissoluzione: dal 7 al 27 % su sei campioni da lui prelevati.

Tabella 1 – Analisi Calcimetriche su rocce della Calvana pubblicate da Mancini nel 1951

Localizzazione dolina	quota slm	carbonato di calcio %	Residuo %
500 m a nord di Monte Maggiore	900	74	26
Monte Maggiore	900	78	22
Rio della Fonte al Favo	730	86	14
500 m dal passo della Croce	780	85	15
Poggio Castiglioni	395	93	07
dolina di Poggio Cocolla	780	89	11
500 m a nord di Case Selve di sopra	640	73	27

Il Mancini effettuò l'analisi con un calcimetro De Astis, strumento oggi superato. Abbiamo quindi prelevato altri sei campioni e li abbiamo sottoposti ad analisi in due diversi laboratori su apparecchio Axford.

I valori riportati in tabella indicano:

A) le quantità di carbonato di calcio, espresse in percentuale sul peso, presenti nel campione secondo analisi del CNR UniFi;

B) lo stesso dato, rilevato in un laboratorio privato;

C) le quantità di magnesio, espresse come percentuale di MgO (ossido di magnesio);

D) le quantità di alluminio, espresse come percentuale di Al₂O₃ (ossido di alluminio);

E) le quantità di silice espresse come percentuale di SiO₂ (anidride silicica);

F) le quantità di ferro, espresse come percentuale di Fe₂O₃ (ossido ferrico);

G) le quantità di potassio, espresse come percentuale di K₂O (ossido di potassio).

Tabella 2 – Analisi calcimetriche su campioni raccolti (2010, F. Gei et alii)

Camp.	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)	(G)
1	82	84	0,30	1,66	9,67	1,15	0,14
2	96	97	0,00	1,28	2,91	0,69	0,08
3	65	65	1,07	5,05	21,98	1,96	1,00
4	82	83	0,46	2,19	11,04	1,07	0,22
5	91	91,5	0,18	1,34	7,07	0,83	0,03
6	87	86	0,33	2,04	9,31	1,01	0,24

I campioni sottoposti ad analisi sono stati prelevati (vedi carta geologica):

1) Terrazza di San Leonardo, da strato di alberese massiccio ed inalterato.

2) Rio Buti al guado di Campo al Prete, da deposito tipo travertino da acque saturate.

3) Piega coricata detta "Boomerang", al contatto tra uno strato di alberese e gli argilloscisti.

4) Il Crocicchio, dove nasce il Rio Buti, da strato analogo a quello di prelievo del campione 1.

5) Dolina del Ciuco, all'ingresso della grotta detta Buca del Ciuco.

6) All'interno della Grotta dei Cocci.

Come si vede i risultati delle analisi effettuate nel 1951 e quelle del 2010 sono sostanzialmente analoghi.

A nostro avviso potrebbero essere le argille residuali a contenere una quantità di metalli pesanti, tra i quali i genitori del radon. Per questo vorremmo sottoporre ad analisi i residui argillosi che si trovano, spesso in banchi anche di notevole potenza, all'interno delle grotte della Calvana.

Aspetti ambientali e sanitari

Nel caso del radon possono acquistare rilevanza considerazioni sulla salubrità delle emissioni, ovvero se la sua

presenza determina un problema di tipo sanitario e di quale entità. L'uomo è soggetto all'esposizione di diverse fonti di radiazioni ionizzanti di origine naturale; fra queste il radon si dice sia l'elemento che fornisce il maggior contributo. Essendo un gas, quando è presente nell'atmosfera lo si respira, se in seguito esso decade produce particelle alfa all'interno dei polmoni, particelle che possono provocare notevoli danni impattando con i tessuti polmonari. Per questo l'Organizzazione Mondiale della Salute (WHO), attraverso l'Agenzia Internazionale per la Ricerca sul Cancro (IARC), lo ha classificato, fin dal 1988, nel Gruppo 1; gruppo nel quale sono elencate le 95 sostanze per le quali si ha il massimo livello di certezza di cancerogenicità per l'uomo.

Diventa quindi di fondamentale importanza definire la concentrazione di radon all'interno delle grotte ed il suo decorso nel tempo sia per le attività speleologiche che ivi si svolgono, sia per le interazioni esistenti tra le acque che le attraversano ed il loro eventuale utilizzo a fini idropotabili.

Relazione tra radon ed attività tellurica

Può essere della più grande importanza, oltre che del più grande interesse, capire la causa delle anomalie della concentrazione del radon e valutare la possibilità che queste siano utilizzabili nella prevenzione di eventi sismici. Per cercare di capire se veramente sia possibile questo collegamento il CAI di Prato ha attivato una collaborazione con la fondazione "Prato Ricerche - Istituto Geofisico Toscano" proprietaria di una rete di monitoraggio sismometrico locale. La distribuzione territoriale della rete è stata pensata principalmente in funzione delle aree a maggior rischio sismico: in particolare le stazioni sono ubicate rispettivamente nei comuni di Pistoia (PSL - Passo della Collina, MTCR - Monte della Croce), Montemurlo (PTF - Fattoria di Iavello), Firenzuola (VISG - Visignano), Palazzuolo sul Senio (BIBN - Bibbiana), Marradi (LMD - Lutirano), Scarperia (SEI - Sant'Agata), Vicchio (VMG - Villore), Borgo San Lorenzo (BOSL - Monte Aguzzo), La Rufina (RUF). Di queste SEI e VMG fanno parte anche della rete nazionale centralizzata e vengono pertanto ritrasmesse nella sede operativa dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Le stazioni sismiche rilevano tutta l'attività sismica locale a partire da valori di magnitudo superiori a 0.8 Richter.

Nel modello classico che spiega la genesi di un terremoto un ruolo importante è svolto dal processo di microfessurazione che precede il sisma nella zona della faglia 'stressata'. La costante apertura e chiusura di piccole fessure può favorire l'emissione di radon dalle rocce e farlo accumulare nelle acque freatiche e, in forma gassosa, nel suolo. Gli imponenti processi di deformazione nell'area della faglia sotto stress possono causare un sostanzioso aumento del flusso di radon, che raggiunge il picco nelle ore antecedenti il terremoto per poi diminuire subito dopo sia per il degassamento che per la chiusura repentina di queste microfessure (Scholz, C.H., L.R. Sykes e Y.P. Aggarwal 1973. Earthquake prediction: a physical basis. Science 181: 803-810.)

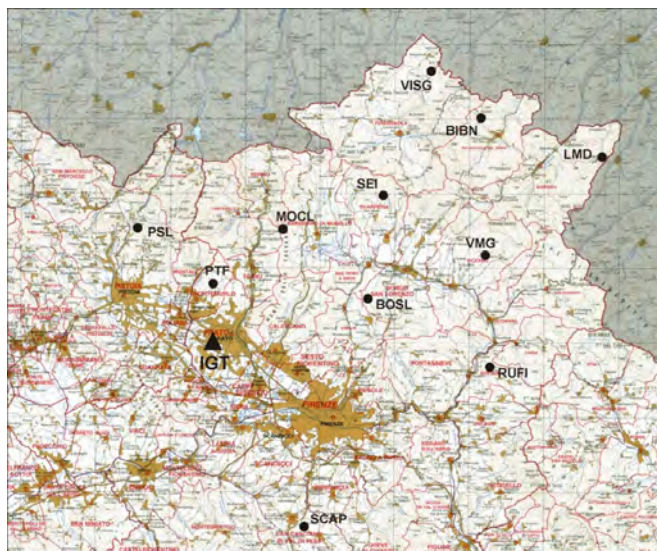


Fig. 4 - La rete sismometrica della Prato Ricerche - Istituto Geofisico Toscano.

Quindi all'arrivo di un sisma le fratture della massa rocciosa si stirano, si allargano e si deformano permettendo una risalita del radon in quantità superiori a quanto accade normalmente.

Normalmente per le misure di radon si considerano anomalie quelle che eccedono i valori di +/- 2 sigma, cioè due deviazioni standard (Igarashi G., Wakita H.; 1990: Groundwater radon anomalies associated with earthquakes, Tectonophysics, 180, 237-254). Se lo scopo dello studio delle anomalie è correlarle con i terremoti si aggiunge l'ulteriore condizione che gli eventi sismici devono avere magnitudo maggiore o al limite uguale alla seguente espressione:

$$M \geq 2.4 \log_{10} D - 0.43$$

Dove M è la minima magnitudo richiesta per ottenere un'anomalia di radon alla distanza D. (Hauksson, E. e J.G. Goddard 1981. Radon earthquake precursor studies in Iceland. Journal of Geophysical Research 86(B8): 7037-7054.). Nel presente lavoro si è fatto riferimento a questa espressione per la scelta degli eventi da sottoporre a valutazione.

RISULTATI DEL MONITORAGGIO

Il rilevamento della radioattività alfa in Forra Lucia è stato eseguito dal 2007 alla fine del 2012, campionando con frequenza oraria tramite AlphaGUARD PQ2000. Il monitoraggio è stato quindi pressoché continuo e tale da consentire di rilevare sia le variazioni stagionali che le variazioni a corto periodo. L'uso di dosimetri, che danno una misura totale del periodo di rilevamento, ci ha permesso di constatare l'esatta corrispondenza del valore medio da questi misurato e quello medio misurato dall'AlphaGUARD.

Sebbene il monitoraggio fosse iniziato nel marzo 2007, alcuni problemi tecnici legati alle difficoltà di alimentazione dello strumento hanno impedito di avere da subito un dataset

completo, in particolare mancano i dati di alcuni momenti nel periodo che va dal giugno 2007 al giugno 2008 e mancano pure alcuni brevi periodi della restante parte del 2008 e del 2009. Dal 2010 il dataset è completo per tre anni.

Nella grotta della Forra Lucia è stata rilevata una radioattività alfa da radon-222 che ha superato più volte i 10.000 Becquerel al metro cubo d'aria (Bq/m³). Questo contro una media esterna misurata compresa tra 30 e 100 Bq/m³. Nel grafico sottostante sono riportati i valori della concentrazione del radon misurati tra il giugno 2008 ed il dicembre 2012.

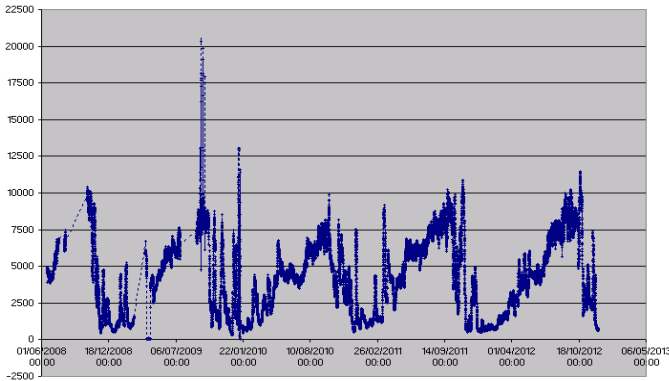


Fig. 5 – Concentrazioni di radon tra giugno 2008 e dicembre 2012.

Per conoscere meglio il fenomeno sono state eseguite anche determinazioni della concentrazione di radon nelle acque presenti all'interno della grotta Forra Lucia e della Grotta della Fonte Buia, acque che, in entrambi i casi, alimentano il Rio Buti e che, dopo poche centinaia di metri dalla loro risorgenza, vengono captate dall'acquedotto pratese. I valori di concentrazione rilevati nelle acque delle due grotte sono risultati notevolmente inferiori ai valori soglia previsti per gli usi potabili, con un valore massimo poco superiore ai 2,5 Bq/L.

Nel corso del periodo monitorato - 2007/2012 - sono stati registrati circa 3000 eventi sismici con due crisi sismiche di rilievo, avvenute rispettivamente a marzo del 2008 e settembre del 2009. Nell'occasione furono registrati ben 4 terremoti con magnitudo Richter superiore a 4, e con epicentro a circa 18 km dalla grotta Forra Lucia. Purtroppo la prima crisi è avvenuta proprio nel periodo durante il quale il monitoraggio di radon era stato momentaneamente sospeso per problemi tecnici.

Nonostante i periodi mancanti i dati raccolti mostrano delle caratteristiche interessanti: in primo luogo è evidente una marcata stagionalità, i massimi nelle emissioni si raggiungono sempre a fine settembre inizio di ottobre, mentre il minimo si rileva tra novembre e febbraio. In media le emissioni si attestano sui 4000 Bq/m³, con il massimo tra 7000 e 10000 Bq/m³ ed il minimo intorno agli 800 Bq/m³.

Notevoli i picchi assoluti annuali che nel 2009, in corrispondenza della crisi sismica di settembre, hanno raggiunto i 20.000 Bq/m³. Interessanti sono anche le pulsazioni che si rilevano nel periodo che intercorre tra il raggiungimento del minimo annuale e l'inizio della risalita con valori che partendo da 800-900 Bq/m³ arrivano anche a 9000 Bq/m³.

Venendo all'interpretazione dei dati osservati, appare evidente che l'andamento periodico delle emissioni deve essere legato a qualche fenomeno stagionale che condiziona il rilascio

del radon nell'ambiente della grotta. Le figure seguenti mostrano gli andamenti del radon rispetto a tre parametri scelti tra quelli più significativi nel contesto ipogeo nel quale sono state fatte le rilevazioni: Temperatura T°, umidità H e pressione atmosferica P. Per apprezzare meglio l'andamento relativo delle funzioni ciascuna variabile è stata normalizzata e riscalata all'interno del singolo grafico.

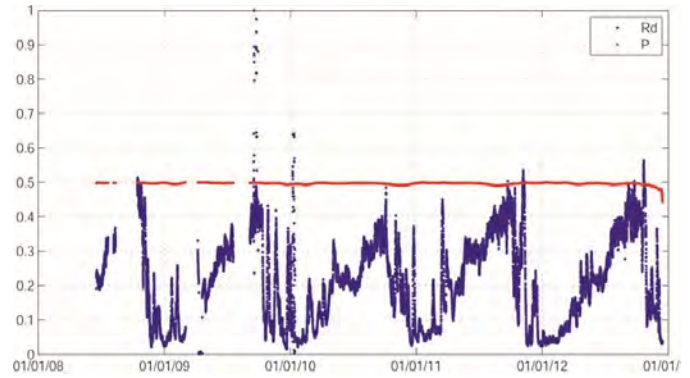


Fig. 6 – Radon e pressione atmosferica interna alla grotta.

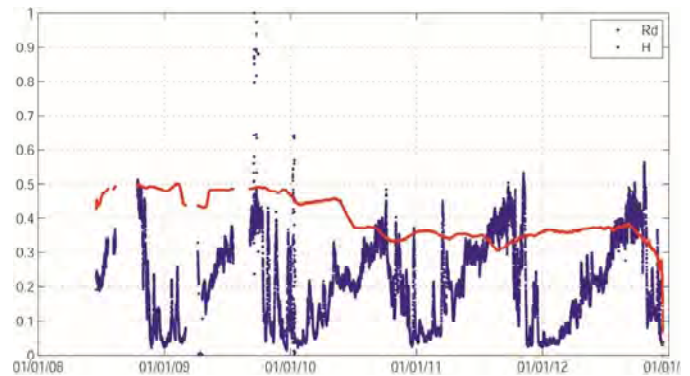


Fig. 7 – Radon e umidità relativa all'interno della grotta.

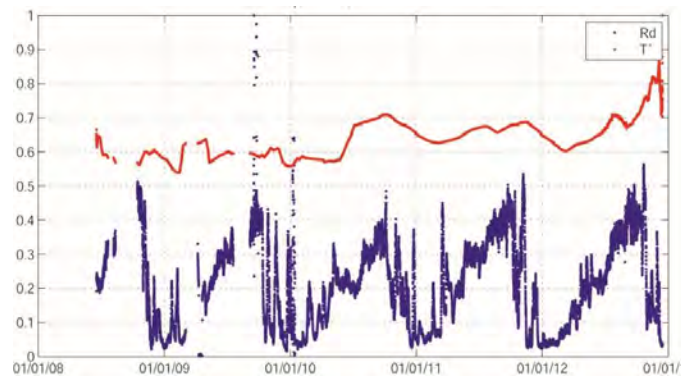


Fig. 8 – Radon e temperatura interna alla grotta.

Le brusche variazioni in tutti i parametri negli ultimi giorni del 2012 sono relative al trasporto degli strumenti all'esterno. Il trend all'aumento della temperatura e contemporanea diminuzione dell'umidità relativa, a partire dalla primavera 2010, è stato rilevato anche con altri strumenti di tipo classico. Da evidenziare che la zona dove insiste Forra Lucia ha visto un significativo innalzamento delle temperature estive cui sono seguiti inverni relativamente miti mentre scarsissime sono state

le precipitazioni a partire da quel momento fino all'inizio dell'inverno 2012/2013. Inverno che ha portato abbondanti piogge e nevicate, ma scarsità di freddo. Le stalattiti di Forra Lucia hanno smesso lo stillicidio dal maggio/giugno 2010 fino alla metà di dicembre del 2012. Una storia meteo che rispecchia esattamente quanto si legge nei grafici.

Nella figura seguente viene mostrato il quadro sinottico dei parametri temperatura interna alla grotta, temperatura esterna, precipitazioni annuali ed emissioni di radon registrati tra il 2008 e il 2011. L'unico parametro che mostra una certa correlazione con il radon è quello delle temperature esterne, anche se con una certa sfasatura temporale.

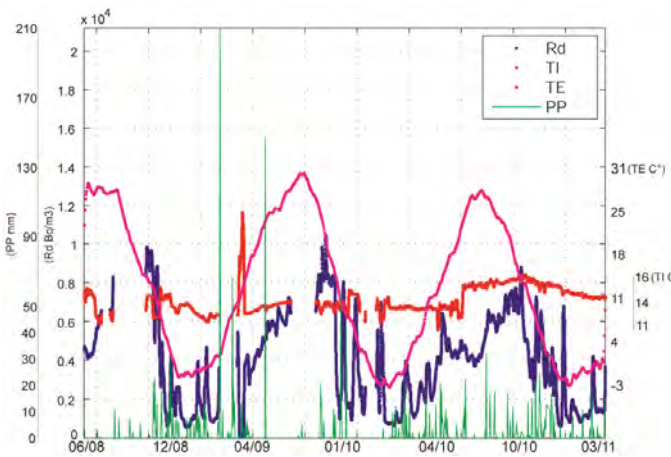


Fig. 9 – Quadro sinottico di alcuni parametri ambientali significativi e concentrazioni di radon.

Purtroppo non sono disponibili misure strumentali della portata del corso d'acqua all'interno della grotta in quanto la sonda multiparametrica vede i suoi sensori coprirsi di una patina di calcare che rende in brevissimo tempo inattendibile, poi impossibile, ogni misura. È tuttavia evidente una corrispondenza tra i minimi di portata, osservati visivamente, ed i massimi di radon. Questo sembra implicare una relazione diretta tra la saturazione d'acqua delle fratture del sistema carsico e le emissioni di radon veicolate dalle medesime fratture.

Per quanto riguarda il radon come precursore sismico, l'unica corrispondenza statistica significativa, come già segnalato, è quella con la crisi sismica del settembre 2009. Guardando i tempi si osserva però che il massimo di radon segue di tre giorni il mainshock di magnitudo 4,5. Di conseguenza più che di precursore dovremmo parlare di "successore" del terremoto. Per tutti gli altri eventi sismici registrati non si sono rilevate variazioni significative nel radon.

La crisi ha una prima fase il 1 marzo 2008, con tre eventi sopra magnitudo 4, ed una seconda fase tra il 14 ed il 17 settembre 2009. Evento max di magnitudo 4.5 il 14 settembre 2009 alle 20.04, profondità 13 km. Tra il 14 ed il 17 settembre 2009 si registrano oltre 250 repliche con magnitudo locale compresa tra 3.3 e 0.5. Distanza con Forra Lucia 18 km, eventi significativi, secondo formula Hauksson e Goddard, sopra 2.6.

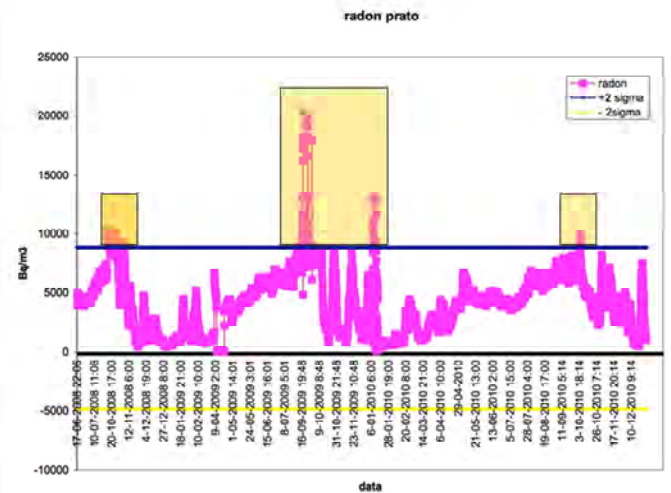


Fig. 10 – Raffigurazione delle anomalie di radon statisticamente significative.

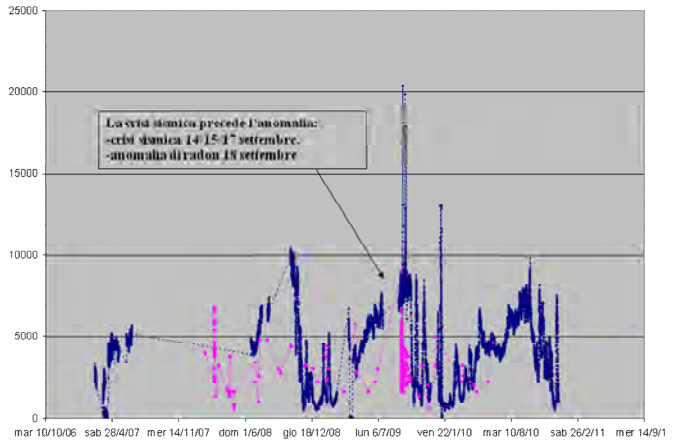


Fig. 11 – Confronto radon terremoti: il dato sismico è stato riscaldato rispetto alla magnitudo per poterlo confrontare visivamente in uno stesso grafico con il radon.

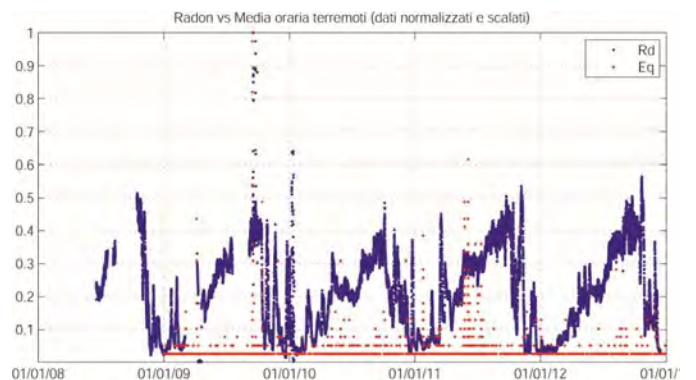


Fig. 12 – Confronto radon frequenza oraria dei terremoti

Nell'ultima figura è stato fatto il confronto con la frequenza oraria dei terremoti per valutare la possibilità di una correlazione tra la concentrazione di radon e le sequenze sismiche accadute nell'area esaminata. Purtroppo anche questo parametro non si discosta da quanto osservato per i singoli eventi sismici.

Il monitoraggio si è dovuto purtroppo definitivamente interrompere a fine dicembre del 2012, e il dataset è ancora in fase di studio, ma possiamo senz'altro dire che l'andamento non ha subito variazioni di alcun tipo. Pare che si possa senz'altro dire che la quantità di radon è massima durante i periodi di maggiore magra del torrente e dello stillicidio. Con la crescita della portata d'acqua del torrente e la ripresa dello stillicidio si ha una rapida decrescita della radioattività alfa che arriva a diminuire anche del 90%.

RICERCHE ATTUALMENTE IN CORSO IN FORRA LUCIA

Cessata la presa dati per il rilevamento del radon, Forra Lucia, grotta "chiusa" e quindi con ambiente fondamentalmente integro nella sua naturalità, viene ora utilizzata per studi di biospeleologia. Alcuni ricercatori dell'Università di Firenze, collegati con l'Università di Milano, stanno conducendo un notevole lavoro sugli *Speleomantes* e sui ragni del genere *Meta* che presentano, questi ultimi, un curioso fenomeno di gigantismo.

OPERE CITATE

- AGATI M., GEI F. & NEGRI M., 2003 - *Il laboratorio ipogeo di Forra Lucia (PO)*. Atti del Convegno Nazionale: "L'Ambiente Carsico e L'Uomo", Grotte di Bossea – Frabosa Soprana (CN), 3-8 settembre 2003.
- BASTOGI, CANESSA, GEI, MAETZKE, 2008 - *Un itinerario naturalistico per i monti della Calvana*. Nuova Toscana Editrice, Firenze.
- CICALI F. & PRANZINI G., 1984 - *Idrogeologia e carsismo dei Monti della Calvana - (Firenze)*. Boll. Soc. Geol. It. n°103: 3-50.
- CIGNA A., 2005 - *Radon in caves*. International Journal of Speleology, 34 (1-2): 1-18.
- CIGNA A., 2003 - *The distribution of radon concentration in caves*. Int. J. Speleol., 32 (1/4): 113-115.
- GEI F., 1981 - *Formazione di un laboratorio sperimentale ipogeo sui monti della Calvana a nord di Prato a cura del GSP del CAI*. In: Atti del 1° Congresso Informale di speleologia fisica, Bologna.
- GEI F. & GRUPPO SPELEOLOGICO PRATESE DEL CAI, 1985 - *Le grotte della Calvana*. Ed. del Palazzo, Prato: 134 pp.

The overview of the radon and environmental characteristic measurements in the Czech show caves

LENKA THINOVA (*), KATERINA ROVENSKA (***), ALES FRONKA (***)

ABSTRACT

The origin of the cave makes the particular cave an original. The origin or source of sediments in the cave is one of the parameters influencing the sources of radon in the cave. It is not possible to predict any potential irradiation problem in the given underground area from general geological information; therefore a large number of long-term and short-term studies were carried out in all Czech show caves and underground speleotherapy areas. The effective dose from radon and its short-lived daughters for workers is calculated on the basis of the ICRP65 Recommendations and could be expressed by equation $E = h_p \cdot c_{V,Rn} \cdot T$, where E is annual effective dose (usually in mSv); h_p is dose conversion factor based on results from the epidemiological studies and is equal $3.1 \text{ nSv}/(\text{Bq} \cdot \text{h} \cdot \text{m}^{-3})$ for workers; T is time spent in the area with activity radon concentration $c_{V,Rn}$ (h); $c_{V,Rn}$ is radon activity concentration ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$). A conservative methodology for estimation of a potential dose in caves employs solid state alpha track detectors RAMARNS. The integral radon concentration measurement data is converted into annual effective doses, using an additional "individual cave factor j " for underground workplaces, which values varied between 1 and 2.4, depends on unattached fraction of radon daughters and equilibrium factor.

KEY WORDS: *Carst caves, radon, natural radioactivity, effective dose, gamma spectrometry*

INTRODUCTION

The area of the Czech Republic is formed by two basic geological units, forming inseparable component of larger geological structure, being the base of the geological constitution of Europe. The Czech karst areas represent carbonate karst belonging to the *Central European Type of polycyclic and polygenetic karst*. *Hydrothermal karst* represents a special type of karst. Diverse geological substructure led to the formation of two larger karstic units and a number of karstic "islands". These karstic systems have developed in bodies of limestone, lime dolomites, mostly from the Devon period, less frequently from the Silurian period in the framework of Czech Massif and from the Jurassic period in the area belonging to the regional area of West Carpathians. The show caves (13 in total) in the Czech

Republic can be classified according to their genesis as corrosive, (i.e. formed through dissolution along cracks and surfaces with lower resistivity) (*Chýnov Caves*), (i.e. where the major carving factor was an active water flow) (*Na Špičáku Cave*), areas with a combination of these corrosive and abrasive (*Balcarka Cave*), and even, in a special case, as hydrothermal (caves created through the flow of warm mineral waters through the massif) (*Zbrašov Aragonite Caves*). Some caves still encompass an active underground stream. The origin of the cave makes the particular cave an original. The origin or source of sediments in the cave is one of the parameters influencing the sources of radon in the cave. The health impact of the irradiation which is caused by radionuclides in general can be defined using annual effective dose, which consists of external and internal dose (see Figure 1). Both of those values comprise the behavior of the people in the area under investigation and the time spent in this environment performing given activity. It is not possible to predict any potential irradiation problem in the given underground area from general geological information; therefore a large number of long-term (which were focused on monitoring the variability of the measured values) and short-term studies (which provided immediate values describing the cave environment at the time of sampling) were carried out in all Czech show caves and underground speleotherapy areas. The research measurements were based on the initial results from an aerosol measurement campaign. Two caves (the *Bozkov Dolomite Caves* and the *Zbrašov Aragonite Caves*) were selected for advanced long-term measurements.

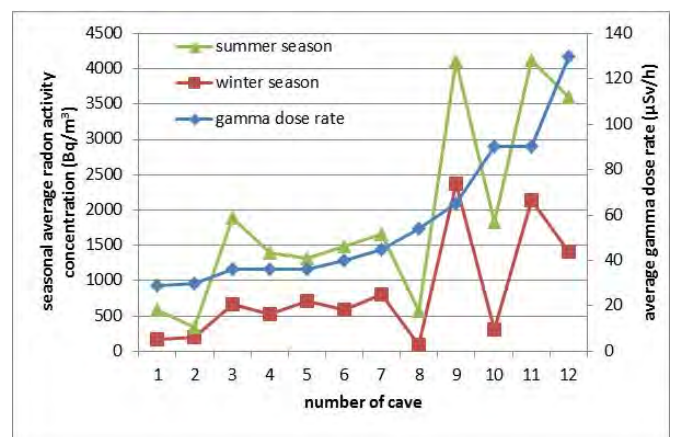


Fig. 1 – Comparison between average values of radon concentration and gamma dose rate (in ascending order) in the Czech show caves

(*) Department of Dosimetry, CTU in Prague, Brehova 7, 115 19 Praha 1, Czech Republic, thinova@fffi.cvut.cz

(**) National Radiation Protection Institute, Bartoskova 48, 140 00 Praha 4, Czech Republic, katerina.rovenska@suro.cz, ales.fronka@suro.cz

MATERIALS AND METHODS

Description of the environment

For the purposes of our study of the concentration of radon within underground spaces, it is important to establish which basic parameters influence the radon concentration in various types of underground spaces. It is not so important to categorize the different types of underground spaces according to whether they are of artificial or natural origin, because the type of origin has little effect on irradiation monitoring. The environment of caves is typically characterized by nearly 100% humidity, and the number of aerosol particles is around 10^2 times lower than outside (but the number of free ions is higher). The seasonal variations of $c_{V,Rn}$ are very high (up to tens of thousands of $Bq \cdot m^{-3}$) and the development of variations is the reverse of the development observed in dwellings. When discussing underground irradiation, we should consider on the one hand the sources, and on the other hand the environmental conditions, which may play an essential role in the distribution of radiation sources, and their time variability, because irradiation is caused mainly by inhalation of radon. The more complicated the tectonic system is, the more it enables the transport of radon from the bedrock. The low ventilation rate of underground spaces, and the stack effect, significantly increase the impact of radon coming from the bedrock. Many underground areas (where workers and guides spent more than 100 hours per year) were made available for monitoring. Because the optimum period of time for monitoring cave parameters that have an impact on human health is a year or longer, two caves of different origin (the *Bozkov Dolomite Caves* and the *Zbrašov Aragonite Caves*) were chosen for complex long-term experiments. In other areas, including the remaining show caves, speleotherapy facilities, wine cellars, underground mine museums, underground fortresses, etc., only measurements of short-term radioactivity and environmental conditions were carried out (usually around three days in duration).

Measurements

The establishment of a more precisely determined dose value would have a significant impact on radon remedies and/or on restricting the time workers stay underground. The approach to the calculation method might be improved on the basis of knowledge obtained by the following measuring procedures:

- continuous radon measurements (to capture the differences in $c_{V,Rn}$ between working hours and night-time, and also between daily and seasonal variations in radon concentration); device used: continual monitors RADIM3, AlphaGuard, RADONIC01 and integral SSNTDs and RAMARNs
- regular measurements of radon and its daughters to estimate the equilibrium factor F and the presence of ^{218}Po ; device used: FRITRA4
- regular indoor air flow measurements to study the location of the radon supply and its transfer between areas of the cave; device used: TESTO452
- natural radioactive element content evaluations in subsoil

and in water inside/outside the cave, a study of the radon sources in the cave; semiconductor laboratory gamma spectrometry on samples

- aerosol particle-size spectrum measurements to determine the free fraction; device used: SMPS, nano SMPS, APS
- monitoring the behavior of guides and workers to record the actual time spent in the cave, in relation to the continuously monitored radon concentration levels.

RESULTS

Results of long term measurements and experiments

Integral radon measurement verification

For experiments with integral radon detectors around 200 pieces of RAMARNs were used. The number of outliers was less than 10%, while the causes of very low values were not clarified. On the basis of knowledge of the underground working environment, including the behavior of guides, and on the basis of the results from comparative measurements, we conclude that integral radon monitoring can provide more consistent results for calculating the effective doses that are received.

Continuous radon monitoring results

Using the continuously monitored radon concentration records for the *Bozkov Dolomite Caves*, it was determined that the best period for “winter season” measurements was from October 1st to March 31st; the remaining months are referred to as the “summer season”. These periods of time correspond with the seasonal variations, and also conform to the business operation of the caves.

No major differences were shown in the average $c_{V,Rn}$ during working time and non-working time in the four investigated caves. The difference between the total average and the average for working hours was 5%, and for non-working hours the difference was 4%. The difference between working hours and non-working hours was 9% in maximum. No major differences were shown in the average $c_{V,Rn}$ during working time and during non-working time in the caves. The results obtained from continuous monitoring indicate that the average radon concentration from integral monitoring can be confidently used for calculating the radon dose.

The correlation between the radon concentration in two different areas of the *Zbrašov Aragonite Caves* and the outside temperatures is presented in Figure 2. The shift between the temperature maxima and the radon concentrations in Jurik’s Dome (further from the entrance, deeper part of the cave) is approx. 3.5 hours. The shift between temperature maxima and radon concentrations in Gallaš’s Dome is 0.5 hour.

Figure 3 shows how the changes in air flow may affect the radon concentration in the *Zbrašov Aragonite Caves*. The ratio between daytime and night-time temperatures determines how much the cave environment “works”. The maximum outside temperature during the measurements in June was 23°C, and in September the maximum temperature was 22°C, but the temperatures during the night in June were around 7°C, while in September the night temperatures were around 17°C! During

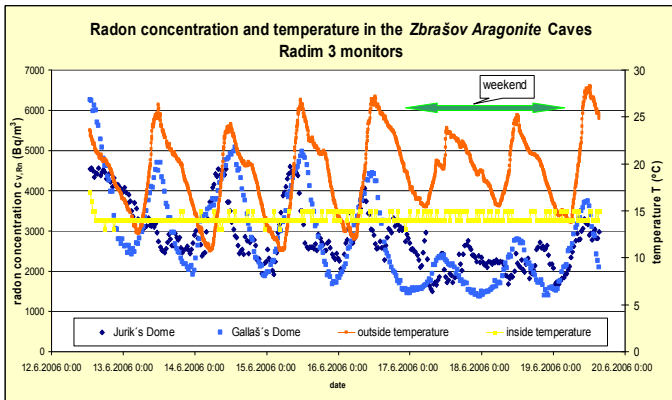


Fig. 2 – Correlation between outside temperatures and radon concentration inside the Zbrašov Aragonite Caves (continual monitor RADIM3)

the summer period, the air exchange is more intensive, so the levels of radon concentration are higher. (The outside temperature data was obtained from a meteorological station outside the Zbrašov Aragonite Caves).

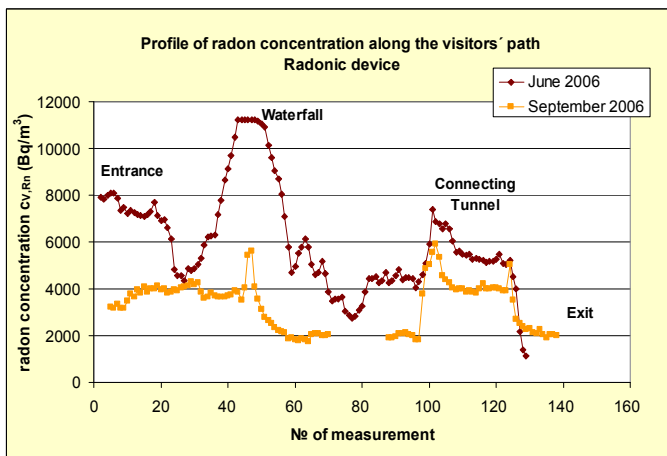


Fig. 3 – The profile along the visitors' path in different air flow conditions (the Zbrašov Aragonite Caves, continual monitor RADONIC01)

Short-term measurement results

Air flow measurement results

The air flow in each underground area is quite individual, and only ambiguous rules for air mass transportation can be proposed. These rules may change from day to day and from year to year, depending on several parameters. The air flow significantly impacted the radon concentration levels in individual locations. However, in order to calculate the dose from radon it is not necessary to know the air flow in detail, only the radon concentrations, which must be measured continuously. The ratio between the outside temperature and the inside temperature influences the air flow in underground spaces. The radon concentration decreases when the difference between these temperatures approaches zero °C. Existing continuous measurements show that a decrease in the outside temperature manifests itself as an increase in radon concentration, with a delay ranging from a few days to three months, depending on the depth of the study area inside the cave (see Figure 4).

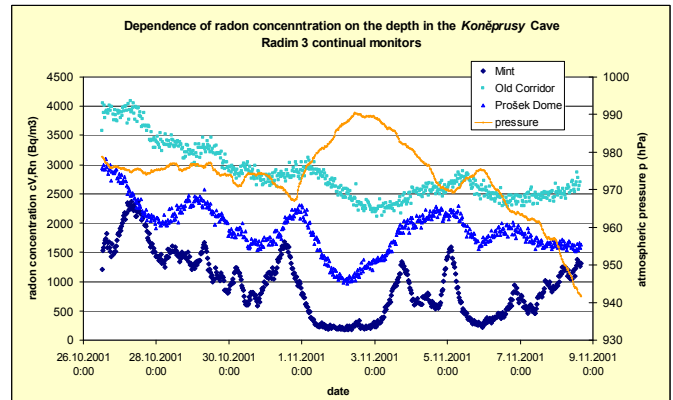


Fig. 4 – The influence of an increase in atmospheric pressure on a decrease in radon concentration at different depths in the Koněprusy Cave (RADIM3)

Unattached fraction measurement results

The results from unattached fraction measurements using the FRITRA4 device were the source for individual cave factor calculations. Our experiments highlighted some questions, e.g. the relevance and reproducibility of unattached fraction measurements (dependent on wire screen properties) in environments with different aerosol size distributions. Generally, the measurements in caves in the Czech Republic that are open to the public demonstrated that each cave is a distinct site – the free fraction ranged from 0.03 to 0.6; with arithmetical average for the unattached fraction was 0.13. These results led to a modification of the methodology for assessing the dose in caves in the Czech Republic.

Aerosol spectrum measurement results

In addition to radon measurements, we made measurements of the aerosol particle size distribution, one of the most important parameters for dose evaluation. The presence of aerosol particles 1-10 µm in diameter is definitely caused by the presence visitors or personnel; when the cave was closed, the particles rapidly disappeared (after approx. 1 h the concentration was about 10-4 #/cm³). By contrast, the concentration of particles about 200 nm in diameter is relatively stable (~10 #/cm³). For the ~10 nm particle size group, it seems that the aerosols are produced by intensive work or movement (the concentration is about 100-1000 #/cm³). The activity deposited on each mode was determined using the measured aerosol concentrations. For “Night” mode, the AMADs were 140 and 170nm; for “Guided Tour” mode, the AMADs were 144, 176 and 1900 nm. Using LUDEP SW (in ROVENSKÁ), dose conversion factors were obtained for individual radon daughters DCF_{mod} (1).

$$DCF_x = \sum_{mod} C_x * DCF_{mod}(X) * fractionEEC_{mod} \quad 1$$

Dose rate measurements, and the dose from external irradiation calculation results

High radon concentrations cause internal irradiation due to inhalation of radon daughters and - despite of low content of natural radionuclides in presented rocks - external irradiation due to high gamma dose rates caused mainly by ²¹⁴Bi energies. Although the intensity of cosmic radiation in the underground is

very low the external irradiation in karst caves is higher than that above the surface. In terms of health impact, only the number of hours spent under the ground can be used as a criterion for caves classification. The effective doses calculated for the time spent annually by workers in caves under the ground are negligible. The values are not higher than units of μSv . The dose from external irradiation in caves is smaller than, or comparable with, the irradiation on the surface, and it was not taken into account when performing the total effective dose in caves calculations.

Radon in water sample measurement results

Two types of water samples were collected: water from lakes and water from small puddles of dripping water. The radon concentration in lakes was in the range of units Bq/l. In dripping water, the concentration was very low, practically below the detection limit. The low concentration of radon in the measured water samples, together with the low and stable temperature in caves, leads to the conclusion that water cannot be the source of a high concentration of radon in caves. Only in Hanička military fortress the Rn concentration in water reaches more than 200Bq/l and this water spring is evidently the source of radon here (see Figure 5).

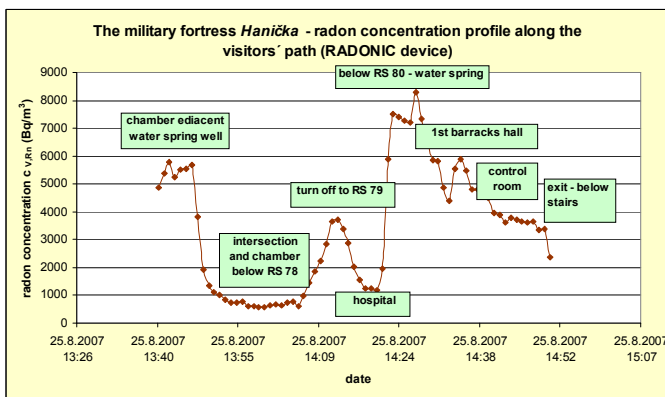


Fig. 6 – Radon concentration along the visitors' path (Hanička military fortress), which is influenced by radon released from a local water spring (240 Bq/l)

Results of laboratory gamma spectrometry measurements

In limestone, the concentration of ^{226}Ra and ^{228}Th is usually units of Bq/kg. The concentration of ^{226}Ra and ^{228}Th in sediments is usually tens of Bq/kg. The highest ^{226}Ra concentrations in samples of sediments were in the *Mladeč Caves*, in the Cathedral of Nature (106 Bq/kg) and in the Blue Cave (183 Bq/kg). In the *Chýnov Caves* 73 Bq/kg ^{226}Ra and 120 Bq/kg ^{228}Th were measured in the Sticky Corridor area. The $^{228}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ ratios in sediments are mostly higher than 1; they are 1.5 on an average. In the *Mladeč Caves*, in the sediments from the Cathedral of Nature, the Deed's Dome, the Blue Cave; in the *Javoříčko Caves*, in the Brash Dome, the Sink Dome, the Garden; in pelits (equivalent to *Rudické* layers) in the *Zbrašov Aragonite Caves*, in the sand-clay sediments in the Shooting of Žižka Cave (*Chýnov Caves*) and in all sediments in the *Bozkov Dolomite Caves*, the ratios are less than 1. The contribution of the autochthonous material is probably significant. Typical values for the $^{228}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ ratio for carbonate rocks (including amphibolite and erlan) varied between 0.2 - 0.5. The ratio of

$^{228}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ enabled the origin of the clastogene sediments to be assessed. For autochthonous speleogene sediments the ratio varies around 0.5, and for allogeneic sediments the ratio varies around 1.5. In three cases, the ^{137}Cs isotope was identified in the analyzed samples, suggesting a surface source of the sediments. These samples were located near the surface. They are clastogene sediments flushed into the cave, or they were transported artificially when the cave was modified. The gamma spectrometry method that we used did not enable us to determine other radionuclides ratios, which are in very low concentrations in the rock.

Cave factor determination results

The direct dependence between equilibrium factor F and the size of the free fraction f_p was described using the Log-Power expression $\ln(1/f_p) = a \cdot \ln(1/F)^b$. The calculated values for coefficients a and b for measured free fraction values from a wire screen (FRITRA4 device) from the all measurements made in caves and in underground areas were $a = 1.85$ and $b = -1.096$. The individual cave factor was calculated for investigated underground areas on the basis of results from the aerosol campaign in the *Bozkov Dolomite Caves* in 2002 (unattached and attached fraction and equilibrium factor measurements, using the FRITRA4 continuous monitor) (Figure 6). Recommended aerosol modes for dwellings were taken into account (in MARSH). The dose conversion coefficients were calculated, using LUDEP software (in ROVENSKÁ). A new methodology was recommended for use in all underground workplaces – caves, wine cellars, mines (with the exception of active mines), tail-race tunnels, bank vaults, etc.

The main source of radon is the ^{226}Ra radionuclide content in the rock and sediments present in the underground space – in the material of these areas, or coming from the bedrock. Very high concentrations are caused by transport of radon from the deeper parts of these areas, where they are retained due to very low ventilation. It is impossible to remove these sources, but for the purposes of radiation protection the doses can be kept within the limits by only regulating the time spent under the ground.

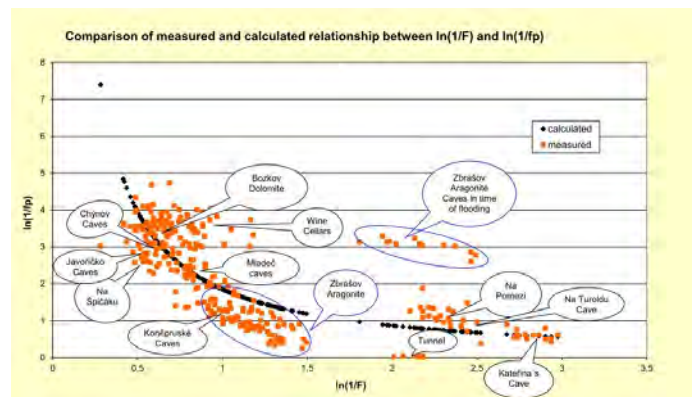


Fig. 7 – The Log-Power expression $\ln(1/f_p) = a \cdot \ln(1/F)^b$ for all investigated underground areas

SUMMARY

The main source of radon is the ^{226}Ra radionuclide content in the rock and sediments present in the underground space – in the material of these areas, or coming from the bedrock. Very high concentrations are caused by transport of radon from the deeper parts of these areas, where they are retained due to very low ventilation. It is impossible to remove these sources, but for the purposes of radiation protection the doses can be kept within the limits by only regulating the time spent under the ground.

The most important results for cave environments were: the values for the annual effective dose due to external radiation were not higher than units of μSv , and were considered negligible in comparison with the internal dose due to radon; radon in water cannot be the source of a high concentration of radon in the Czech caves; in limestone, the concentration of ^{226}Ra and ^{228}Th is usually units of Bq/kg ; the concentration of ^{226}Ra and ^{228}Th in clastic sediments is usually tens of Bq/kg ; the $^{228}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ ratios in clastic sediments are generally higher than 1 (on an average, they are 1.5); typical values for the $^{228}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ ratio for carbonate rocks (including amphibolite and erlan) varied between 0.2 - 0.5; the free fraction of radioactive particles in air ranged from 0.03 to 0.6, with arithmetical average $f_p = 0.13$; integral radon monitoring using RAMARN detectors can provide more consistent results for calculating the effective dose; no major differences were shown in the average radon activity concentration during working time as opposed to non-working time; the best period for “winter season” measurements was from October 1st to March 31st, while the remaining months are referred to as the “summer season”. The effective dose from radon and its short-lived daughters for workers is calculated on the basis of the ICRP65 Recommendations and could be expressed by equation $E = h_p \cdot c_{V,Rn} \cdot T$, where E is annual effective

dose (usually in mSv); h_p is dose conversion factor based on results from the epidemiological studies and is equal $3.1 \text{ nSv}/(\text{Bq}\cdot\text{h}\cdot\text{m}^{-3})$ for workers; T is time spent in the area with activity radon concentration $c_{V,Rn}$ (h); $c_{V,Rn}$ is radon activity concentration ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$). A conservative methodology for estimation of a potential dose in caves employs solid state alpha track detectors. The integral radon concentration measurement data is converted into annual effective doses, using an additional “individual cave factor j” for underground workplaces, which values varied between 1 and 2.4, depends on equilibrium factor and unattached fraction of radon daughters.

ACKNOWLEDGMENTS

The measurements and the research presented here were financially supported by:
 2002 – 2005: the Department of Dosimetry FNSPE CTU in Prague
 2006 – 2007: the State Office for Nuclear Safety, the project № VaV 12/2006
 2008 – 2012: the Czech Ministry of Education, Youth and Physical Culture (research plan № MSM6840770040)
 2002 – 2012: the Cave Administration of the Czech Republic

WORKS CITED

MARSH J.W. & BIRCHALL A., 1998 - *Sensitivity Analysis of the Weighted Equivalent Lung Dose Per Unit Exposure from Radon Progeny*. NRPB-M929.
 ROVENSKÁ K., 2007 - *Dose from radon calculation. Diploma thesis*. CTU in Prague.

Monitoraggio del radon atmosferico nella grotta di Bossea tramite dosimetri passivi

G. PEANO (*), E. VILLAVECCHIA (*), M. FAURE RAGANI (**), M. DUCOURTIL (**), G. AGNESOD (**),
E. CHIABERTO (***), E. SERENA (***), R. TRIPODI (***), A. PRANDSTATTER (***), M. MAGNONI (***)

RIASSUNTO

A partire dal 2012 si è intrapreso un monitoraggio del radon atmosferico all'interno della grotta di Bossea con l'utilizzo di dosimetri passivi a tracce. Come messo in evidenza da studi precedenti^[1,2,3,4] le fluttuazioni temporali della concentrazione all'interno della grotta dipendono fortemente dall'andamento delle piene e dalle portate del torrente collettore del sistema carsico. Alcuni studi erano stati condotti con monitori in continuo, che consentivano però la misurazione in un numero assai limitato di punti.

Con questo nuovo monitoraggio che prevede l'utilizzo di dosimetri passivi, si è potuto estendere il monitoraggio lungo tutto lo sviluppo della grotta. Le misure si protrarranno nel tempo e avranno una durata minima di un paio d'anni, con periodi di campionamento ravvicinati. In questo lavoro preliminare che conta al momento quattro periodi di misura è stato possibile avanzare solo alcune prime ipotesi sulle influenze che le caratteristiche geomorfologiche, idrogeologiche e litologiche della grotta hanno sulle concentrazioni del gas radon. La presenza di ampi volumi e restringimenti, cadute d'acqua, correnti d'aria e variazioni litologiche lungo il percorso possono, infatti, influire sulle variazioni spaziali e temporali del radon.

Allo scopo si è adottata una metodologia che mette in campo strumenti avanzati di indagine statistica (ANOVA *ANalysis Of VAriance*, *analisi di correlazione*, *cluster analysis*).

KEY WORDS: *Dosimetri passivi a tracce, radon, ANOVA*

INTRODUZIONE

La molteplicità dei fattori che intervengono nella regolazione della concentrazione atmosferica del radon nei differenti siti della grotta rende notevolmente complessa una precisa correlazione della stessa con i parametri ambientali del sistema carsico quali l'idrodinamica del collettore e delle percolazioni, la meteorologia, la litologia, la geomorfologia, la tettonica, la geometria e la volumetria. Lo scopo di questo lavoro è evidenziare il comportamento del gas radon lungo tutto lo sviluppo della grotta di Bossea utilizzando dosimetri passivi a tracce.

La disponibilità dei valori di concentrazione derivanti da una rete capillare di dosimetri potrà contribuire in modo forse determinante al conseguimento di una conoscenza esauriente delle dinamiche del radon in tutta la grotta che sono già state

individuate nelle grandi linee dalle ricerche pregresse, ma che necessitano ancora di approfondimenti, precisazioni e di sicure convalide. Al momento la modesta quantità dei dati finora acquisiti e la breve durata del rilevamento (di poco superiore ai nove mesi) non consentono una sicura correlazione con molti dei parametri ambientali in gioco, consentendo soltanto di avanzare alcune ipotesi. La futura disponibilità di rilevazioni dosimetriche più prolungate e di una quantità di dati molto maggiore, e la validazione delle correlazioni individuate tramite l'analisi statistica consentirà probabilmente in avvenire una conoscenza più completa della situazione.

Morfologia della grotta

La Grotta di Bossea costituisce la parte terminale di un sistema carsico molto esteso che veicola volumi idrici assai consistenti, lunga complessivamente quasi 3 km. È articolata in due differenti settori: un ramo principale, percorso dal torrente collettore del sistema carsico, esteso per circa 1500 metri, suddiviso in una zona inferiore costituita da una serie di giganteschi saloni posti in forte dislivello ascendente, e in una zona superiore, a sviluppo sub orizzontale, costituito essenzialmente da una lunga ed altissima forra (Canyon del torrente) e dal lago terminale (Lago Loser). Un esteso complesso di gallerie fossili, sovrasta il ramo attivo mentre all'estremità del lago terminale ha inizio la zona sommersa del sistema carsico, esplorata dagli speleo sub in modesta parte (250 metri di sviluppo x 54 di profondità), ma estesa probabilmente per qualche chilometro.

Geologia, litologia ed idrogeologia del sistema carsico di Bossea

Il sistema carsico che alimenta il collettore principale che scorre nella Grotta di Bossea (il Torrente Mora) ed i numerosi apporti secondari che confluiscono nel dreno principale (Polla delle Anatre, Polla dell'Orso, Polletta ecc.) è impostato nei litotipi appartenenti alla serie del Brianzonese Ligure (Vanossi, 1974). Tale successione è costituita da un basamento metamorfico con meta-vulcaniti a grana minuta o a grossi cristalli di kfeldspato, localmente molto laminati (Permiano medio-Carbonifero sup.), quarziti e meta conglomerati dello Scitico - Permiano sup. e da una copertura carbonatica. Nella successione carbonatica si riconoscono alla base delle dolomie, calcari dolomitici e calcari del Trias medio, seguiti poi da calcari marmorei a grana grossolana, localmente micacei del Giurassico e da calcari arenacei molto scistosi del Cretaceo. I rapporti tra il basamento e la copertura carbonatica sono molto complessi: nella prima parte della grotta di Bossea si riconosce un importante superficie di scollamento con le meta-vulcaniti

(*) Laboratorio Carsologico Sotterraneo di Bossea - Club Alpino Italiano

(**) ARPA Valle d'Aosta

(***) ARPA Piemonte - Dipartimento Radiazioni

altamente fratturate che vengono direttamente a contatto con i calcari-dolomitici triassici.

Nell'intera area di alimentazione del sistema di Bossea la successione carbonatica si trova, invece, a contatto con le rocce del basamento attraverso una serie di importanti faglie sub-verticali con direzione prevalente WNW-ESE che danno origine ad una serie di scaglie e zone altamente deformate. La struttura carbonatica principale è quindi costituita da una fascia con una larghezza media compresa tra 500 e 1000 m, confinata dalle meta-vulcaniti e dalle quarziti. Tale assetto strutturale condiziona pesantemente la circolazione idrica superficiale e sotterranea. Il reticolo idrografico dell'area è caratterizzato dalla presenza di una serie di piccoli corsi d'acqua che scorrono in valloni profondamente incassati con direzione prevalente verso NE. Le acque ruscellano sulle rocce a bassa permeabilità del basamento metamorfico e quando incontrano l'ammasso carbonatico vengono assorbite da una serie di inghiottitoi posti in prossimità dei principali contatti tettonici, dai quali le acque raggiungono il collettore di Bossea in tempi piuttosto rapidi compresi tra 24 e 120 ore. Nell'ambito dell'acquifero ipogeo la velocità del flusso idrico è compresa tra i 150 e i 1500 m/giorno per le circolazioni idriche impostate nei dreni principali, mentre nel reticolo delle fratture che caratterizzano gran parte dell'ammasso roccioso le velocità di flusso sono molto più ridotte, inferiori anche a 5 m/giorno. La portata del collettore, nell'ambito della grotta, può variare nel corso dell'anno da 50 a 1200 l/sec, fatta eccezione per qualche raro evento alluvionale in cui possono essere raggiunti 3000-4000 l/sec. La temperatura delle acque del torrente può variare, nel corso dell'anno fra 7,2 e 7,9°C (stazione idrometrica del Lago delle Anatre). La temperatura dell'acqua delle percolazioni è compresa fra 8,5 e 10°C.

Un'aliquota della circolazione idrica sotterranea interessa anche l'ammasso metamorfico ed in particolar modo le fasce cataclastiche impostate in corrispondenza dei contatti tettonici o delle superfici di scollamento tra le meta-vulcaniti e le rocce carbonatiche. Tali modalità di circolazione idrica sono anche ben visibili nella Grotta di Bossea: in corrispondenza del contatto basamento-copertura carbonatica sono presenti numerosi circuiti idrici, con portate in genere molto ridotte, che vanno ad alimentare i diversi apporti secondari (Polla delle Anatre, Polletta, Polla Orso, ecc.) che confluiscono poi nel collettore principale.

Meteorologia della grotta

La situazione meteorologica della grotta è regolata sostanzialmente del regime del torrente ed in misura molto più modesta da quello delle percolazioni. All'aumento delle portate corrispondono in genere riduzioni delle temperature atmosferiche, ed incrementi del movimento dell'aria, dell'umidità relativa e della condensazione. I valori della temperatura dell'aria possono variare fra 7,6 e 9,2° C, a seconda dei siti di misura, con escursioni massime di 6-7 decimi di grado per un singolo sito. Il movimento dell'aria è assai lento, ma diffuso in tutta la grotta, con velocità abitualmente comprese fra i 6 ed i 45 cm/s, in rapporto alla portata del torrente ed alla morfologia della grotta. In vicinanza delle cascate possono essere tuttavia raggiunte velocità di 5-6 m/s o più ancora. La direzione del flusso aereo, da quanto

finora risulta, subisce l'inversione stagionale, tipica delle grotte con un solo ingresso, solo nel corridoio iniziale, mentre, per l'effetto di trascinarsi da parte del torrente, appare costantemente orientata verso l'esterno a livello del pavimento e verso l'interno a livello del soffitto.

L'umidità relativa generalmente è intorno al 97- 98 %, ma in alcune zone della grotta, in particolari situazioni di piena del torrente o di forte stillicidio, può raggiungere la saturazione. L'evapocondensazione annovera alternanze dei due contrastanti processi nelle zone più prossime al torrente ed evaporazione costante in quelle più lontane e meno soggette all'influenza delle acque correnti. Nella zona turistica della grotta tutti i parametri meteorologici sono però influenzati, almeno temporaneamente, dal calore prodotto dall'accensione dei fari.

Le conoscenze attuali sul radon nella grotta di Bossea

Il radon nelle grotte di Bossea è studiato già a partire dagli anni 90. Una prima campagna di misura fu compiuta nel 94-95 con l'utilizzo di dosimetri passivi. Da tale studio^[1] risultò che le concentrazioni erano piuttosto omogenee all'interno della grotta con valori più elevati nella parte centrale. Successivamente sono proseguite misure in continuo, prima in aria e poi in acqua, che hanno messo in evidenza la correlazione tra le fluttuazioni temporali della concentrazione radon, all'interno della grotta, con l'andamento delle piene e dalle portate del torrente collettore del sistema carsico^[2,3,4]. Gli studi condotti finora, con monitori in continuo, hanno, di fatto, consentito valutazioni approfondite che rimarkano importanti legami con le caratteristiche ambientali del sistema grotta. Tali studi evidenziano la necessità di approfondire eventuali peculiarità e specifiche correlazioni tra il radon e i diversi micro ambienti che si incontrano nelle profondità in cui si sviluppa la grotta.

Gli studi fin'ora effettuati portano a ritenere che la concentrazione atmosferica del gas è ascrivibile a due fenomeni concomitanti: l'emissione dai porfiroidi cataclastici che delimitano praticamente fino al soffitto calcareo tutta la parte inferiore della grotta e il trasporto ed il trasferimento all'atmosfera da parte delle acque del torrente collettore e delle percolazioni, che si arricchiscono di radon durante il prolungato contatto con le meta vulcaniti (soprattutto porfiroidi) in zone di deflusso situate a monte della grotta.

Mentre nella maggior parte dell'anno i due fenomeni di apporto di radon nell'atmosfera della grotta sembrano bilanciarsi, nel periodo primaverile (marzo-maggio) e talora in un breve periodo di piena autunnale, con gli ingenti incrementi di portata che spesso si verificano (figura 1), i dati finora acquisiti sembrano indicare una netta prevalenza del trasferimento dalle acque anche nella parte inferiore della grotta, dove, di riflesso, viene incrementata, ad opera del pistonaggio delle acque invadenti, e delle correnti aeree da esse originate, anche l'emissione del radon dalle fratture e dalle discontinuità dei porfiroidi cataclastici. Non è al momento dato di sapere in quali proporzioni si bilancino di volta in volta gli apporti delle due fonti d'origine. A riguardo il grafico

di figura 2 mostra, inoltre, la continua diminuzione del radon in acqua che progressivamente si libera in atmosfera.

Come risulta dai rilevamenti in continuo la concentrazione media del radon è quasi sempre minore nelle zone inferiori della grotta. Ciò è imputabile alla volumetria che è molto maggiore nei giganteschi saloni della parte inferiore della cavità, rispetto alle forre ed alle gallerie della zona superiore.

quella esterna e consentono una maggior diluizione del radon. La sua concentrazione diminuisce in ogni caso con la progressiva lontananza dalle sue fonti di origine.

L'effetto della diffusione del radon e della sua dispersione ad opera, anche, di deboli correnti aeree, non appare da sottovalutarsi ove si considerino le fortissime differenze della sua concentrazione atmosferica misurate ad esempio in due punti contigui della Sala del tempio, ubicati rispettivamente

Grotta di Bossea 01.01.2010--30.06.2010: Concentrazione Radon in atmosfera e Portata torrente

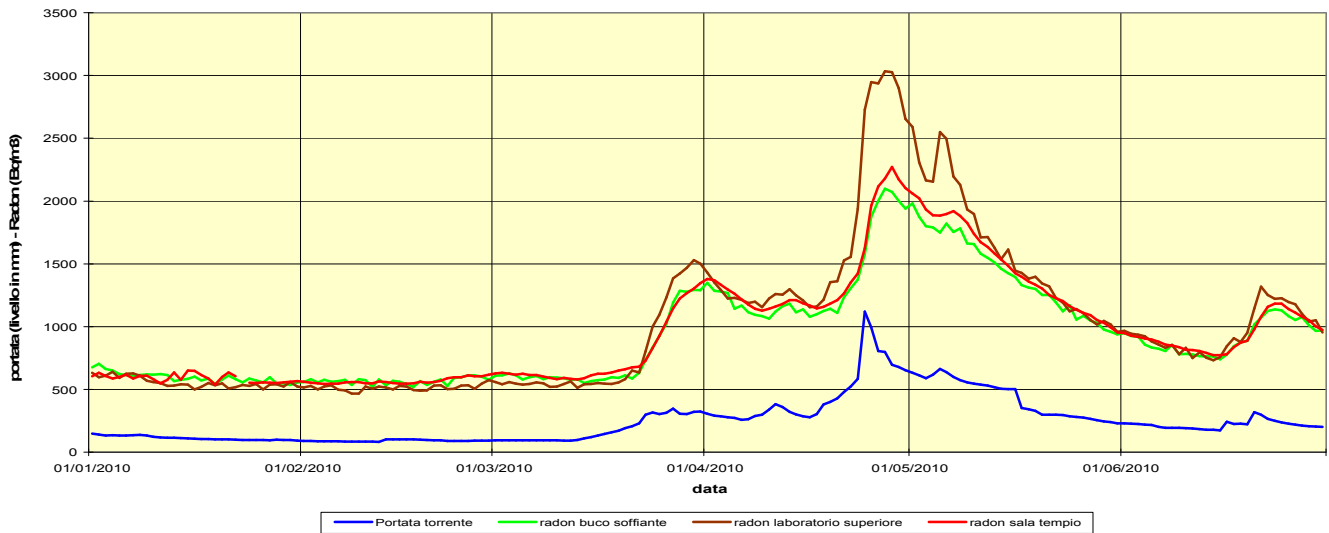


Fig. 1 – Concentrazione del radon in atmosfera misurate in continuo in diverse zona della grotta e portata del torrente

Nella zona inferiore della grotta sono inoltre presenti circolazioni di aria che mescolano l'atmosfera interna con

entro una frattura completamente racchiusa fra i porfiroidi (Buco del radon) ed immediatamente al suo esterno, espresse mediamente da un rapporto 9/1.

Grotta di Bossea: Concentrazione idrica del radon nel collettore in funzione della quota interna Anno 2006

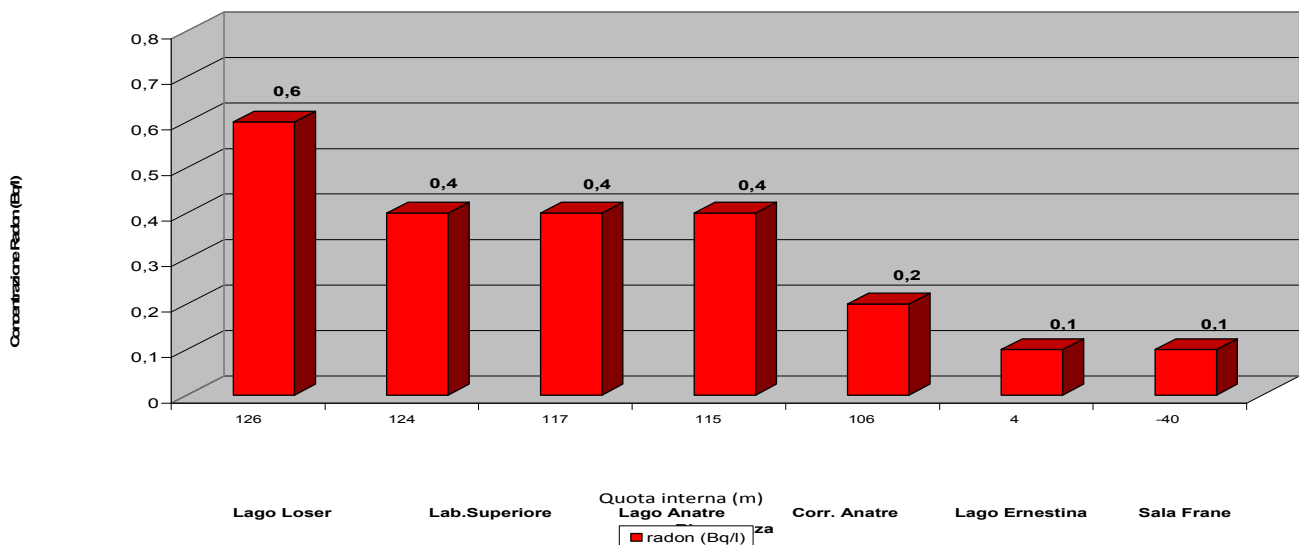


Fig. 2 – Concentrazione del radon nell'acqua misurata in diversi punti della grotta.

MATERIALI E METODI

Con l’obiettivo di misurare in grotta il radon in modo esteso e non disponendo di un numero elevato di strumenti attivi che in ogni caso comportano elevati costi di gestione, si è scelto di utilizzare dosimetri passivi a traccia, a vantaggio di un numero più elevato di punti di misura. I dosimetri scelti (figura 3) sono particolarmente adatti all’utilizzo in ambiente ipogeo perché non risentono dell’elevato tasso di umidità presente nella grotta. Il rivelatore interno al dosimetro è, infatti, racchiuso in un sacchetto di polietilene permeabile al radon, ma che non lascia passare l’umidità e rende il dispositivo immune alle condizioni ambientali durante il periodo di esposizione.



Fig. 3 – Dosimetri passivi a tracce con rivelatori LR115 (a sinistra) e CR39 (a destra)

infittire il monitoraggio con nuovi siti, per una miglior comprensione delle dinamiche del radon in grotta .

Tabella 1 – Punti in cui sono stati posizionati i dosimetri passivi a tracce

Punti di misura	
punto di misura	sito
1	Sala frane cascata
2	Sala tempio
3	Sala Milano centr.
4	Term. Sala Garelli
5	Torre sella
6	Lago Ernestina
7	Polla anatre
8	Lago anatre
9	Griglia captazione
10	Laboratorio superiore
11	Sifone Lago Loser
Ulteriori punti in fase di valutazione	
Idrometrografo	
Buco soffiante S.G.	
Sala Milano canalino	
Buco porfiroidi esterno	

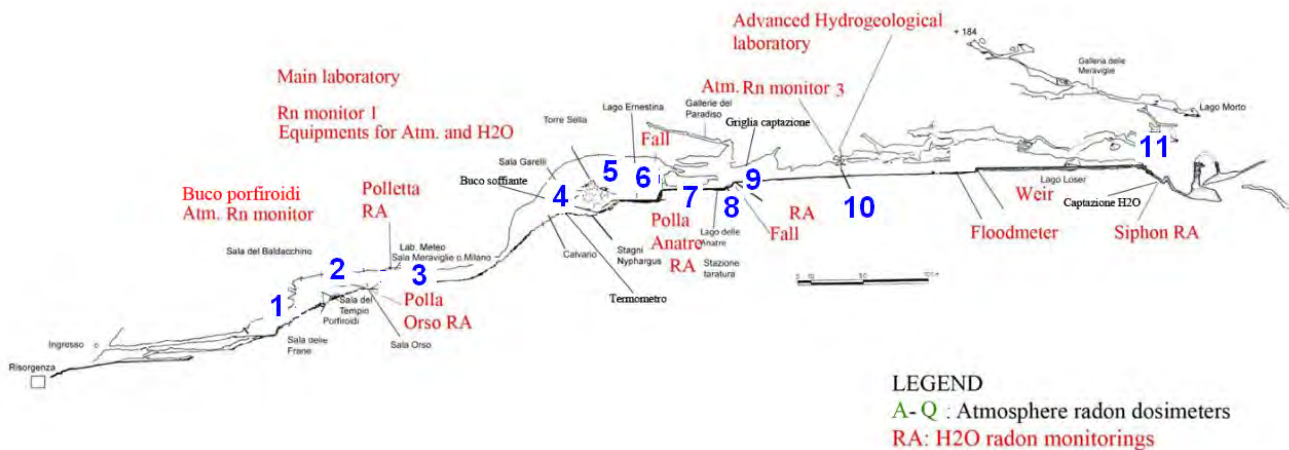


Fig. 4 – Siti di misura e profilo della grotta di Bossea

Per seguire l’andamento temporale del radon in ogni sito, si è scelto di suddividere il tempo in periodi di misura di pochi mesi (2-3 mesi). Al termine del monitoraggio la cui durata si prevede di almeno due o più anni, si disporrà di un numero sempre crescente di misure che mostreranno l’andamento del radon in funzione di due variabili: il tempo e lo spazio.

Il numero di siti scelti è al momento di undici, come mostrato in tabella 1 e in figura 4, anche se potrà essere utile

Una volta raccolti i dati delle concentrazioni di radon degli undici siti sui quattro periodi si ottiene una matrice di 11 punti spaziali per 4 periodi temporali su cui effettuare una serie di analisi statistiche. Una prima analisi di tipo ANOVA (*ANalysis Of VAriance*) è utile per confrontare la variabilità della concentrazione di radon al cambiare dei siti all’interno dei periodi con la variabilità del radon al cambiare dei periodi all’interno dei siti. Una seconda analisi di correlazione serve

per verificare eventuali correlazioni tra gli andamenti temporali delle concentrazioni di radon nei diversi siti. Una terza analisi effettuata è la *cluster analysis* che ha permesso la creazione di alcuni raggruppamenti di siti “omogenei”, cioè di siti in cui la concentrazione di radon ha un andamento temporale simile.

Con gli strumenti di analisi statistica utilizzati si potrà disporre di indicazioni utili a cercare con maggior rigore la specificità morfologica, geologica e litologica che porta all’evidenza delle relazioni tra il sito e la concentrazione di radon.

Questo tipo di approccio viene incontro alla difficoltà di formulare ipotetici legami tra le caratteristiche dei microambienti e le misure del radon, che come già detto in precedenza varia di poco da una posizione all’altra. L’indagine statistica ha il potere di accettare o rifiutare determinate ipotesi di correlazione ad un prestabilito livello di confidenza ed inoltre essa si irrobustisce all’aumentare della numerosità dei dati raccolti.

ANALISI DEI RISULTATI

Risultati e prime ipotesi qualitative

Al momento attuale per l’analisi si dispone di quattro periodi di misura, durante i quali sono state registrate le concentrazioni medie riportate in tabella 2. Come si può notare da subito, osservando i dati, le concentrazioni all’interno di ogni periodo sono piuttosto omogenee, mentre variano da periodo a periodo. La diversità stagionale è sicuramente attribuibile alle diverse condizioni di portata del torrente carsico, come mostrato in precedenti lavori [1,2,3,4].

Tabella 2 – Concentrazioni radon per siti e periodi di misura (l’incertezza di misura ad un livello di confidenza del 68% è pari a 20%)

pto	sito	1° periodo 18/8/12 19/9/12 Bq/m ³	2° periodo 12/10/12 28/12/12 Bq/m ³	3° periodo 28/12/12 8/3/13 Bq/m ³	4° periodo 8/3/13 30/5/13 Bq/m ³
1	Sala frane cascata	778	636	636	1253
2	Sala tempio	833	704	611	1211
3	Sala Milano centrale	813	793	589	1215
4	Term. Sala Garelli	730	731	577	1255
5	Torre sella	726	732	557	1255
6	Lago Ernestina	742	761	596	1248
7	Polla anatre	835	876	673	1755
8	Lago anatre	797	822	643	1772
9	Griglia captazione	737	843	599	1647
10	Laboratorio superiore	830	755	560	1521
11	Sifone Lago Loser	750	743	559	1391

Diversa e più complessa è invece l’interpretazione dei dati dal punto di vista spaziale. Come si può osservare in figura 5 è difficile, in prima battuta, dalla semplice osservazione dei valori di concentrazione radon, definire delle correlazioni con la morfologia e litologia della grotta.

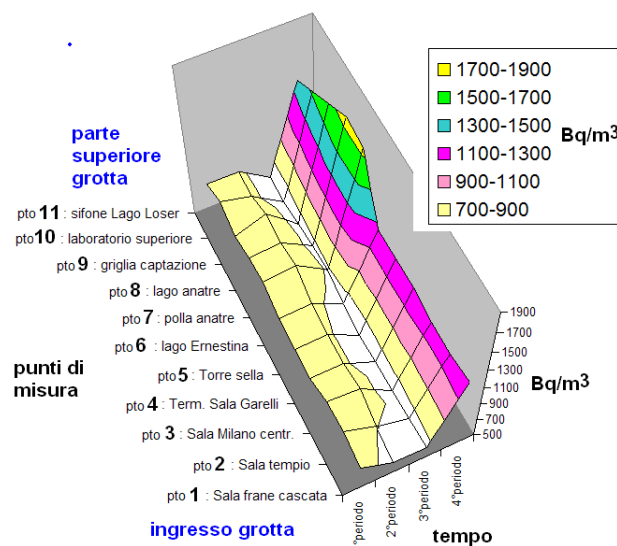


Fig. 5 – Andamento spazio-temporale della concentrazione radon lungo la sezione longitudinale nella Grotta di Bossea

Le differenze riscontrate tra le concentrazioni di radon da punto a punto lungo lo svilupparsi della grotta sono, infatti, piccole e confrontabili con l’incertezza di misura che si attesta al 20% ad un livello di confidenza del 68%.

Dal quadro sia pur limitato dei dati finora acquisiti tramite l’impiego dei dosimetri emergono già alcune evidenze meritevoli di enunciazione, che permettono di formulare le prime ipotesi interpretative.

Un’ipotesi è che la liberazione progressiva del radon dall’acqua all’atmosfera sia il fenomeno dominante che influenza le variazioni del radon misurate. Durante il 4° periodo (8/3 – 30/5/2013), caratterizzato da alte portate e da eventi di piena, si notano concentrazioni più elevate nei siti dove si verificano i primi importanti rimescolamenti delle acque del torrente, rispetto a quelle rilevate nei siti della zona inferiore.

Ci si attende, quindi, che l’analisi statistica fornisca in futuro un’ulteriore conferma dello stretto collegamento tra il forte incremento della concentrazione del radon in tutta la grotta e il trasferimento dall’acqua all’atmosfera.

I massimi valori misurati si sono poi verificati tendenzialmente sempre negli stessi tre siti (Polla Anatre, Lago Anatre e Griglia captazioni), situati in relativa vicinanza fra loro in un tratto della zona superiore della grotta caratterizzato da una volumetria ancora notevolmente ristretta. Anche se le differenze di concentrazione nei confronti dei restanti siti nel secondo e nel terzo periodo di misurazione sono alquanto ridotte, tuttavia colpisce la ripetitività della situazione segnalata che, ove fosse confermata dai rilevamenti futuri e dall’analisi statistica, convaliderebbe l’ipotesi già formulata che un grande trasferimento di radon dalle acque all’atmosfera nella zona della grotta compresa fra il laboratorio superiore e la cascata del Lago di Ernestina, che in concomitanza con una volumetria

ambientale ancora piuttosto ridotta determinerebbe la presenza di concentrazioni atmosferiche più elevate.

In aiuto alla formulazione delle suddette ipotesi si hanno in figura 1 e 2 i grafici forniti da alcuni cicli di misurazioni atmosferiche in continuo, effettuate negli anni passati rispettivamente nel laboratorio superiore e all'interno del Buco soffiante (in Sala Garelli) e le serie di misurazioni della concentrazione idrica del radon in diversi punti del torrente.

Analisi statistica

Come prima analisi statistica è stata condotta l'ANOVA (*ANalysis Of VAriance*) ad un fattore, considerando che le misure non son indipendenti, in quanto ripetute negli stessi siti. L'analisi è stata eseguita raggruppando i dati prima per periodo di esposizione e successivamente per sito, ponendo un livello di confidenza pari a 5%, con l'ipotesi nulla equivalente ad una non significativa differenza tra le medie dei gruppi. Lo studio serve per verificare se il periodo e/o il sito influenzano la concentrazione di radon, andando a studiare quale componente della variabilità totale riescono a spiegare i due fattori (sito e periodo). La prima indicazione risultata dall'analisi conferma che, con ottima certezza, almeno una media delle concentrazioni sui periodi differisce significativamente da quella degli altri periodi (Test di Fischer: $Pr(>F)=10^{-16}$) e, con debole certezza, almeno una media per sito è significativamente diversa da quella degli altri siti ($Pr(>F)=0,0423$).

Come seconda elaborazione statistica dei dati è stata condotta un'analisi di correlazione costruendo il correlogramma tra tutti i punti monitorati rispetto alla variabile concentrazione radon. Il correlogramma, mediante diagrammi a torta, evidenzia con il grado di colorazione il valore dell'indice r di correlazione ($r=1$ - massima correlazione - equivale ad una torta completamente colorata, mentre $r=0$ - assenza di correlazione - equivale ad una torta senza colore).

L'elaborazione ha restituito il grafico riportato in figura 6 da cui si apprezza una reciproca influenza tra le concentrazioni di radon tra i punti vicini, in particolar modo tra quelli posti nella parte centrale della grotta. Tale correlazione non è, invece, evidente tra i punti vicini all'ingresso della grotta e i restanti punti più interni.

Analizzando i diagrammi in figura 7 che riportano le diverse concentrazioni di radon, per ciascun sito di misura, al variare del periodo, risulta verosimile ipotizzare una correlazione tra le concentrazioni di radon e i periodi di misura, influenzati dalle diverse condizioni climatico stagionali. Meno evidente è, invece, una eventuale correlazione tra le concentrazioni e i siti, al variare del periodo di misura, come si deduce dalla figura 8.

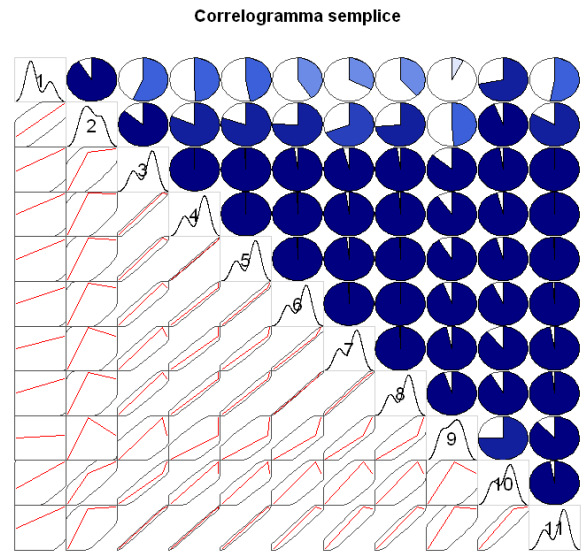


Fig. 6 – Correlogramma tra gli andamenti delle concentrazioni di radon nei diversi siti (l'indice di correlazione $r=1$ implica la torta completamente colorata; $r=0$ implica una torta bianca). Vengono anche riportati i diagrammi di dispersione e lungo le diagonali la stima della funzione di densità di probabilità.

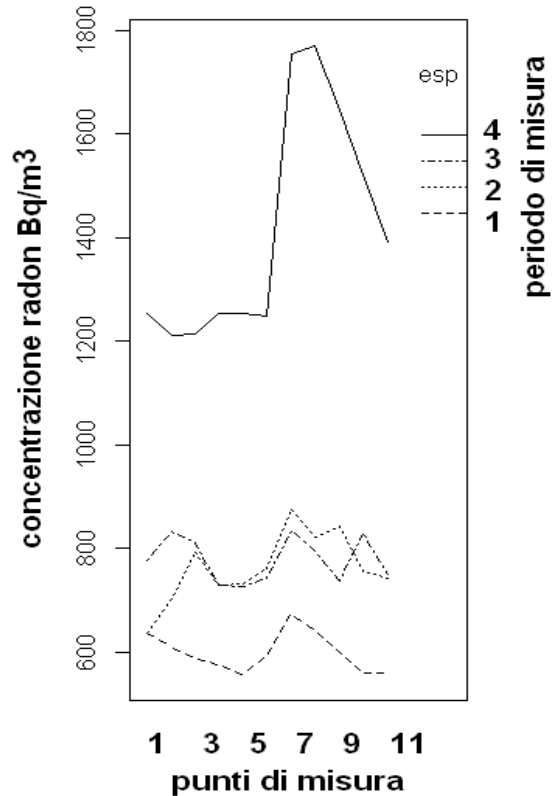


Fig. 7 – Concentrazioni per sito al variare del periodo

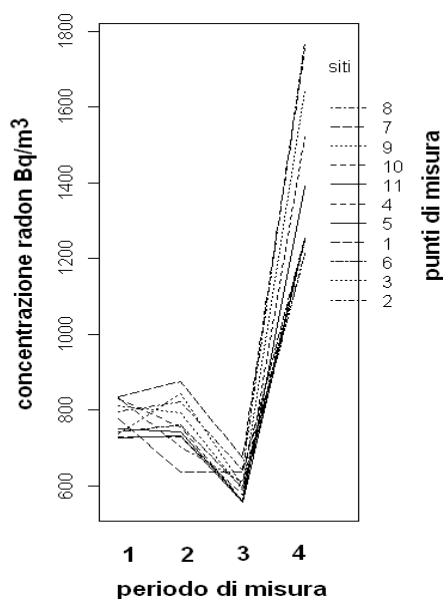


Fig. 8 – Concentrazioni di radon per ogni sito al variare del periodo di misura

In una fase successiva si è utilizzato una tecnica multivariata, la *cluster analysis*, che permette di organizzare i siti in gruppi in cui le concentrazioni di radon hanno un comportamento simile. Le tecniche di *clustering* si basano su misure relative alla somiglianza tra gli elementi concepita in termini di “distanza” in uno spazio multidimensionale.

In questa prima fase dello studio si è scelta una definizione euclidea di distanza e per il raggruppamento si è adottato il criterio di Ward basato sulla minimizzazione delle varianze.

Dall’analisi dei possibili raggruppamenti tra siti si evidenziano (figura 9) alcune similitudini tra i punti 1 e 2 che tendono a fare gruppo a sé, probabilmente per la vicinanza all’ingresso. I punti 4 e 5 con l’11 e il 6 formano un gruppo, mentre i punti 7,8,9 sono simili per vicinanza. I siti 3 e 10, benché lontani, hanno un comportamento simile.

CONCLUSIONI

Dall’analisi dei dati al momento disponibili si può apprezzare dal punto di vista statistico un’evidente legame tra le concentrazioni di radon ed i periodi di misura. Una relazione ancorché meno significativa può essere individuata anche tra siti diversi di misura. Per confermare tale risultato sarà necessaria l’acquisizione di un numero maggiore di dati. Tuttavia è plausibile credere che gli effetti sul radon dovuti agli aspetti morfologici e litologici saranno messi in evidenza con il prosieguo dei monitoraggi grazie ai quali si indagherà l’importanza dei molteplici aspetti alla base delle dinamiche del radon nella grotta di Bossea: le variazioni di volume e i restringimenti, le correnti d’aria e i soffioni, la presenza di porfroidi piuttosto che la prevalenza di calcari, sifoni e cascate che liberano in maggior quantità il radon disciolto in acqua e altre caratteristiche morfologiche e geo-litologiche.

Cluster analysis: dendrogramma

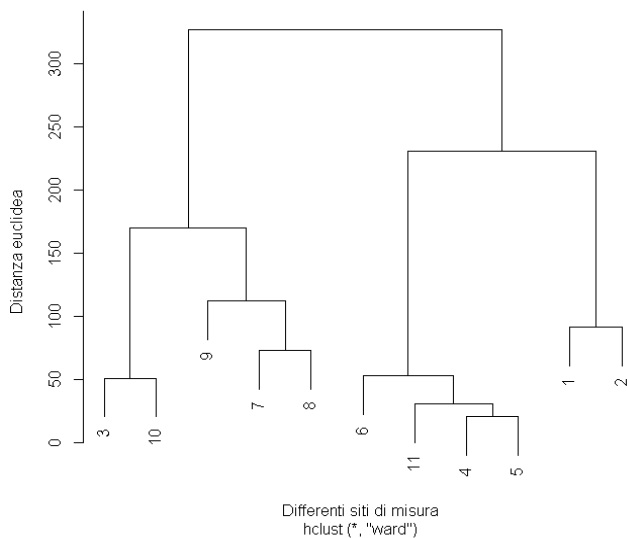


Fig. 9 – Dendrogramma: indica la forza delle relazioni esistenti tra i siti in base alla distanza che intercorre tra l’origine e la linea orizzontale più vicina che connette le linee verticali corrispondenti ai due elementi considerati.

OPERE CITATE

1. AGNESOD G., PEANO G., 1996) - *Misure di concentrazione del radon 222 nell’atmosfera e nelle acque della Grotta di Bossea: prime acquisizioni*. Proceedings of Symposium “Show caves and environmental monitoring”, Scientific Station of Bossea.
2. AGNESOD G., PEANO G., VILLAVECCHIA E., 2003 - *Concentrazione atmosferica di radon 222 nella Grotta di Bossea e relazioni con il regime dei flussi idrici interni*. Proceedings of Symposium “Karst environment and man”, Scientific Station of Bossea.
3. PEANO R.G., PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E., 2005 - *Concentrazione atmosferica di radon 222 nella Grotta di Bossea*. Proceedings of Symposium “Karst environment: research in Italy at the beginning of the 21st century”, Scientific Station of Bossea.
4. PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA V., AGNESOD G., 2011 - *Radonexchange dynamics in a karst system investigated by radon continuous measurements in water: first results*. Radiation Protection dosimetry, Vol. 145, N° 2-3: 173-177.

La ricostruzione paleoclimatico-ambientale dell'Appennino Umbro-Marchigiano, durante il Pleistocene medio e superiore, attraverso lo studio dei depositi in grotta

MARA LORETI (*)

Introduzione, scopi e finalità

Che le grotte fossero conservative lo avevo scoperto, quasi per caso, come speleologa andando in grotta e trovando i resti fossili di animali tra i detriti depositati sul fondo, sulle pareti dei pozzi e dei cunicoli. La curiosità si spostava dal macroscopico femore all'idea di poter cercare quanto di più piccolo in quei tanti fanghi, umidi e colorati, l'acqua avrebbe potuto trasportare: un granulo di polline di qualche pianta del passato che, grazie alla resistente sporopollenina dell'esina, ci avrebbe potuto dare informazioni sulle piante che avevano ricoperto il territorio appenninico nei tempi a noi lontani.

La grotta come luogo di ricerca degli unici fossili vegetali che, intrappolati nei sedimenti, nelle concrezioni e nei gessi, consentono al palinologo e al geologo, di scoprire il mutare del clima e della vegetazione attraverso i periodi geologici.

Il presente lavoro, affrontato per una tesi di Dottorato di Ricerca, ha avuto per oggetto lo studio di grotte ubicate in Italia Centrale e, in particolare, di due complessi carsici dell'Appennino umbro-marchigiano (Marche centrali): Complesso carsico di Frasassi e Complesso carsico di Caprelle.

La ricerca è stata portata avanti su due fronti strettamente interrelati, quello dello studio geomorfologico/geocronologico e quello dell'analisi palinologica. Quest'ultima, ha permesso la ricostruzione paleoclimatica e paleofloristica-vegetazionale, presente nell'area al momento in cui i complessi ipogei andavano formandosi e ha contribuito all'inquadramento cronologico dei depositi.

La ricerca è iniziata con la raccolta dei campioni nel Complesso di Frasassi (10 campioni appartenenti a livelli carsici diversi, a cavità diverse del grande Complesso) e nel Complesso di Caprelle (9 campioni presi in punti e a profondità diverse, fino a circa 75 metri.). I sedimenti campionati sono stati poi sottoposti al trattamento di estrazione pollinica (il metodo prevede deflocculazione con Na-pirofosfato 10%, dissoluzione dei carbonati con HCl 10%, acetolisi secondo Erdtman 1960, arricchimento con liquido pesante Na-

metatungstato idrato, dissoluzione dei silicati con HF 40%), presso il Laboratorio di Paleobotanica e Palinologia dell'Università di Modena e Reggio Emilia. I risultati hanno portato ad una sufficiente quantità di polline, da alcuni dei campioni studiati, e il dato è in linea con la tipologia di substrati normalmente studiati in speleopalinologia. Il polline rinvenuto come prevedibile ha presentato un buono/ottimo stato di conservazione tale da consentire una più facile identificazione.

Attraverso lo studio di questi due complessi di grotte, dunque, la presente ricerca intende dare un contributo alla conoscenza di elementi ambientali, alla ricostruzione paleoclimatica e paleoambientale dell'area carsica nel territorio umbro-marchigiano, in qualche caso fornendo documenti utili alla comprensione della genesi della grotta e degli speleotemi, durante l'evoluzione del complesso della grotta stessa.

Tutto l'Appennino umbro-marchigiano è costituito esclusivamente da rocce sedimentarie (CALAMITA & PIERANTONI, 1993; DEIANA *et al.*, 2002). Ben evidenti sul terreno sono inoltre gli effetti delle fasi tettoniche deformative compressive, avvenute durante il Neogene, e di quelle a carattere distensivo sviluppatasi durante il Quaternario. Durante quest'ultimo periodo, infine, risultano molto evidenti le modificazioni del paesaggio provocate dai processi carsici di superficie e di profondità con la formazione di grotte (speleogenesi).

Le ricerche palinologiche hanno dato un impulso decisivo alla ricostruzione della storia della vegetazione del Pleistocene, come pure di periodi precedenti quali il Pliocene in Italia e in Italia Centrale. Tali ricerche iniziate in torbiere, paludi e stagni negli anni sessanta sono poi proseguite fino ai giorni nostri, arricchite anche da recenti indagini palinologiche in ambienti ipogei (la speleopalinologia da alcuni decenni si occupa dello studio dei depositi in grotta). I depositi di Frasassi e di Caprelle hanno dato un importante contributo alla ricostruzione del paleoambiente in Italia, in Italia Centrale, nel Pleistocene. Sono state prese in esame le successioni italiane, sulla base della qualità del dato pollinico e della presenza di un adeguato quadro cronostratigrafico di riferimento. Le diverse successioni italiane passate e recenti analizzate sono risultate indispensabili per il confronto con il record palinologico dei Complessi carsici di Frasassi e Caprelle.

(*) Dottore in Scienze Naturali - Dottore di Ricerca in Scienze della Terra - Gruppo Speleologico Gualdo Tadino - IS (Istruttore Speleologia) Scuola Nazionale di Speleologia CAI - CAI Fabriano - 06023 Gualdo Tadino (PG), Italy. E-mail: heidi52it@yahoo.it

Nello studio dei sedimenti di grotta, è importante porre molta attenzione alla scelta del sito di raccolta, in modo da assicurarsi la possibilità di trovare polline in buone quantità e di avere la possibilità di correlare le analisi palinologiche con i dati geomorfologici e geocronologici (cronologie assolute e relative).

Nel territorio italiano sono solo otto i siti ipogei che sono stati anche oggetto di studio per analisi palinologica. In alcune di esse, come la Grotta di Salomone e Sant'Angelo, sono state studiate le concrezioni, mentre nelle altre grotte le analisi palinologiche hanno interessato i depositi situati in profondità. Nella grotta di Buco Bucone, nella Grotte di Valle delle Vacche, nel Complesso di Caprelle e nel Complesso di Frasassi i siti di prelievo hanno interessato depositi non posti in superficie ma ad una profondità, talvolta oltre i 150 metri. In Italia Centrale solo tre grotte erano state oggetto di indagini palinologiche prima del lavoro di questa tesi.

Il Complesso carsico di Frasassi

Le Grotte di Frasassi si aprono nel versante adriatico dell'Appennino marchigiano, a circa 40 km dal mare, all'interno della profonda Gola di Frasassi, tagliata dal fiume Sentino all'interno della dorsale di M. Valmontagnana, sviluppatasi all'interno del Calcare Massiccio.

Il modellamento dell'area è iniziato alla fine del Pliocene medio, la catena appenninica emerge definitivamente ed è interessata da erosione. Nell'intervallo di tempo Pliocene superiore – Pleistocene inferiore, tutta l'Italia peninsulare e quindi anche l'area di Frasassi, è sottoposta ad un generale modellamento della paleosuperficie di spianamento sommitale. Inoltre tutta l'area, fine Pleistocene inferiore, inizio Pleistocene medio è stata sottoposta ad un generale fenomeno di sollevamento-approfondimento con la riattivazione di faglie giurassiche (COLTORTI, 1981a; AMBROSETTI *et al.*, 1982). Il reticolo di drenaggio si è conseguentemente incassato e si sono generate, nei tratti montani, le gole ed i primi relativi fenomeni carsici. Le grotte conosciute fino ad ora ammontano a più di cento (BADIALI *et al.*, 1967/69) poste a quote progressivamente crescenti sul livello di base attuale rappresentato dal torrente Sentino e poste sia sul versante Nord che Sud della Gola di Frasassi. Esistono precise correlazioni tra l'evoluzione geomorfologica epigea e lo sviluppo dei "piani carsici" ipogei, sistemi di gallerie ad andamento sub-orizzontale, spesso altimetricamente correlabili con i depositi alluvionali terrazzati. L'evoluzione del sistema carsico durante il Pleistocene medio è costituito da un'alternanza di approfondimenti vallivi e aggradazioni. Nelle fasi interglaciali, l'instaurarsi di condizioni di biostasia, l'approfondimento del fiume Sentino causa l'abbandono delle gallerie e lo spostamento delle azioni corrosive verso il basso. I pozzi svuotati dalle acque costituiscono i collegamenti tra i piani carsici; in zona vadosa, iniziano i processi di concrezionamento (GALDENZI, 2004). Alle fasi glaciali si associa invece, lo sviluppo dei piani carsici, gallerie, sale e pozzi, in fase freatica (CATTUTO (1976) e BOCCHINI & COLTORTI (1978/90).

Una elevata produzione dei detriti condiziona una forte aggradazione, responsabile dell'innalzamento del livello di base e del sovralluvionamento anche gli ambienti ipogei (BISCI & DRAMIS, 1991). In questi periodi si verifica la deposizione del fango e l'allargamento delle sale e gallerie e lo sviluppo dei condotti carsici verticali di collegamento tra i vari piani carsici, anche per opera delle acque sulfuree risalenti (GALDENZI 1990a, 2004).

Le Grotte di Frasassi, tipico esempio di sistema carsico ipogenico di bassa quota soggetto a relazioni dirette con la rete fluviale, sono state oggetto di dettagliate ricerche con il metodo Th/U sull'età delle concrezioni calcaree. Le datazioni hanno documentato l'esistenza di concrezioni con età fino a circa 200 Ka nei piani inferiori della grotta, fino a circa 50 m dall'attuale livello di base (TADDEUCCI *et al.*, 1992).

Nell'intento di ricostruire l'evoluzione geocronologica del complesso di Frasassi si è tenuto conto solamente delle date più antiche misurate per ciascun livello, assumendo che l'inizio della fase di concrezionamento per ciascun piano abbia avuto luogo subito dopo la fine di formazione del piano stesso. Su tali piani, riccamente concrezionati sono stati datati solo pochi speleotemi, e assegnata un'età minima al livello carsico associato: solo lo speleotema più antico identifica l'età minima del piano carsico (TADDEUCCI, TUCCIMEI & VOLTAGGIO, 1992; TUCCIMEI, 2004). La probabilità che l'età misurata si avvicini a quella più antica, quella "vera" è direttamente proporzionale al numero dei campioni datati e alla probabilità di trovare quelli più antichi. Sulla base delle condizioni geomorfologiche, deposizionali e giaciture dei depositi osservati nelle numerose uscite nelle cavità di Frasassi, è stato possibile ricostruire la cronologia relativa, correlata con la cronologia assoluta esistente.

Analisi palinologica del Complesso carsico di Frasassi: cronologia assoluta e relativa e sezioni schematiche con siti di prelievo

In questi depositi con cronologia attribuita è stata effettuata la campionatura per le analisi palinologiche (Fig. 1,2) Il Complesso di Frasassi ha fatto registrare polline ben conservato e in quantità sufficiente, tale da consentire le analisi palinologiche e la ricostruzione paleoambientale dell'area intorno al Complesso al momento della deposizione dei singoli campioni (HAVINGA, 1967; BERGLUND e RALSKA-JASIEWICZOWA, 1986; FAEGRI *et al.*, 1989; HOROWITZ, 1992). I campioni corrispondono a fasi cronologiche diverse e l'attribuzione di tutti è ascrivibile al Pleistocene medio, anche per presenza di taxa "antichi" rinvenuti e sopravvissuti in Italia Centrale non oltre il Pleistocene medio (LORETI *et al.*, in stampa; BERTINI, 2007/10; ROSSIGNOL STRICK, 1994/95). La presenza del polline, rinvenuto per la prima volta in questa importante "Grotta Ipogenica", si è rilevato utilissimo apportando un contributo ai dati geocronologici e geomorfologici per avvalorare ipotesi importanti circa l'origine dei sedimenti e la genesi del Complesso carsico stesso.

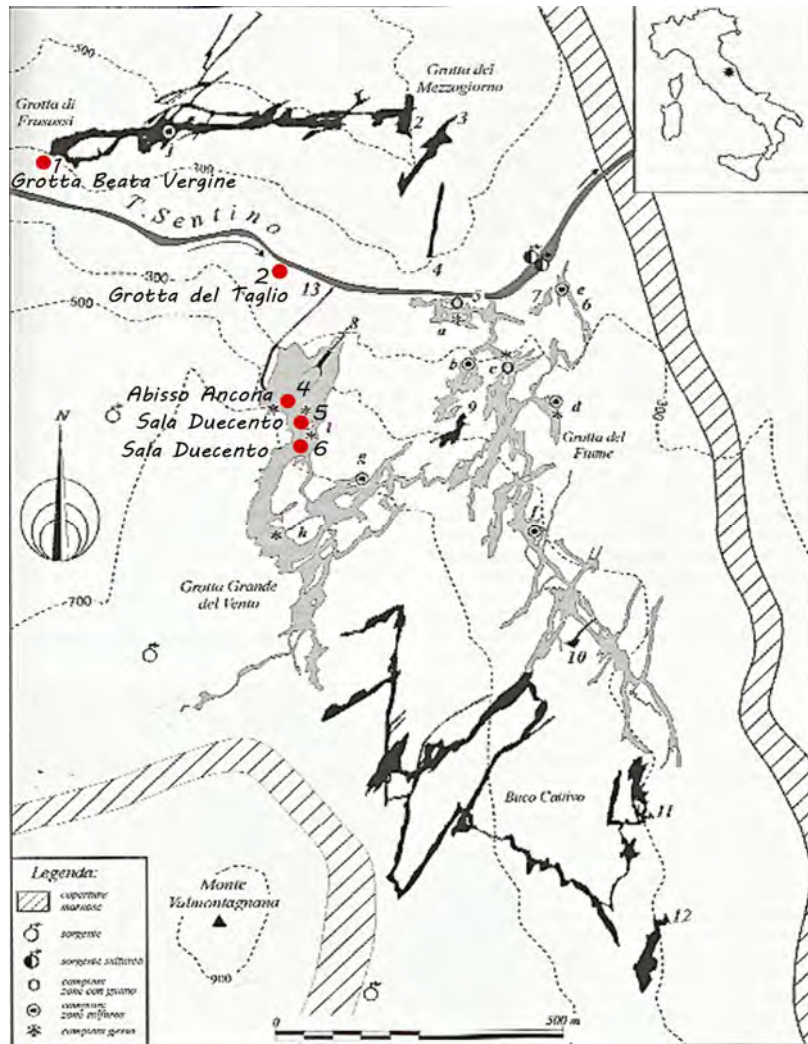


Fig. 1 – Planimetria schematica dell’area Frasassi (da GALDENZI *et al.*, 2004).

1) Grotta di Frasassi; 2) Grotta del Mezzogiorno; 3) Buco del Colonnello; 4) Grotta Verde; 5) Grotta del Fiume; 6) Grotta Sulfurea; 7) Grotta Bella; 8) Grotta Grande del Vento, ingresso naturale; 9) Grotta del Paradiso; 10) Buco del Diavolo; 11) Buco Cattivo; 12) Grotta dell’Infinito; 13) Grotta Grande del Vento, tunnel artificiale (da GALDENZI *et al.*, 2004).

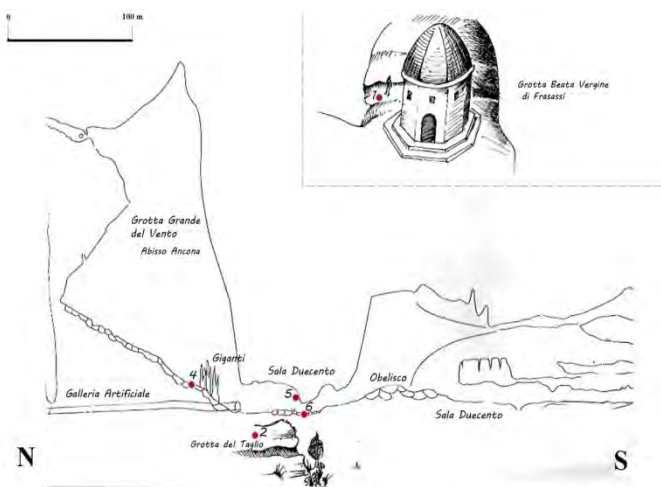


Fig. 2 – Sezione schematica dei siti di campionamento dell’analisi palinologica.

Campione 1 - Grotta Beata Vergine di Frasassi (420 m s.l.m.)

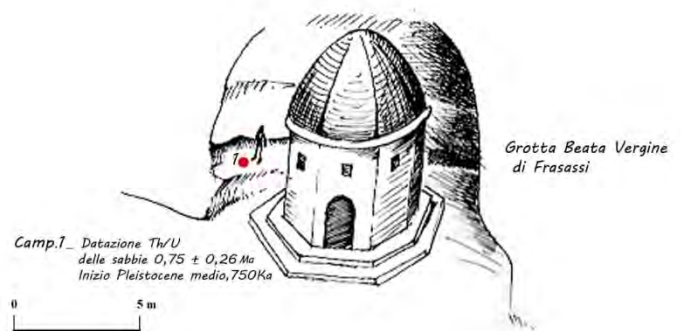


Fig. 3 – Rappresentazione grafica della Grotta Beata Vergine, livello di campionamento antecedente alla messa in posto dei piani carsici sottostanti.

- Deposito fluviale di sabbie (quarzo), depositato dal fiume Esino, nel piano superiore del Complesso carsico di Frasassi, a 150 metri dal livello di base (Fig. 3).
- L'antichità del deposito è data dal contesto geomorfologico deposizionale che indica la deposizione delle sabbie, antecedente alla messa in posto dei piani carsici sottostanti che hanno interessato il lato opposto della Gola di Frasassi (Complesso Fiume-Vento). Bocchini e Coltorti, sulla base delle datazioni assolute Th/U, attribuiscono al VII livello un'età minima > 0,20 Ma.
- La datazione isotopica Th/U delle sabbie $0,75 \pm 0,26$ Ma, assegna una cronologia del deposito alla parte bassa del Pleistocene medio (CYR-GRANGER, 2008) e conferma la collocazione del deposito su base geomorfologia che lo attribuisce ad un'età antecedente al VII livello carsico (Fig. 2, 3).
- Questo campione, il più antico sulla base delle datazioni Th/U, potrebbe essere correlato ad una fase interglaciale di riscaldamento climatico di inizio Pleistocene medio, molto probabilmente riferibile al Gunz-Mindel, anche sulla base dello spettro pollinico registrato ricco di taxa "antichi" e di conifere termofile del Plio-Pleistocene, quali *Taxodium*, *Pinus haploxyylon* e Cupressaceae.

Campione 2-3 - Grotta del Taglio

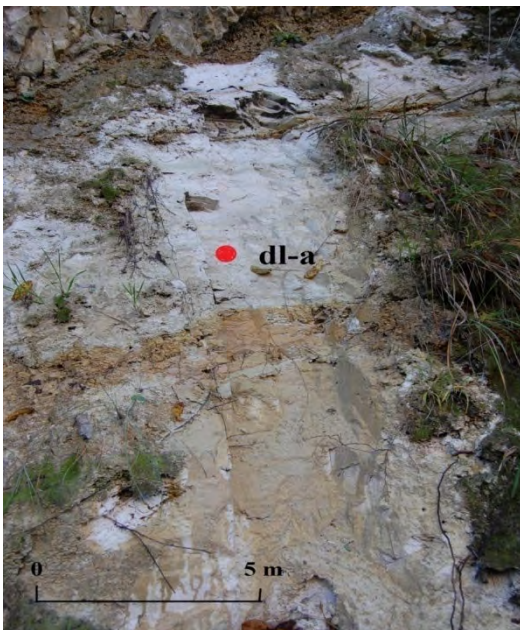


Fig. 4 – Grotta del Taglio, deposito limoso - argilloso (dl-a).

- Sedimento limoso-argilloso situato a 16 metri sul livello di base. Il deposito si trova ad una quota

inferiore rispetto agli altri campioni analizzati, che corrisponde al piano carsico inferiore (Fig. 4).

- Lo spettro pollinico ha messo in evidenza l'assenza di polline attribuibile ad elementi antichi o più antichi di quelli rinvenuti negli altri quattro campioni. E' sicuramente il campione più giovane ma sempre attribuibile al Pleistocene medio (0,13 Ma), molto probabilmente ascrivibile alla parte terminale del glaciale Riss III, per la presenza di particolari taxa come *Pinus haploxyylon*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus* e Cupressaceae, testimoni di un clima umido e freddo, taxa scomparsi alla fine del Pleistocene medio.
- Il riempimento della grotta, un'antica paleorisorgente, potrebbe essere avvenuto in corrispondenza di un periodo glaciale di sovralluvionamento del fondovalle, in risposta alla variazione del livello del fiume Esino, quando le gallerie carsiche, abbandonate precedentemente dall'acqua, tornavano ad essere reinvasate con possibilità di deposito di discrete quantità di fanghi (BISCI & DRAMIS, 1991).

Campione 4 - Grotta Grande del Vento, Abisso Ancona

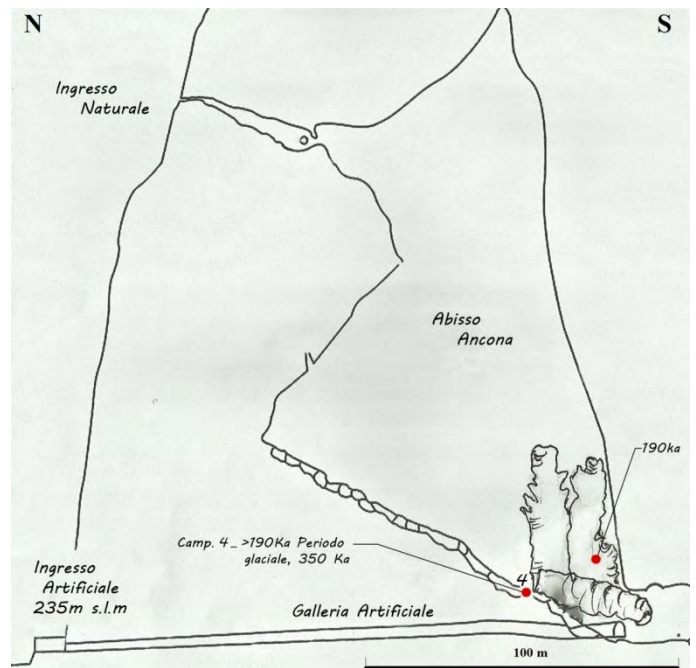


Fig. 5 - Sezione schematica della Grotta Grande del Vento - Abisso Ancona, concrezione sub orizzontale datata Th/U 0,19 Ma.

- L'Abisso Ancona è situato nel piano III del Complesso di Frasassi, a 25 metri sul livello di base.
- Deposito limoso-argilloso raccolto su cono detritico con breccie, alla base della concrezione giacente in posizione sub orizzontale (datata 0,19 Ma).

- Il fango prelevato al di sotto della stalagmite datata 0,19 Ma, è stato probabilmente lasciato al momento della formazione del livello carsico, in fase freatica, nelle fasi fredde del Pleistocene medio, *ante quem* l’inizio del concrezionamento (Fig. 5).
- Con il metodo Th/U, la concrezione (FSR III D) è stata datata a circa 0,19 Ma (TADDEUCCI, TUCCIMEI, VOLTAGGIO, 1992; BOCCHINI & COLTORTI, 1990), pertanto l’età del deposito sottostante si può assumere con un livello di confidenza soddisfacente superiore a 0,19 Ma e ascrivibile alla prima fase glaciale del Riss (Riss I), anche per la notevole presenza di detriti pleniglaciali.
- Nell’Abisso Ancona sono state datate: (FSR III D), speleotema sub-orizzontale (0,19 Ma); (FSR III L), speleotema giacente in posizione orizzontale; (FSR III M), stalagmite accresciutasi direttamente su massi crollati; (FSR III E) stalagmite accresciutasi su massi crollati appartenente al gruppo dei “Giganti”. La datazione di queste due concrezioni, accresciute su accumuli di massi e brecce, ha permesso una datazione *terminus ante quem* per i rispettivi eventi di crollo (TADDEUCCI *et al.*, 1992).
- La presenza nello spettro pollinico di taxa appartenenti alla foresta montana fredda di conifere antiche (*Cedrus*, *Podocarpus*, *Pinus haploxyton*, *Abies*, *Picea*, *Cupressus*) e di relitti termofili dell’alto Terziario (*Taxodium*, Celastraceae), sopravvissute in Italia Centrale non oltre il Pleistocene medio, sembrano confermare, con una certa confidenza, l’attribuzione di questo deposito alla fase glaciale Riss I.
- Piano medio del Complesso carsico di Frasassi, situato a 20 metri sul livello di base.
- Deposito di sabbia fine sotto il gesso disseccato ed eroso dalle acque ricche di acido solforico (H₂SO₄) (Fig. 6, 7).
- La cronologia del deposito può essere considerata maggiore dell’età minima di 0,13 Ma attribuita al III livello carsico (235 m s.l.m.), fase freatica (periodo freddo), in cui i fanghi si depositavano e, successivamente in fase vadosa (periodo caldo), iniziava l’evoluzione del sistema con i concrezionamenti. Nel III livello sono stati datati 12 speleotemi e nella Sala Duecento il nucleo della stalagmite (FSR2) (TUCCIMEI, 2004; BOCCHINI & COLTORTI, 1999; TADDEUCCI, TUCCIMEI e VOLTAGGIO, 1992)
- L’appartenenza del campione ad una fase fredda del Pleistocene medio è data dalla presenza anche di alcuni taxa quali Celastraceae, *Cedrus*, *Pinus haploxyton*, *Picea*, *Abies*, *Cupressus*, *Juniperus* e per la percentuale più alta di conifere/Pinaceae fredde rispetto agli altri campioni.
- Le spettro pollinico rivela la presenza di taxa “antichi” e di una foresta montana fredda ben rappresentata, ascrivibile ad una fase fredda pleistocenica, con molta probabilità riferibile all’inizio del Riss II (0,30/0,20 Ma). Infatti la datazione del III livello è da considerarsi minima, perché fissata solo sulla base delle concrezioni datate, che non esclude la possibilità di non aver campionato speleotemi più antichi che potrebbero esistere in questo livello (TUCCIMEI, 2004).

Campione 5 - Grotta Grande del Vento, Sala Duecento

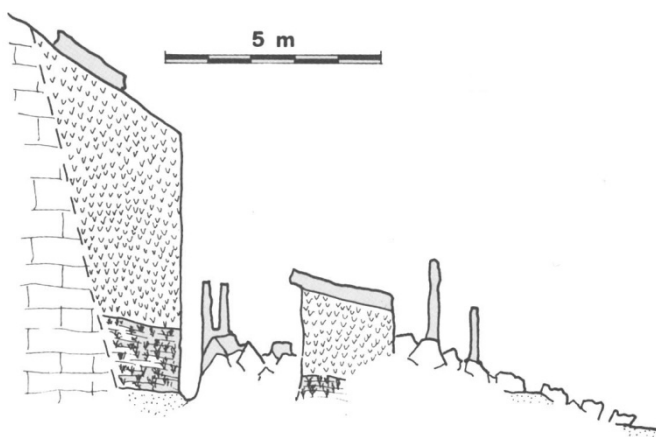


Fig. 6 – Sezione schematica - Accumulo di gessi saccaroidi, oltre 6 m, disseccato ed eroso dalle acque dilavanti; poggia su argille ricche di quarzo con macrocristalli di gesso; inferiormente sabbie fini.

Campione 6 - Grotta Grande del Vento, Sala Duecento

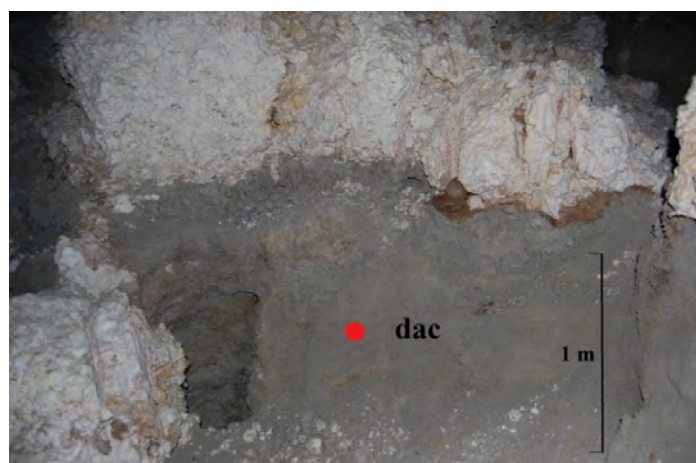


Fig. 7 – Grotta Grande del Vento - Sala Duecento, deposito di argille ricche di quarzo dilavate da acque solfuree (dac).

- Piano medio del Complesso carsico di Frasassi, situato a 20 metri sul livello di base (Fig. 8).
- Deposito di argille ricche di quarzo dilavate dalle acque ricche di acido solforico (H_2SO_4) (Fig. 7).

I sedimenti sul pavimento della Sala Duecento, hanno restituito uno spettro pollinico con la presenza di taxa “antichi”; è il più ricco in *Taxodium*, conifera spiccatamente termofila del Pliocene. Si può ipotizzare che la deposizione del polline possa essere avvenuta in una fase climatica diversa dal campione 5, probabilmente in una fase a clima umido e temperato, intercettata nel tardo Riss II (0,30/0,20 Ma). Tale ipotesi potrebbe trovare conferma nella flora pollinica che presenta anche elementi del *Quercetum* e dell’*Orno-ostretum* e dove ben rappresentate sono le conifere termofile. Il campione inoltre ha restituito la percentuale maggiore delle Legnose rispetto alle Erbacee.

Sembrerebbe dunque che i due campioni intercettino due momenti diversi, una fase più fredda e una fase relativamente fredda, temperata e umida del tardo Riss II.

Ciò verrebbe a costituire un supporto a favore dell’ipotesi che il fango può essere stato depositato in un momento diverso, quando la sala già esisteva e quando le gallerie tornavano ad essere reinvasate dalle acque a causa del sovralluvionamento responsabile di un innalzamento del locale livello di base, proprio nei periodi glaciali (BISCI & DRAMIS, 1991).

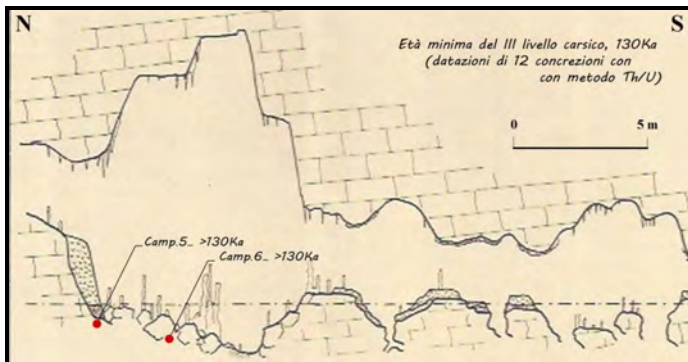


Fig. 7a – Sezione schematica della Grotta G. del Vento - Sala Duecento, campione 5, 6 con cronologia maggiore di 0,13 Ma (L’età minima attribuita al III livello carsico è di 0,13 Ma).

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE del Complesso carsico di Frasassi

- L’Indagine Palinologica ha reso possibile l’osservazione, per la prima volta, di polline fossile nei depositi argillosi-limosi-sabbiosi del Complesso carsico di Frasassi, tale da consentire la ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica dei singoli depositi (LORETI *et al.*, in stampa).
- I risultati ottenuti sono stati incoraggianti ma hanno mostrato a pieno la difficoltà della “Speleopalinologia”, tipo di ricerca che richiede trattamenti chimico-fisici

piuttosto lunghi e ripetuti per arrivare ad estrarre quantità di polline e giungere a conte significative, con osservazioni microscopiche che richiedono molti vetrini e molto tempo a causa della scarsità di materiale.

- Il Complesso di Frasassi rappresenta la cavità ipogenica più antica dell’Appennino sottoposta ad analisi palinologica.
- La presenza di polline conferma l’origine alloctona e non residuale dei sedimenti, ipotesi che trova sostegno anche dalla notevole quantità di fango presente nella cavità.
- Lo stato di conservazione dei granuli pollinici è risultato buono/ottimo e piuttosto simile nei diversi campioni e questo suggerisce che la loro deposizione, coeva alla fase di deposizione dei fanghi, sia avvenuta in modo omogeneo per ogni singolo campione, senza successivo rimescolamento dei depositi. Con la deposizione dei fanghi contenente il polline e con l’inizio del processo diagenetico (compattazione, ecc.), lo sconvolgimento dello strato ormai compattato è da escludere. In nessun campione è stata rinvenuta alcuna presenza di polline attuale e sub-attuale o ascrivibile ad altra associazione.
- Considerando la conformazione della grotta e la distanza dei punti di prelievo per analisi polliniche dal suo ingresso naturale, il buon contenuto pollinico osservato è stato apportato nella cavità dal vettore acqua che deve aver occupato in modo simile tutte le zone ipogee di prelievo dei campioni così da renderli simili nella conservazione.
- La concentrazione pollinica presenta valori relativamente alti rispetto alle concentrazioni scarsissime normalmente rinvenute in depositi di grotta. (LORETI, MERCURI e SALERNO, 1997/2007; GAROFALO *et al.*, 2009).
- Si conferma che l’assenza in grotta di idratazione–disidratazione e di una minore ossidazione, sono garanti di un migliore stato di conservazione che si riflette anche sulla concentrazione pollinica. Sicuramente le reazioni di ossido/riduzione dello zolfo nella zona freatica in superficie, dove le acque solfuree vengono a contatto con l’ossigeno della grotta possono aver influito sulla quantità di polline per quanto riguarda il campione 5 della Sala Duecento.
- Gli spettri pollinici, pur ottenuti da depositi discontinui, hanno mostrato differenze correlabili a diversa distribuzione di flora all’esterno del complesso ed hanno permesso di ricostruire il paleoambiente al momento della deposizione dei singoli campioni.
- La deposizione dei fanghi e quindi del polline è avvenuta in fase freatica quando si andavano formando le gallerie e i livelli carsici (fasi fredde del Pleistocene).

- Gli spettri pollinici presentano alcuni taxa ‘antichi’ che sono riferibili al Pleistocene, e che nell’insieme sono ascrivibili al Pleistocene medio, nonostante la mancanza nei nostri spettri di *Tsuga* e *Zelkova* rinvenuti da vari autori in Italia Centrale in accordo con i dati geomorfologici e geocronologici (LONA, 1961/63a/63b; RICCIARDI, 1961/65/65a; PAGANELLI, 1961/2000; LORETI, 1975; TOSTI, 1975; BERTOLANI *et al.*, 1977; MAGRI, 1989; RAVAZZI e ROSSIGNOL-STRICK, 1995; RONCHITELLI *et al.*, 1997/2010; FOLLIERI e MAGRI, 2001; BERTINI, 2003/10; PINI, RAVAZZI, REIMER, 2004; SADORI e GIARDINI, 2007; MAGRI e COLASANTI, 2010; FOLLIERI, 2010 - RUSSO ERMOLLI *et al.*, 2010). La florula pollinica da noi studiata include *Cedrus*, *Podocarpus*, *Taxodium* e Celastraceae. Le differenze rilevabili nei singoli spettri pollinici suggeriscono un loro valore stratigrafico riferibile a diversi momenti deposizionali. I campioni corrispondono quindi a fasi cronologiche diverse. Le differenze sono correlabili a diversa distribuzione di flora e vegetazione all’esterno del Complesso mettendo in evidenza le variazioni climatiche del Pleistocene medio e permettendo di ricostruire la paleoflora-vegetazione e il paleoambiente al momento della deposizione dei singoli depositi.
- Il ritrovamento di *Taxodium*, conifera termofila, (FERGUSON, 1966; LORETI, 1975; TOSTI, 1975; ROSSIGNOL-STRICK, 1994/95; RAVAZZI e ROSSIGNOL-STRICK, 1995; RONCHITELLI *et al.*, 1997/2010; BERTINI, 2003/07; PINI, RAVAZZI, REIMER, 2004; SADORI e GIARDINI, 2007; RUSSO ERMOLLI *et al.*, 2010; MAGRI e COLASANTI, 2010), conferma anche in questo deposito, la sua sopravvivenza fino al Pleistocene medio.
- I numerosi e recenti studi palinologici in molti siti italiani, hanno confermato la sopravvivenza delle Taxodiaceae oltre il Pliocene, sopravvissero quindi, al PPB (Limite tra Pliocene e Pleistocene inferiore).
- Quello di Frasassi si prospetta come l’unico rinvenimento in Italia Centrale, per *Podocarpus* e Celastraceae. L’associazione a *Podocarpus*, Celastraceae, *Cedrus*, *Pinus haploxylon*, *Abies*, *Picea* e *Taxodium* è stata rinvenuta in siti marini del mar Ionio, sopravvissuta nel Sud Europa fino al Pleistocene medio (ROSSIGNOL-STRICK, 1994/95). RICCIARDI (1965a), rinviene al Nord Italia l’associazione con *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus haploxylon*, *Taxodium*, *Abies*. LONA (1963a), rinviene a Parma *Podocarpus* e *Cedrus*. FEDERICI e FOLLIERI (1980) e BERTOLDI (1984) registrano la presenza di *Podocarpus* in Val di Magna nel sito di Aulla-Olivola.

FERGUSON (1966) in “Fitogeografia e Conifere del Cenozoico” sostiene che il genere *Podocarpus* ha avuto una distribuzione in Europa dal Triassico al Pleistocene inferiore/medio e che, in associazione al *Podocarpus* sono stati rinvenuti taxa quali *Cupressus*, *Juniperus*, *Abies*, *Cedrus*, *Picea*, *Pinus haploxylon*, *Tsuga*, *Taxodium* e *Dacrydium*.

- Le Celastraceae, piante terziarie tropicali, sono state registrate nel campione 4, 5 e 6 e sono state rinvenute nei siti marini del Mar Ionio e sopravvissute in Europa del Sud fino al Pleistocene medio (ROSSIGNOL-STRICK, 1994/95). Unico sito in Italia dove è stata rinvenuta la presenza delle Celastraceae, è Boca-Maggiara (Piemonte), insieme a *Pinus haploxylon* con cronologia del Pleistocene inferiore/medio (LONA, 1963b).

“ Il Complesso di Frasassi ha restituito un’età antica dal primo Pleistocene al tardo Pleistocene con flora ricca di taxa antichi relitti termofili del tardo Terziario ”

Cronologie dei depositi

- **La Grotta della Beata Vergine**, il più antico deposito sulla base del contesto geomorfologico deposizionale che indica la deposizione delle sabbie antecedente alla messa in posto dei piani carsici sottostanti, antichità confermata anche dalle datazioni Th/U. Il deposito ha evidenziato una flora pollinica che dovrebbe corrispondere ad una fase interglaciale di riscaldamento climatico che, correlato con i dati geocronologici e geomorfologici, potrebbe essere attribuito ad una fase cronologica d’inizio Pleistocene medio, molto probabilmente riferibile all’interglaciale di Gunz-Mindel a clima umido e caldo-temperato.
- **La Grotta del Taglio**, la più “giovane” presenta uno spettro pollinico che descrive una situazione relativamente più fresca con temperature non troppo basse e un certo grado di umidità e senza la presenza di alcuni taxa “antichi”. Questo deposito potrebbe essere attribuito ad una cronologia del Pleistocene medio, molto probabilmente riferibile alla parte terminale dell’ultimo glaciale del Pleistocene medio Riss III, in accordo con i dati geocronologici e geomorfologici.
- **La Grotta Grande del Vento “Abisso Ancona”**, ha rilevato uno spettro pollinico ascrivibile ad una fase a clima arido da fresco a freddo. La flora esotica rinvenuta suggerirebbe una datazione pre-Pleistocenica. L’età del deposito, sulla base delle datazioni Th/U degli speleotemi, sulla base del contesto geomorfologico e sulla base della misura della velocità di accrescimento delle concrezioni, è ascrivibile pertanto a un periodo

glaciale del basso Pleistocene medio, e con una certa confidenza ascrivibile alla fase del Riss I, fase fredda che trova conferma anche dallo spettro pollinico con presenza di taxa “antichi”.

- **Nella Grotta Grande del Vento, Sala Duecento,** (deposito di sabbia fine sotto il gesso), la tipologia dello spettro pollinico suggerisce l'appartenenza del deposito ad una fase climatica da fresca a fredda databile al Pleistocene medio, con presenza di alcuni taxa “antichi”. Lo spettro pollinico induce a pensare ad un periodo glaciale più indietro nel tempo rispetto all'età minima attribuita al III Livello e alla Sala Duecento (0,13 Ma), e ascrivibile con buona approssimazione, alla fase fredda dell'inizio del Riss II (0,30/0,20 Ma). Questo periodo glaciale rappresenta un altro momento deposizionale. TUCCIMEI, 2004 asserisce che la datazione del III livello è da considerarsi minima, perché fissata solo sulla base delle concrezioni datate, che non esclude la possibilità di non aver campionato speleotemi più antichi che potrebbero esistere in questo livello.

- **La Grotta Grande del Vento, Sala Duecento,** (deposito di argille ricche di quarzo dilavate dalle acque ricche di acido solforico), dovrebbe corrispondere ad una fase climatica relativamente fredda ma meno fredda del deposito di sabbia, della stessa Sala Duecento, sotto il gesso, per la relativamente alta presenza di Taxodium, (maggiore percentuale rispetto agli altri depositi) conifera spiccatamente termofila del Plio-Pleistocene. La flora pollinica ha restituito, inoltre, la presenza di altre conifere termofile, la maggiore percentuale di Legnose rispetto alle Erbacce, e la presenza di elementi termofili del *Quercetum* e dell'*Orno-ostrietum*. Si può ipotizzare che la deposizione dei fanghi potrebbe essere avvenuta in un momento diverso dal campione 5, e dell'età minima attribuita alla formazione della Sala Duecento (0,13 Ma) sulla base delle concrezioni fino ad ora datate. Molto probabilmente la sua collocazione cronologica è da attribuire ad un periodo a clima umido e temperato intercettato nel tardo Riss II (0,30/0,20 Ma) quando i piani carsici, già esistenti, venivano ad essere reinvasi dalle acque, a causa del sovralluvionamento e dell'innalzamento del livello di base (BISCI & DRAMIS, 1991).

Polline rinvenuto nei depositi del Complesso carsico di Frasassi

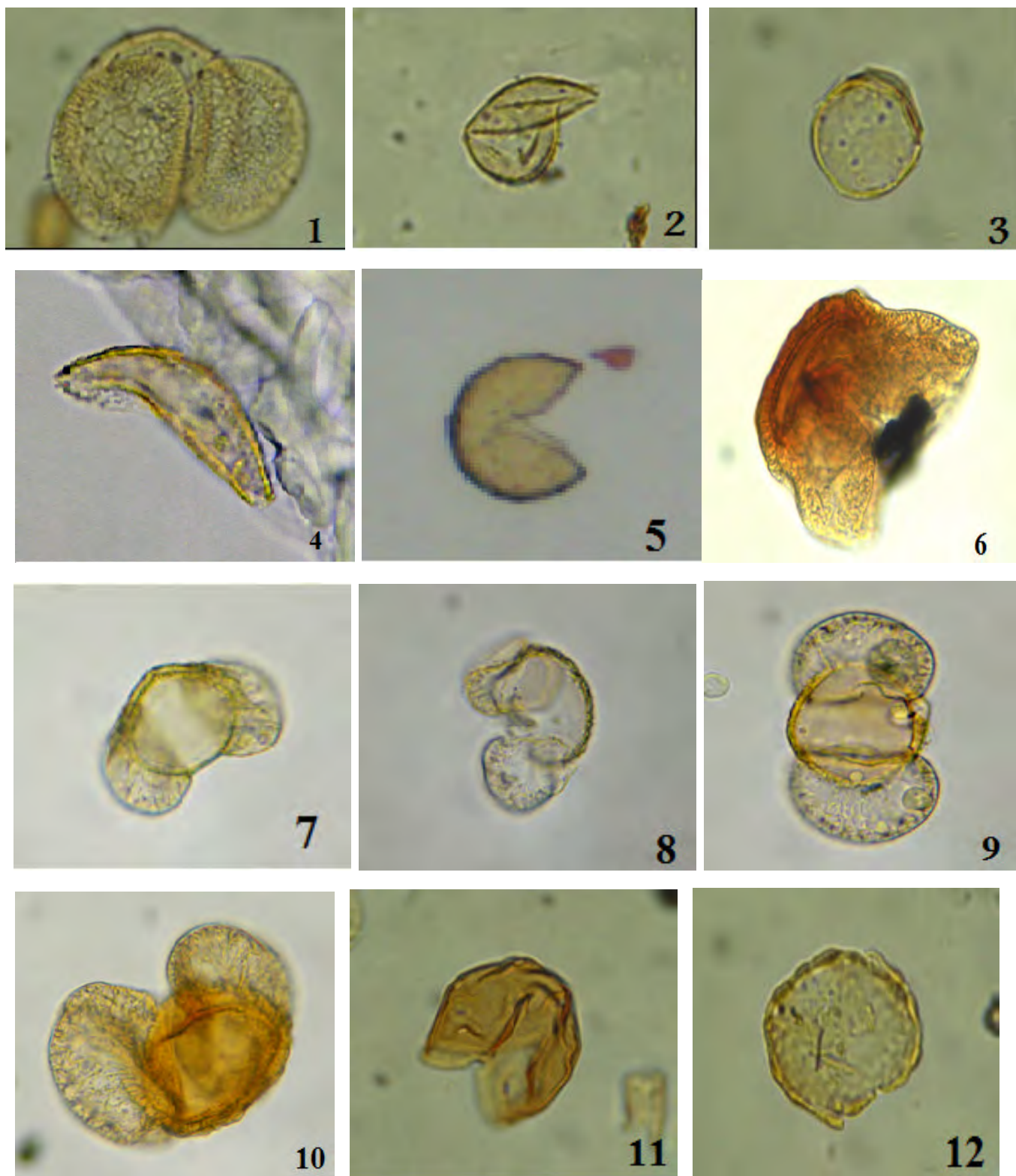


Fig. 8 – 1) *Abies*; 2) *Juniperus* tipo; 3) *Cupressus*; 4/5) *Taxodium*; 6/7) *Cedrus*; 8) *Pinus diploxylon*; 9) *Pinus halepensis*; 10) *Podocarpus*; 11) *Juglans*; 12) *Ulmus*.

Il Complesso carsico di Caprelle

Il Complesso di Caprelle è situato alla quota compresa tra 795/ 880 m s.l.m., con ingresso orientato a Nord e rappresenta un esempio di Grotta epigenica nella Scaglia Bianca (Fig. 9). L'origine delle grotte epigenetiche deriva dalla circolazione dentro i calcari delle acque meteoriche, che drenano verso le sorgenti di valle. La Grotta grande e la Grotta piccola di Caprelle, sicuramente rappresentano il risultato di un'unica manifestazione geologica. La Grotta grande è stata originata dal flusso di acque tra gli strati calcarei, anche se oggi larga parte del percorso delle acque avviene più in basso tra i detriti, o attraverso altre vie e la grotta è quasi totalmente asciutta (GALDENZI, 2008).

Le osservazioni morfologiche all'interno delle grotte mostrano che gli stessi tipi di processi hanno agito in differenti

momenti della loro storia evolutiva, seppure con diversa intensità. In particolare nella Grotta grande di Caprelle la prevalenza di flussi idrici verticali ha prodotto la sovrapposizione di forme e depositi, rendendo difficile un'analisi stratigrafica su successioni continue. Allo stato attuale, le acque di ruscellamento tendono in prevalenza a dilavare le vie di flusso e molti depositi fisici, sulle pareti e in alcuni casi sulle volte, sono stati reinciati dalle stesse acque di infiltrazione. Le condizioni deposizionali e giaciture suggeriscono quindi che la messa in posto di larga parte dei depositi fisici sia avvenuta in un precedente momento evolutivo, in quanto questi depositi non sono collegati alle vie di flusso attuali. Pochi sono i depositi sub-attuali e diverse le vie di flusso delle acque.

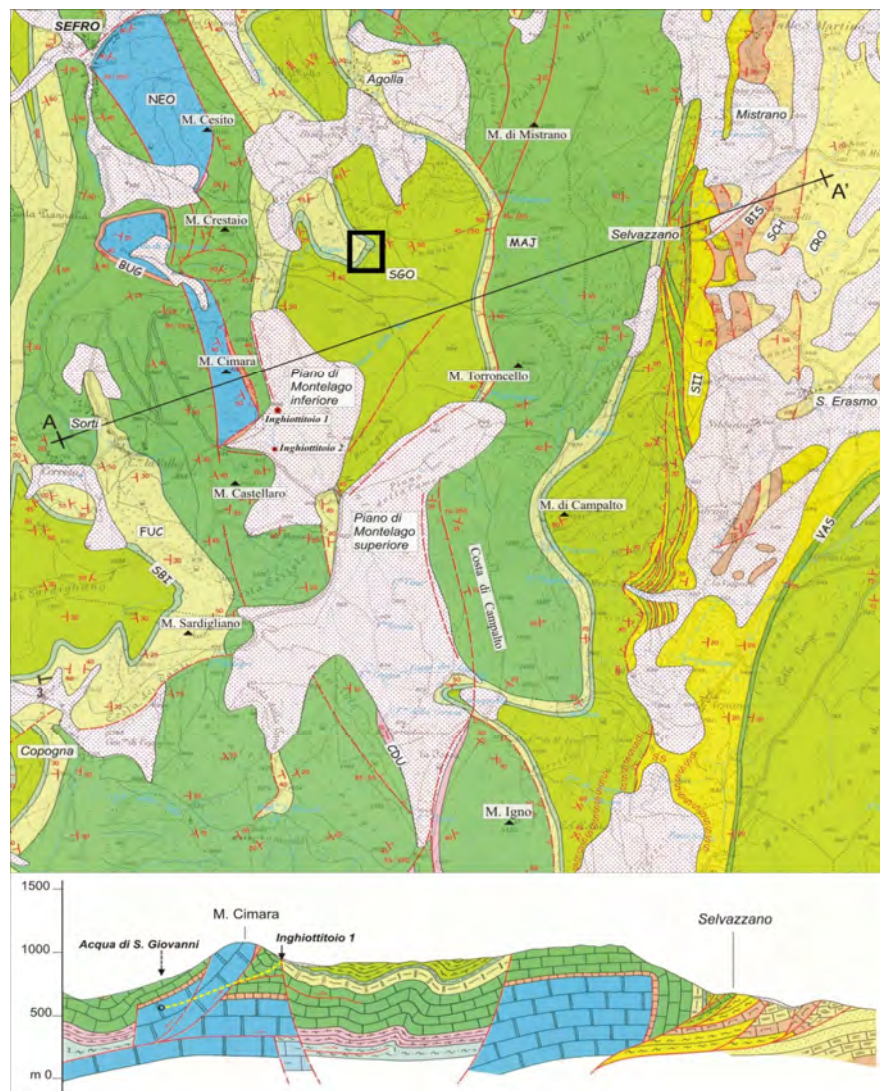


Fig. 9 – Carta geologica dell'area di Monte Lago e relativa sezione geologica (da CALAMITA & PIERANTONI, 1993, modificata). Per le unità litostratigrafiche si fa riferimento alle sigle riportate in Fig. 2. a) Complesso di Caprelle.

Nella Grotta piccola di Caprelle attualmente, prevalgono processi di alterazione chimica e assenti le attività di concrezionamento. Sulle pareti materiale argilloso ricco di ossidi di ferro e manganese è incrostato da calcite e da piccole concrezioni. Nel fondo della galleria lunga cento metri si trovano depositi di breccie, sabbia e argille trasportati dalle acque.

Nel Complesso di Caprelle la datazione con il metodo radiometrico Th/U, la litostratigrafia, la geomorfologia e la cronologia relativa hanno permesso di precisare la sua storia evolutiva e il suo inquadramento cronologico. I campioni prelevati nella grotta sono stati trovati in appoggio diretto sulla roccia e documentano un’attività chimica deposizionale sostanzialmente continua da prima di 92,5 Ka ad oggi. Le croste parietali nella Grotta piccola di Caprelle sono infatti risultate di età pari a $28,4 \pm 1,2$ Ka, mentre i sottostanti fanghi ferro-manganesiferi hanno un’età di $37,6 \pm 0,6$ Ka. Questi dati consentono di datare la fase di deposizione di fanghi ferro-manganesiferi ad un intervallo di tempo compreso almeno tra le due date, considerando che elementi ghiaiosi con rivestimenti scuri poggiano sulla crosta calcitica. Una concrezione non in posto, ritrovata in superficie nella parte terminale della grotta è risultata di età compresa tra $92,5 \pm 3,4$ Ka e $48,5 \pm 1,3$ Ka.



Fig. 10 – Grotta piccola di Caprelle. Sequenza deposizionale documentata sulle pareti della grotta. I fanghi neri, ricchi di ossidi di ferro e manganese, sono rivestiti da depositi calcitici datati 28,4 Ka (Camp.7).

Nella Grotta grande di Caprelle l'unica concrezione analizzata, poggiate direttamente roccia, corrispondente al punto di campionamento 3, raccolto al di sotto della stalagmite datata, si è rivelata di età compresa tra $48,2 \pm 1,7$ Ka e $4,1 \pm 0,3$ Ka.

Il deposito di queste concrezioni direttamente sulla superficie rocciosa dimostra, inoltre, che all'atto del concrezionamento la grotta aveva già raggiunto una conformazione simile a quella attuale, fissando quindi un terminus ante quem per la sua escavazione e allargamento ad opera delle acque circolanti (LORETI *et al.*, in stampa).

La formazione del Complesso di Caprelle va pertanto collocata ad un momento precedente a 92,5 Ka (Pleistocene superiore).

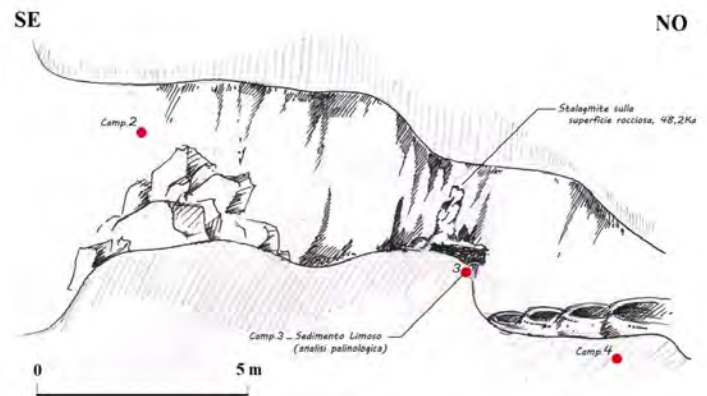


Fig. 11 – Sezione schematica del sito del campione 3 della Grotta grande di Caprelle - Stalagmite datata Th/U 48,2 Ka.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE del Complesso carsico di Caprelle

Le analisi palinologiche confermano i risultati geocronologici. Gli spettri pollinici documentano una fase climatica arida e fredda ed una situazione floristico-vegetazionale diversa da quella attuale, una vegetazione di tipo aperto prevalentemente steppica, durante la quale fanghi, ghiaie e sabbie erano portati in grotta dal flusso delle acque, insieme al polline.

Si può affermare che la deposizione dei fanghi sia avvenuta in un unico rapido evento, coevo alla deposizione del polline, in tutti i diversi punti di prelievo e che non ci sia stato rimescolamento dei fanghi per le seguenti motivazioni:

- lo stato di conservazione del polline è simile in tutti i campioni e questo fa ritenere che la sua deposizione sia avvenuta in modo omogeneo e ascrivibile alla stessa fase cronologica e che l’acqua (unico vettore possibile) deve aver occupato in modo simile tutte le zone ipogee dove i campioni sono stati raccolti
- non è stato rinvenuto polline attuale e sub-attuale o ascrivibile ad altra associazione
- il processo diagenetico (compattazione, ecc.) ostacola l’ingresso di altro polline
- Le condizioni giaciture e deposizionali suggeriscono che i depositi fisici non sono direttamente collegati alle attuali vie di flusso e pertanto, la messa in posto degli stessi è avvenuta in un altro momento evolutivo della storia della grotta. Pochi sono i depositi sub-attuali e diverse le vie di flusso
- Prevale la reincisione dei depositi pre-esistenti da parte di acque di infiltrazione.

La concentrazione pollinica presenta valori relativamente alti, rispetto alle concentrazioni molto scarse normalmente rinvenute in depositi di grotta.

Lo spettro pollinico ha permesso di ricostruire un paleoambiente, intorno al Complesso carsico, evidenziando un

periodo arido e freddo a bassa copertura forestale, con prevalenza di praterie e steppe. Le ipotesi di ricostruzione paleoambientale che sono state formulate si ripropongono in quasi tutti gli spettri pollinici. La scarsissima presenza di elementi dell'*Orno-ostryetum* e di *Quercetum* e la diffusione della foresta di conifere fredde a quote più elevate testimonia che nell'area studiata doveva essere presente una fase a clima arido da fresco a freddo. Le associazioni vegetazionali possono essere riferite dunque ad una fase glaciale, ascrivibile al Würm, molto probabilmente al Wurm II, Pleistocene superiore, durante il quale periodi di forestazione si sono alternati a steppe.

In conclusione possiamo affermare che i depositi di grotta vengono a rappresentare un ampliamento dei siti, dove poter fare analisi palinologiche per conoscere e approfondire la storia del clima, della vegetazione nel Pleistocene, in un territorio come l'Italia Centrale povero di torbiere.

Questa tesi di dottorato ha presentato la combinazione di analisi geologiche/geomorfologiche di cavità carsiche ed indagini palinologiche con lo scopo deliberato di guardare l'evoluzione paleoclimatica dell'area di Frasassi e di Caprelle da un punto di vista multidisciplinare. Questa multidisciplinarietà è tipica delle Scienze della Terra, ma può essere estesa ancora ad indagini che riguardano la composizione isotopica di tutte le tipologie di deposito di

grotta (TADDEUCCI *et al.*, 1992; TUCCIMEI, 2004; PIOTROWSKA *et al.*, 2004) e l'età di questi depositi, e possono anche includere studi riguardanti le proprietà chimico-fisiche dei fluidi di percolazione che hanno generato i depositi (GAROFALO *et al.*, 2010). Quindi, questa tesi rappresenta soltanto una parte di tutta la varietà di vincoli floristici, geologici, geomorfologici e geochimici che possono essere estratti da un progetto scientifico. Da questo punto di vista, io credo che il futuro della ricerca in questo ambito sia la combinazione e l'integrazione il più possibile proficua di tutti questi dati indipendenti. Se questa combinazione sarà effettuata in futuro, io credo che le Scienze della Terra potranno raggiungere una maggiore capacità di interpretare correttamente i climi passati attraverso la costruzione di archivi integrati di dati, e quindi permettere una previsione migliore del clima futuro.

Il futuro della ricerca speleopalinologica dovrà essere quello di allargare il numero delle grotte da studiare, un'ampia serie di punti nello spazio e nel tempo. Il futuro, alla luce dei risultati, dovrà anche essere rivolto ad ampliare le analisi palinologiche nel Complesso di Frasassi non solo ai fanghi, ma anche alle concrezioni e ai gessi. Contemporaneamente si dovrà procedere ad effettuare altri campionamenti e determinazioni cronologiche con il metodo Th/U di speleotemi appartenenti ai vari livelli carsici.

Polline rinvenuto nei depositi del Complesso carsico di Caprelle

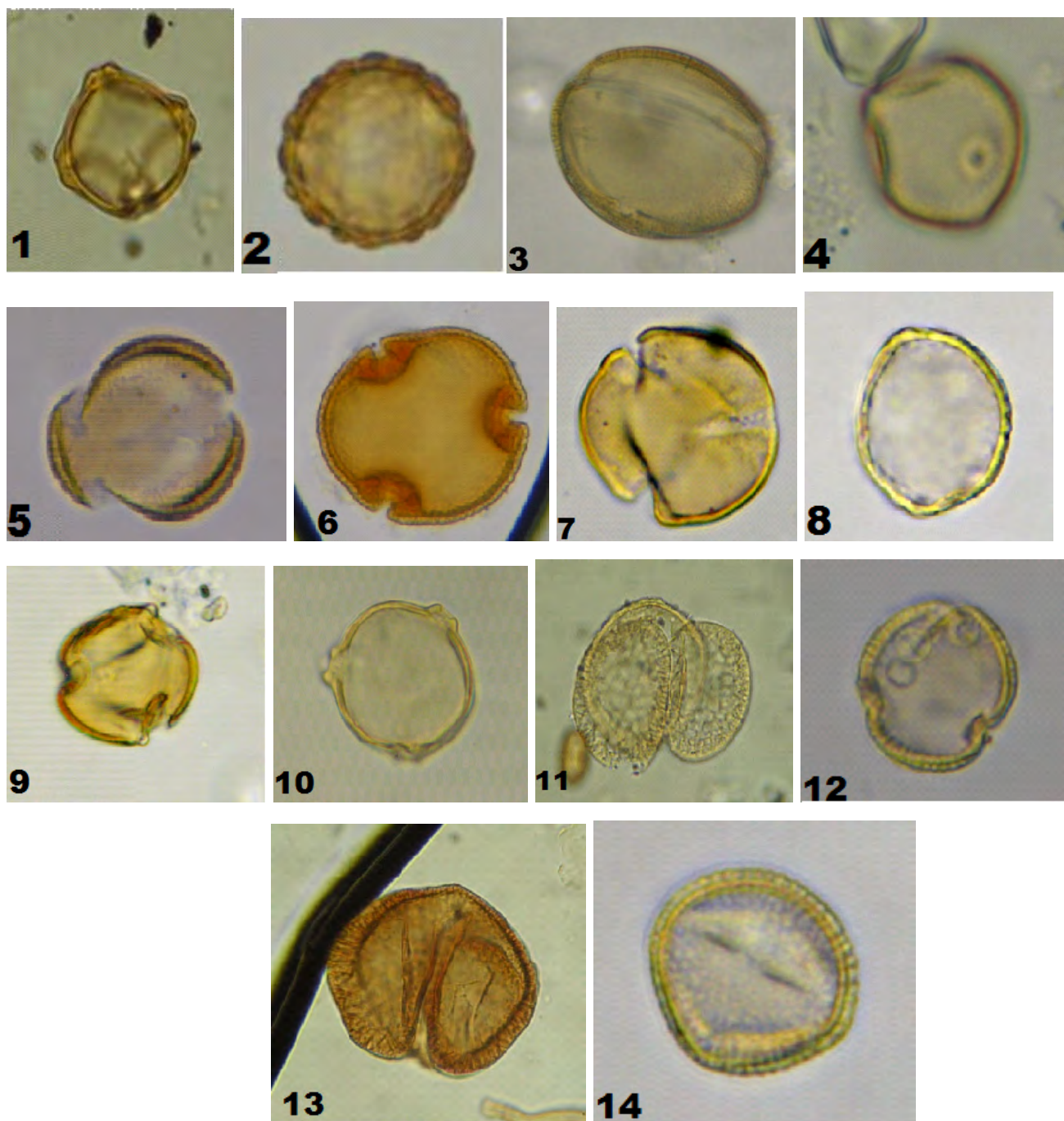


Fig. 12 – 1) *Alnus*; 2) *Plantago media* tipo; 3) *Helianthemum*; 4) Poaceae spont; 5) *Artemisia*; 6) *Tilia*; 7) *Quercus caducif.*; 8) *Ulmus*; 9) *Quercus cf. cerris*; 10) *Ostrya carpinifolia*; 11) *Pinus*; 12) Brassicaceae; 13) *Picea*; 14) *Fraxinus ornus* tipo.



Fig. 13 – Prelievo dei campioni in Grotta da sottoporre ad analisi palinologica

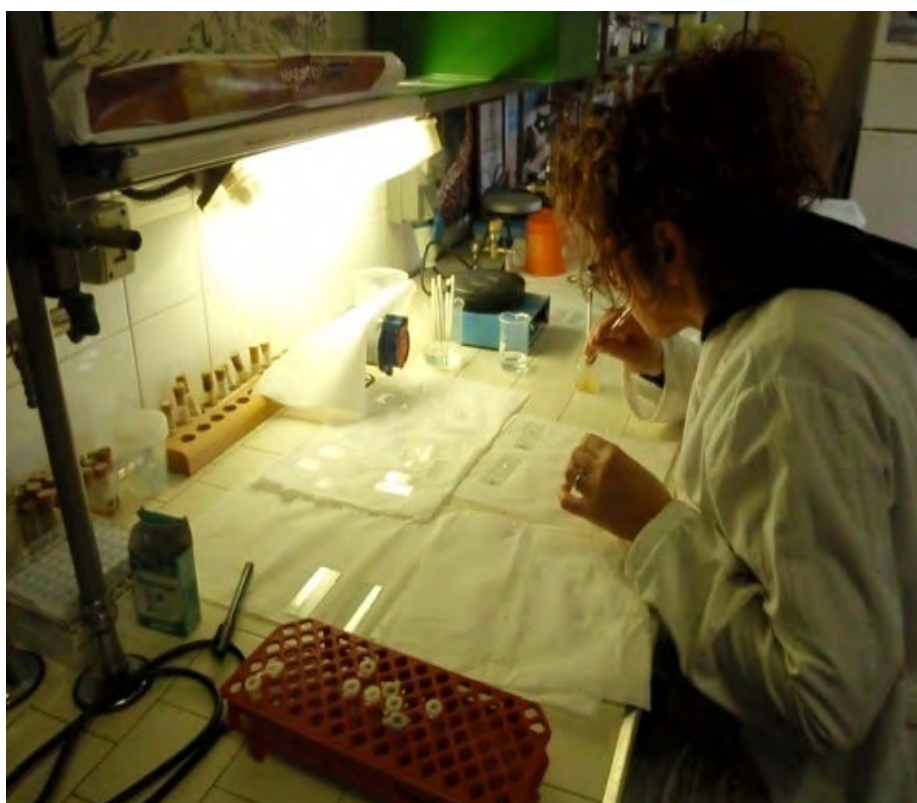


Fig. 14 – Allestimento dei vetrini per l'osservazione del polline

L'estrazione del marmo in Apuane: episodi di inquinamento e idrochimica delle acque del Complesso carsico del monte Corchia

MANTELLI FRANCESCO (*), LOTTI LICIA (*), DE SIO FRANCESCO (**), MONTIGIANI ALESSANDRO (*), OCCHINI FRANCO (***)

RIASSUNTO

L'attività estrattiva del marmo, oltre ad una serie di impatti in ambiente esterno, noti da anni, ha determinato alcuni episodi di inquinamento da idrocarburi e da marmettola nelle acque del Complesso carsico del monte Corchia (Alpi Apuane, Toscana). Pur trattandosi di fenomeni che non lasciano evidenti modifiche dell'idrochimica delle acque, essi danno luogo comunque a situazioni di contaminazione di questo complesso con modifiche ambientali che possono durare anche anni. Mentre la contaminazione da idrocarburi produce fenomeni transitori, la dispersione di marmettola, connessa ad un recente episodio di inquinamento, dopo circa due anni dalla manifestazione dell'evento, determina ancora velature biancastre delle rocce e depositi sul fondo dei corsi idrici. I fenomeni di seguito riportati sono stati riscontrati durante 15 anni di attività di monitoraggio e controllo effettuata da vari operatori dell'Agenzia regionale per la protezione ambientale della Toscana e da speleologi che da molto tempo collaborano a questa attività.

KEY WORDS: *Antro del Corchia, Alpi Apuane, escavazione del marmo, inquinamento acque, idrochimica delle acque.*

INTRODUZIONE

Il Complesso carsico del monte Corchia si sviluppa all'interno del monte omonimo, localizzato nelle Alpi Apuane, in un'area di affioramento di rocce carbonatiche non molto estesa, ma comunque rilevante nel panorama territoriale della Toscana. Il monte Corchia è formato da una serie stratigrafica di tipo carbonatico che poggia su un basamento di rocce poco permeabili del paleozoico (basamento ercinico a filladi e porfiroidi). Dal basso verso l'alto della serie si incontrano i termini carbonatici, di età mesozoica, formati da grezzoni (dolomie e calcari dolomitici), marmi e calcari selciferi (figura 1). Sotto questa montagna si sviluppa uno fra i più grandi sistemi sotterranei d'Italia e uno dei maggiori conosciuti al mondo: il sistema ipogeo del monte Corchia. Caratterizzato da un'estrema complessità morfologica, tale sistema, ormai noto

come Complesso carsico del monte Corchia, si sviluppa intorno a 60 km di condotti esplorati per un dislivello massimo di 1195 m e conta attualmente 17 ingressi.

Il Complesso carsico del monte Corchia è senza dubbio un'area chiave per la comprensione dell'evoluzione del carsismo profondo delle Apuane; per questa ragione, questo complesso è stato oggetto di numerosi studi che hanno permesso di ricostruirne la storia evolutiva (FORTI, 1981; FALLANI & PICCINI, 1990; PICCINI, 1991, 1996).

Da un punto di vista idrogeologico, attualmente il monte Corchia costituisce un'idrostruttura relativamente isolata, circondata dalle rocce impermeabili del basamento. Al suo interno si trovano corsi di acqua perenni, con portata variabile in relazione alla piovosità, dei quali i più noti sono: il gran fiume dei Tamugni, il fiume Vidal, il fiume Vianello, il torrente della Gronda. Sono presenti anche corpi lacustri con acque stagnanti e con acque a rapido ricambio (lago Sifone, lago Paola, laghetto del Venerdì, laghetto Galleria Alta e laghetto Galleria Bassa delle Stalattiti, lago Nero, ecc.).

Le sorgenti alimentate dalle acque circolanti in questo complesso carsico si trovano nella vallata di Cardoso (comune di Stazzema) e sono rappresentate da 3 sorgenti, fra loro molto vicine, denominate Fontane di Cardoso, localizzate poco a monte del paese di Ponte Stazzemese, la cui portata complessiva è mediamente intorno a 120 L/s (PICCINI, 2003).

Le imponenti cave di marmo localizzate in varie zone del monte Corchia, alcune addirittura in prossimità della vetta, nonostante i vincoli di rispetto ambientale, non possono non avere impatti sull'esteso complesso carsico. L'attività estrattiva in quell'area ha raggiunto livelli molto estesi sia in superficie che all'interno della montagna tanto che è inevitabile l'intercettazione di parti delle gallerie carsiche durante l'attività di scavo del marmo. Nel corso di queste operazioni vengono usate macchine di notevoli dimensioni che necessitano di elevate quantità di combustibili ed oli lubrificanti, materiale che viene movimentato su rocce ad elevata permeabilità, inoltre le operazioni di taglio ad umido producono ingenti quantità di fango bianco chiamato "marmettola" che ristagna sui piani di cava e che generalmente viene trasferito in zone adibite a stoccaggio. Anche queste operazioni e la presenza di materiali altamente inquinanti non possono non determinare elevati rischi ambientali per il complesso carsico.

(*) Agenzia regionale per la protezione ambientale della Toscana

(**) G.S. Fiorentino; G.S.A. Val Freddana; collaboratore al monitoraggio Antro del Corchia

(***) G.S.A. Val Freddana; collaboratore al monitoraggio Antro del Corchia

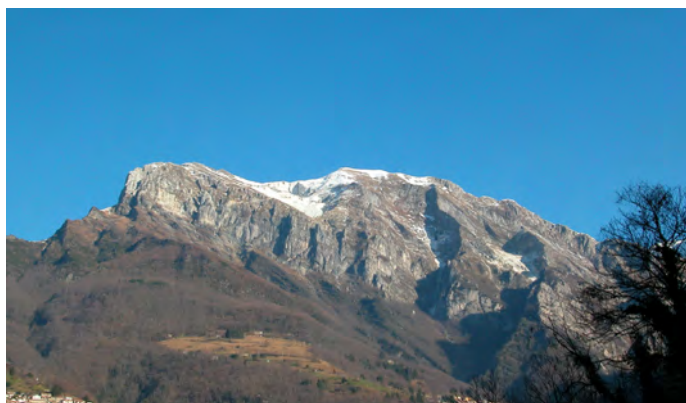


Fig. 1 – Il monte Corchia da Sud-Ovest

1. MONITORAGGIO E CONTROLLO DI UN SETTORE DEL COMPLESSO CARSIICO DEL MONTE CORCHIA

Una parte della zona storicamente chiamata Antro del Corchia, a sua volta appartenente al Complesso carsico del monte Corchia, è stata attrezzata ai fini di fruizione scientifico-culturale. Sono quasi 2000 metri di gallerie che attualmente possono essere visitate grazie ad un allestimento di tipo turistico in gran parte realizzato con passerelle in acciaio che in nessun punto hanno indotto modifiche alla morfologia esistente, un allestimento quindi con il minore impatto ambientale possibile. La valorizzazione scientifico-culturale di questa parte del complesso carsico trova la sua origine nella metà degli anni '90, quando con un accordo fra Parco regionale delle Alpi Apuane, Federazione Speleologica Toscana e comune di Stazzema venne posta, fra l'altro, come condizione alla realizzazione del progetto, prima dell'inizio dei lavori, uno studio e monitoraggio dell'ambiente ipogeo. L'esigenza di questo monitoraggio era derivata dalla consapevolezza che gli interventi necessari per installare un percorso turistico e lo stesso accesso di gruppi di visitatori, avrebbero potuto modificare l'equilibrio naturale e provocare potenzialmente danni all'ambiente. L'Agenzia regionale per la protezione ambiente della Toscana (ARPAT), fu incaricata del monitoraggio ambientale della parte dell'Antro del Corchia interessata dal progetto. Dal 1997, pertanto, un gruppo di lavoro costituito da alcuni tecnici ARPAT, personale comunque con esperienze speleologiche, coadiuvato spesso da speleologi della Federazione Speleologica Toscana, ha lavorato entro le gallerie destinate a fruizione turistica con molte presenze prima e durante lo svolgimento dei lavori; successivamente il monitoraggio a regime ha richiesto una presenza meno assidua. Nel corso dell'attività di monitoraggio, sono stati inoltre condotti studi e ricerche nell'area interessata dal percorso turistico e in zone limitrofe. Vari lavori sono stati pubblicati in seguito a questa attività (MANTELLI F. *et alii*, 2001; MONTIGIANI A. *et alii*, 2001; MANTELLI F. *et alii*, 2003; MANTELLI F. *et alii*, 2005; PICCINI L. *et alii*, 2008; BANESCHI I. *et alii*, 2011).

La frequentazione piuttosto assidua da parte dei tecnici del Gruppo di monitoraggio ARPAT e di vari speleologi che fino dal 1997 forniscono volontariamente un'indispensabile attività di supporto al gruppo di lavoro, ha permesso di tenere sotto controllo la zona interessata dalla frequentazione turistica oltre ad altri settori del complesso carsico, quelli cioè limitrofi all'area attrezzata, comunque di interesse anche per la presenza di importanti flussi idrici.

2. EPISODI DI INQUINAMENTO DEL COMPLESSO CARSIICO DEL MONTE CORCHIA

Inquinamento da gasolio

In alcune aree del monte Corchia, l'attività estrattiva del marmo, grazie al pregio di questo materiale, non ha mai trovato sosta. L'attività di cava viene comunque condotta con le regole che gli organi pubblici di controllo hanno concordato con le aziende che operano sulla montagna. Tuttavia non si è mai esclusa la possibilità di impatti all'interno del Complesso carsico, vista la complessità della conduzione di un'attività estrattiva e le numerose fonti di rischio.

Le prime criticità evidenti, presumibilmente conseguenti all'attività di cava o comunque all'intensa frequentazione della montagna da parte di mezzi pesanti connessi a questa attività, sono segnalate all'inizio degli anni 2000. In un tratto di galleria, in direzione del fiume Vidal, non distante dal percorso turistico, il 20 aprile 2002 gli stessi componenti dell'allora gruppo di monitoraggio del Corchia e altro personale di supporto, avevano avvertito odore che fu definito, di comune accordo, come odore di gasolio.

In seguito erano state ricevute altre segnalazioni relative alla presenza di odori sgradevoli in Corchia: fra queste quella del 2 ottobre 2005 sulla presenza di forte odore ritenuto di gasolio nella solita zona del Vidal; inoltre il 7 marzo 2006, lo stesso gruppo di monitoraggio ARPAT rilevava ancora una volta forte odore di gasolio sempre nella stessa zona.

I vari interventi di campionamento delle acque e la collocazione di campionatori sulla volta di alcune gallerie per valutare la presenza di eventuali sostanze presenti nell'aria, non avevano prodotto negli anni risultati degni di nota.

La mancata individuazione di sostanze inquinanti raccolte mediante campionamento in aria e in acqua è facilmente spiegabile con il fatto che questi avvenimenti di contaminazione sono abbastanza sporadici nel tempo: passato l'evento, può continuare a fluire acqua del tutto pulita fino a quando l'evento non si presenta di nuovo. E' pertanto molto difficile intercettare la fase di passaggio dell'acqua contaminata, stimabile comunque nell'ordine delle ore. Anche l'aria viene rapidamente ricambiata dall'ordinaria ventilazione presente entro la grotta. Nella figura 2 si osserva il fiume Vidal in un momento di piena, comunque non intensa: si comprende come del gasolio occasionalmente pervenuto in queste acque venga rapidamente diluito e trascinato a valle mentre una parte vien rilasciata in aria.

Un episodio di particolare intensità in relazione alla presenza di odore di idrocarburi venne segnalato il 1 agosto 2010 da alcuni speleologi e da turisti in visita all'Antro del Corchia.

L'odore, avvertito con notevole intensità, veniva univocamente definito "odore di gasolio" da molte persone che si trovavano presenti quel giorno in quell'area del ramo turistico. Il fenomeno era da ritenersi correlato all'intensa perturbazione che aveva investito la Toscana tra il 29 e il 30 luglio, determinando precipitazioni molto intense su buona parte della regione, facendo precipitare al suolo un quantitativo d'acqua superiore alle medie stagionali di tutto il mese di Luglio¹. Si ritenne riconducibile a questo episodio meteorologico l'ingresso del contaminante in grotta: le intense piogge possono avere determinato lo sversamento del gasolio presente in qualche contenitore aperto in una zona della montagna e i grandi flussi di acqua hanno poi veicolato queste sostanze fino nelle zone più interne del complesso carsico. In conseguenza della presenza dell'intenso odore, avvertibile anche sul piazzale antistante l'ingresso al settore turistico, le visite a tale settore furono sospese per 2 giorni.



Fig. 2 – Una fase di piena del fiume Vidal; in situazioni di piene molto più intense l'acqua arriva quasi alla volta della galleria.

Il gruppo di monitoraggio ARPAT, individuata la zona di provenienza dell'odore, la solita area del fiume Vidal, ritenne che le grandi portate del fiume (probabilmente alcuni m³/sec),

¹ I dati pluviometrici della stazione meteorologica posta all'ingresso turistico del Corchia indicano 177 mm di pioggia nella giornata del 29 luglio, valori più bassi sulla vicina città di Massa con 80 mm e Pisa con 135 mm.

conseguenti all'intensa precipitazione, avessero trascinato il liquido contaminante anche in aree normalmente non soggette al passaggio delle acque e lì avrebbe potuto permanere e in parte diffondersi lentamente nell'atmosfera della grotta.

Furono effettuati campioni di acqua corrente, ma soprattutto di acqua di tracimazione raccolta in alcune pozze. Nelle gallerie, dove l'odore era ancora ben avvertibile, furono rapidamente allestite due pompe per il campionamento dell'aria utilizzando adeguate fiale di prelievo per gas e vapori. L'odore di idrocarburi rimase nell'aria per alcuni giorni; questo fenomeno consentì pertanto di effettuare adeguati e prolungati prelievi dell'aria (figura 3).



Fig. 3 – Allestimento del sistema di campionamento dell'aria mediante fiala di prelievo per gas e vapori e pompa volumetrica (4 agosto 2010) alla sommità della Galleria Franosa (Ramo turistico dell'Antro del Corchia).

Dalle analisi dei campioni di aria fu riscontrata presenza di sostanze di natura idrocarburica: 15 µg/m³ (espressi come n-esano) nella zona cascata dei Romani e 55 µg/m³ postazione galleria Franosa. Per la prima volta si riuscì a documentare mediante analisi la presenza di sostanze idrocarburiche nell'aria, campionate comunque in una fase di evidente diminuzione; già il primo giorno di inizio prelievo di aria (notte del 4 agosto), a livello organolettico l'odore di gasolio era fortemente diminuito rispetto al giorno precedente.

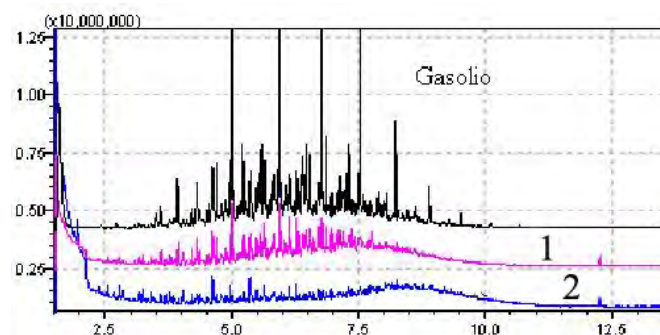


Fig. 4 – Tracciato in gascromatografia con rivelazione in massa (TIC – Total ion chromatography) dei campioni 1 e 2 di aria. E' riportato per confronto uno standard di vapori di gasolio.

Nella figura 4 è riportato il tracciato gascromatografico delle determinazioni eseguite sull'aria campionata nel settore del complesso carsico interessato da inquinamento da idrocarburi: l'analisi in gascromatografia con rivelazione in massa (GC-MS) mostra la presenza di idrocarburi riconducibili almeno in gran parte a quelli costituenti il gasolio.

Per quanto riguarda i campioni di acqua, in quelli del fiume Vidal, come era da attendersi, non si è rilevata presenza di idrocarburi, mentre nell'acqua di una pozza, ritenuta acqua di tracimazione di tale fiume e possibile "trappola" per gli idrocarburi, si sono riscontrati segnali (figura 5), comunque inferiori ai limiti di quantificazione del metodo, i cui tempi di ritenzione sono compatibili con quelli di segnali di idrocarburi aromatici (1,3,5 trimetilbenzene; 1,2,4 trimetilbenzene). Si precisa che trattasi comunque di concentrazioni molto basse, dell'ordine dei nanogrammi/litro. Questi risultati mostrano solo una traccia riconducibile ad un possibile inquinamento da idrocarburi di queste acque; tuttavia il confronto con "bianchi" ottenuti da acque prelevate in settori diversi del complesso carsico, completamente privi di segnali, dimostra una reale differenza con i tracciati analitici mostrati in figura 5.

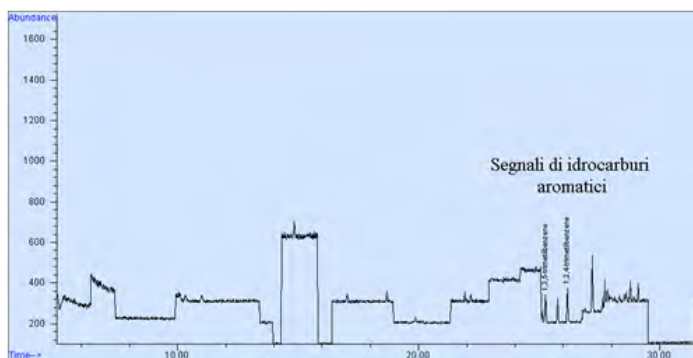


Fig. 5 – Tracciato in *Purge & Trap GC-MS*, depurato degli standard interni, relativo al campione n. 1 del 03/8/2010 prelevato nella pozza stagnante davanti strettoia per cascata del Vidal - Sala delle Sabbie.

Per quanto riguarda l'origine dell'inquinamento, non è stato possibile individuare la fonte. Sopralluoghi condotti dagli organi di controllo nei tempi immediatamente successivi in alcune aree del monte Corchia non hanno fornito alcun risultato; tuttavia si rileva che trattasi di idrocarburi utilizzati presumibilmente per autotrazione, riscaldamento o macchine utensili.

Inquinamento da marmettola

La presenza di torbidità nelle acque ipogee del Complesso carsico del monte Corchia è ordinariamente riconducibile all'aumento delle portate e quindi a processi naturali. Pur essendo questa montagna povera di suolo e in larghe zone, soprattutto quelle più elevate, costituita solo da rocce in affioramento, le intense piogge rimuovono modesti quantitativi di argille che determinano in alcuni casi una torbidità evidente delle acque. Vi sono torrenti come la

Gronda dove raramente si sono raggiunti valori di torbidità² di 1 NTU, mentre nel fiume Vidal si sono misurati valori fino a 40 NTU in occasione di elevate portate.

Dopo oltre un decennio di misure di parametri chimici e chimico fisici nei corpi idrici dell'Antro del Corchia, l'episodio segnalato il 1 luglio 2011 di un forte intorbidamento, dovuto ad una grande quantità di materiale sospeso di colore biancastro, delle acque del fiume Vidal, apparve immediatamente come un fatto anomalo.

Ad un primo sopralluogo sembrò evidente che si trattava di sversamento di materiale presumibilmente connesso con l'attività estrattiva. Si ritenne che del fango presente sui piani di cava fosse arrivato entro il sistema carsico; tuttavia si doveva essere certi della natura di tale sostanza. Il fatto avvenne durante il periodo estivo ed non apparve connesso ad un isolato episodio temporalesco, comunque di scarsa intensità in quell'area. Seguì un'estate di forte siccità che non modificò il quadro dei depositi di fango bianco: solo dopo 1 mese e mezzo le acque del Vidal erano tornate limpide, mentre sul fondo del corpo idrico vi era un deposito di fango bianco di circa 1-2 cm che sarebbe rimasto per altri mesi ancora (figura 6).



Fig. 6 – Acqua torbida e depositi di fango bianco ai bordi e sul fondo del fiume Vidal, 10 agosto 2011.

Fu esplorato per varie centinaia di metri il corso superiore del Vidal e degli affluenti a monte: si stimò che il volume di fango depositato nelle parti da noi visitate, fosse almeno 5 m³. Tuttavia è stata documentata la presenza di questo fango verso la zona del fondo del Corchia e presumibilmente per altre centinaia di metri a monte del pozzo delle Pisoliti, alla cui base si è arrestata la nostra esplorazione; ciò induce a ritenere una

² La torbidità, comunemente definita come la riduzione della trasparenza di un liquido a causa della presenza di sostanze in sospensione, è prodotta dall'interazione della luce con particelle con diametro generalmente compreso fra 10 nm e 1mm. La misura della torbidità viene effettuata per via nefelometrica tramite uno strumento chiamato nefelometro. L'unità di misura è NTU (nephelometric turbidity unit). Acque con 1 NTU mostrano già ad occhio nudo una certa opalescenza, mentre in acque definite limpide la torbidità è spesso inferiore a 0,1 NTU.

dispersione di volumi ben più elevati di fango rispetto a quanto calcolato sulla base delle misure effettuate.

La caratterizzazione dei fanghi presenti in Corchia è stata effettuata mediante loro campionamento (figura 7) e successive analisi chimiche allo scopo di determinare i componenti principali. Le analisi sono state effettuate mediante cromatografia ionica delle soluzioni ricavate dalla dissoluzione in acido cloridrico di aliquote esattamente pesate dei campioni prelevati.

La composizione chimica del fango in sospensione raccolto nell'acqua del fiume Vidal e di quello depositato sul fondo di questo corpo idrico presenta forti analogie con la composizione dei fanghi di lavorazione campionati nelle aree di cava che interessano il versante Sud - Ovest del monte Corchia (tabella 1).



Fig. 7 – Campionamento dei fanghi in una forra a monte del fiume Vidal.

I fanghi raccolti nell'area del fiume Vidal sono caratterizzati da composizione completamente carbonatica (100 % solubilità in HCl) con tenore di calcio intorno al 98% (98,5-98,9). I fanghi raccolti in alcune aree di cava sul versante Sud - Ovest del monte Corchia presentano una composizione molto simile: lo stesso tenore di calcio intorno al 98% (98,8) e una frazione carbonatica dal 98 al 99 %. Quindi la tipologia carbonatica dei fanghi è riconducibile prevalentemente a carbonato di calcio, con bassa componente magnesiaca, così come lo sono alcuni campioni prelevati nelle aree di cava indagate.

Generalmente è stato usato il termine marmettola quando trattasi del fango presente sui piani di cava e fango bianco quando ci si riferisce al fango presente entro il sistema carsico; le analisi condotte hanno lo scopo di dimostrare la sostanziale equivalenza dei due materiali.

Descrizione	Tipologia fango	Ca %	Mg %
Fango bianco in sospensione acqua Vidal	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 100%	98,86	1,14
Fango bianco sul fondo fiume Vidal	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 100%	98,49	1,51
Fango di lavorazione (marmettola) - Cava indagata A punto 1	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 98,03	98,80	1,20
Fango di lavorazione (marmettola) - Cava indagata A punto 2	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 98,52	98,80	1,20
Fango di lavorazione (marmettola) - Cava indagata B	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 99,05	98,84	1,16
Polvere di marmo - Cava indagata B	CaCO ₃ e CaMg(CO ₃) ₂ : 98,01	99,23	0,77

Tabella 1 – Composizione dei fango bianco campionato entro l'Anfro del Corchia e fanghi di lavorazione campionati nelle aree di cava che interessano il versante Sud - Ovest del monte Corchia.

La similitudine dei fanghi bianchi campionati entro la zona interessata dall'inquinamento e in alcune aree di cava è stata ulteriormente verificata tramite analisi dei metalli ed elementi di natura non metallica contenuti in differenti tipologie dei fanghi (tabella 2 e figura 8). I campioni di fanghi prelevati nelle cave di marmo sono stati confrontati con i fanghi bianchi prelevati in grotta; inoltre sono stati raccolti anche fanghi in altre zone dell'ambiente ipogeo provenienti da livelli non carbonatici.

Postazioni	As	Ba	Cd	Cr	Cu	Pb	Ni
1	0,8	6,1	0,5	0,7	2,2	1,6	1,2
2	0,3	4,8	0,5	0,5	1,5	1,3	0,0
3	0,4	6,4	0,5	0,7	1,7	2,1	1,3
4	0,2	6,1	0,6	0,4	0,2	1,7	0,0
5	0,4	13,4	0,4	0,4	1,2	0,9	1,0
6	0,4	7,5	0,2	0,0	0,9	2,0	2,0
7	0,6	9,9	0,5	0,0	5,7	1,8	3,5
8	14,6	11,0	0,1	85,4	11,6	29,9	140
9	5,2	16,4	0,1	0,9	4,0	0,5	9,8
10	12,3	13,7	0,9	18,5	34,9	1,3	5,6
11	0,2	9,9	0,5	1,8	2,0	1,1	2,5
12	3,6	47,5	8,0	3,3	9,4	9,1	36,6
13	16,1	187	0,9	14,3	46,9	40,6	46,4
14	68,8	46,3	1,3	10,2	17,6	62,7	39,4

Tabella 2 – Valori di concentrazioni in µg/g dei metalli ed elementi di natura non metallica nei fanghi bianchi e in quelli raccolti in differenti aree del complesso carsico del monte Corchia (Analisi in ICP-MS).

Legenda:

dal n. 1 al n. 4: marmettola e polvere di marmo raccolti all'esterno;
dal n. 5 al n. 7: fanghi bianchi;
dal n. 8 al n. 14: fanghi autoctoni.

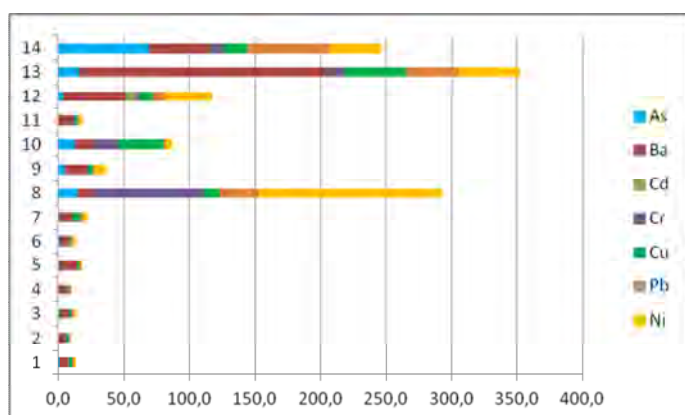


Fig. 8 – Rappresentazione dei livelli di concentrazione di metalli ed elementi di natura non metallica nei fanghi bianchi e in quelli raccolti in differenti aree del complesso carsico Antro del Corchia.

Le diverse tipologie dei fanghi rappresentate nella tabella 2 e nella figura 8 sono: dal n. 1 al n. 4: marmettola e polvere di marmo campionati all'esterno (prevalentemente sui piani di cava); dal n. 5 al n. 7: fanghi bianchi campionati entro il complesso carsico, da n. 8 al n. 14: fanghi autoctoni spesso connessi a rocce non carbonatiche.

Si osserva una sostanziale similitudine di composizione per i campioni dal n. 1 al n.7: si tratta infatti di fanghi originati prevalentemente da rocce carbonatiche che hanno un basso contenuto in tali elementi; si riscontra pertanto una similitudine fra la marmettola campionata all'esterno e il fango bianco campionato entro l'Antro del Corchia. Gli altri fanghi, prelevati in differenti aree e per lo più connessi ad alterazione di rocce in parte non carbonatiche sono caratterizzati da concentrazioni mediamente più elevate di metalli ed elementi di natura non metallica. Infatti nel monte Corchia, oltre ad estesi depositi carbonatici, metamorfosati in marmi, sono presenti rocce di natura completamente diversa. Si tratta di rocce appartenenti alla sequenza del basamento paleozoico che comprende dall'alto verso il basso: a) Filladi inferiori e quarziti (?Cambriano sup.- ordoviciano inf.); b) metavulcaniti (Porfiroidi e scisti porfirici) (?Ordoviciano med.); c) metarenarie, quarziti e filladi (?Ordoviciano sup.); d) Filladi grafitiche e liditi, dolomie ad *Orthoceras* (Siluriano?-Devoniano). I fanghi provenienti da rocce non carbonatiche possono, in alcuni casi, spiegare la concentrazione relativamente elevata di metalli come arsenico, cromo, nichel, piombo, rame.

A distanza di oltre un anno dall'episodio di inquinamento, le occasionali piene del fiume Vidal e degli affluenti superiori (comunque sporadiche, in considerazione della scarsità di precipitazioni dall'agosto 2011 all'agosto 2012), hanno rimosso una buona parte delle deposizioni di fango bianco. Tuttavia, come si può osservare dalle immagini di seguito riportate e relative alla documentazione realizzata il 02 agosto 2012 nel corso idrico a monte del fiume Vidal (forra a monte della cascata della Fangaia, sotto pozzo delle Pisoliti), vi sono zone dove sono ancora presenti significativi depositi di fango bianco (figura 9) e in alcuni tratti della forra una patina bianca resta ancora ben adesa alle rocce.

La fenomenologia di inquinamento verificatasi in tempi recenti e i ricorrenti odori di idrocarburi segnalati da vari soggetti anche in passato sono testimonianza di un sistema carsico facilmente vulnerabile dall'attività estrattiva presente sulla montagna. E' evidente il fatto che opere così imponenti come l'estrazione del marmo in un'area montuosa ampiamente carsificata come il monte Corchia, nonostante le necessarie precauzioni, possono determinare danni all'ambiente ipogeo.



Fig. 9 – Significativi depositi di fango bianco in alcuni tratti dell'Antro del Corchia a distanza di 1 anno dalla manifestazione del fenomeno. Sopralluogo del 02 agosto 2012.

Come si osserva in figura 10, acque torbide e fanghi sono costantemente presenti sui piani di cava; resta pertanto non facile isolare volumi così grandi di questi materiali da un sistema carsico che si diparte nelle vicinanze o quando addirittura non viene intercettato dai tagli di cava.



Fig. 10 – Attività estrattiva in una cava in sotterraneo sul monte Corchia.

3. L'IDROCHIMICA DELLE ACQUE E LE PRESSIONI INDOTTE DALL'ATTIVITA' ESTRATTIVA

Le acque del Complesso carsico del monte Corchia presentano un'idrochimica caratterizzata da scorrimenti rapidi in un sistema carsico strutturato principalmente in condotti scavati in rocce di natura carbonatica (figura 11). Nella tabella 3 vengono riportate alcune serie analitiche che si riferiscono alla composizione di acque di differenti settori del complesso carsico. Si nota un diverso contenuto in magnesio in relazione a contatti con litotipi costituiti da dolomie ed un elevato contenuto in solfati nel campione 1 presumibilmente dovuto ad alterazione di pirite, minerale accessorio di alcuni litotipi (dolomie). Basso è il contenuto di sodio, cloruri, nitrati, sostanze provenienti dalle precipitazioni atmosferiche; anche i solfati, quando presenti in bassa concentrazione, sono in relazione a tali apporti.

Parametri	Unità di misura	1	2	3	4	5
Conducibilità elettrica	$\mu\text{S}/\text{cm}$ 25 °C	296	249	232	245	258
Residuo fisso	mg/L	168	131	122	127	128
pH	Unità pH	8,1	8,1	8,2	6,8	7,7
Fluoruro	mg/L F	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cloruro	mg/L Cl	3,8	7,9	8,5	11,2	8,5
Nitrato	mg/L NO ₃	6,5	0,9	0,7	0,8	0,6
Solfato	mg/L SO ₄	53,6	8,7	7,5	5,8	3,3
Idrogeno carbonato	mg/L HCO ₃	94,6	128	119	120	141
Sodio	mg/L Na	3,0	4,7	4,2	4,3	3,9
Potassio	mg/L K	0,5	0,3	0,2	0,5	0,2
Calcio	mg/L Ca	50,1	41,5	38,5	43,1	25,3
Magnesio	mg/L Mg	2,9	2,3	2,1	0,4	14,9

Tabella 3 – Composizione delle acque di differenti settori del Complesso carsico del monte Corchia.

Legenda:

1. Sistema Farolfi - Fighera: galleria dei Maremmani – Piccola cascata presso Campo Base Erica
2. Buca d'Eolo: a 200 dall'ingresso; cascatella sopra scalette incise (Davanti alle scritte storiche)
3. Buca d'Eolo: piccolo condotto sifone (a metà percorso del Canyon)
4. Ramo dei Fiorentini (1° salto al campo base dei Fiorentini: torrente confluyente con la Fangaia)
5. Ramo del Valinor-ER 01

Nella tabella 4 viene riportato un confronto fra la composizione di due corsi idrici sotterranei e la principale risorgente del Complesso carsico del monte Corchia. I valori dei macrocostituenti mettono in evidenza acque con tipologia

bicarbonato – calcico - magnesiaca con progressivo arricchimento in contenuto dei solidi disciolti (residuo fisso a 180 °C) durante la discesa delle acque nelle parti basse della grotta (acqua con 124 mg/L fiume Vidal a 159 mg/L al momento della fuoriuscita alla Fontane di Cardoso). Questi dati sono relativi all'anno 2012, tuttavia una simile composizione e un simile andamento dei valori delle concentrazioni con l'aumento della profondità del sistema si osserva dai dati ricavati dalle numerose precedenti campagne di campionamento.

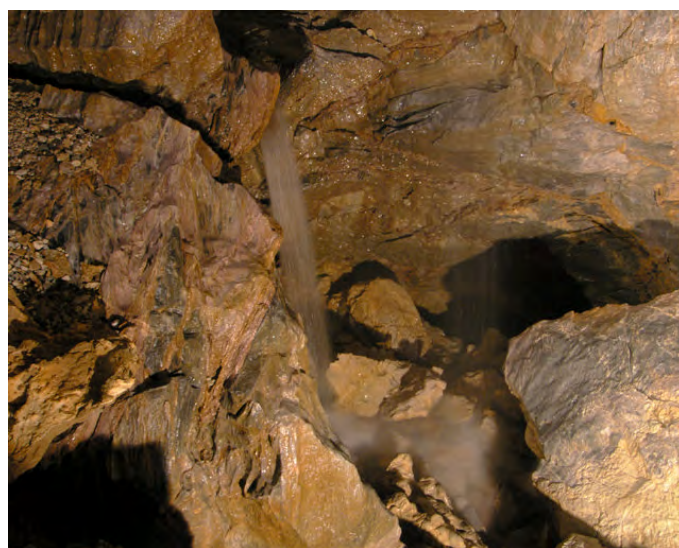


Fig. 11 – Cascata dei Romani. Settore del complesso carsico Antro del Corchia utilizzato ai fini della fruizione turistica.

Parametri	Unità di misura	20/08/2012	20/08/2012	0/08/2012
		Fiume Vidal	Torrente Gronda	Fontane di Cardoso
Residuo fisso	mg/L	123	134	158
Conducibilità elettrica	$\mu\text{S}/\text{cm}$ 20 °C	206	232	259
pH	Unità pH	8,0	8,2	8,0
Cloruro	mg/L Cl	5,0	5,7	6,7
Nitrato	mg/L NO ₃	1,2	1,4	1,6
Solfato	mg/L SO ₄	11,0	7,3	16,3
Idrogeno carbonato	mg/L HCO ₃	124	143	154
Sodio	mg/L Na	2,9	3,5	4,9
Potassio	mg/L K	0,2	0,1	0,6
Calcio	mg/L Ca	29,3	28,7	40,8
Magnesio	mg/L Mg	10,2	14,8	9,3

Tabella 4 – Confronto fra la composizione di due corsi idrici sotterranei e la principale risorgente del Complesso carsico del monte Corchia.

Nel Complesso carsico del monte Corchia sono inoltre presenti vari corpi idrici costituiti da acque stagnanti (figura 12) con un chimismo caratterizzato da un maggior contenuto di solidi disciolti (tabella 5) conseguente ad un più lungo tempo di contatto acqua – roccia e talvolta da un differente contenuto ionico in relazione alla tipologia della roccia (ad es.: arricchimento in magnesio per contatto con le dolomie, maggior contenuto in solfati per alterazione della pirite).

Parametri	Unità di misura	1	2	3
		30/11/2011	03/05/2010	20/08/2012
Conducibilità elettrica	$\mu\text{S}/\text{cm } 20^\circ\text{C}$	282	285	245
Residuo fisso	mg/L	191	183	154
pH	unità pH	7,9	8,0	8,2
Fluoruro	mg/L F	0,32	0,50	0,45
Cloruro	mg/L Cl	5,8	5,7	6,6
Nitrato	mg/L NO_3	1,2	2,3	1,9
Solfato	mg/L SO_4	36,7	32,1	9,5
Idrogenocarbonato	mg/L HCO_3	170	165	151
Sodio	mg/L Na	4,2	4,4	4,0
Potassio	mg/L K	0,3	0,6	0,5
Calcio	mg/L Ca	31,0	31,1	27,4
Magnesio	mg/L Mg	24,5	21,3	16,6

Tabella 5 – Alcuni corpi idrici formati da acque stagnanti entro il complesso carsico del monte Corchia. 1: laghetto della galleria Alta delle Stalattiti; 2: laghetto della galleria Bassa delle Stalattiti; 3: laghetto del Venerdì.



Fig. 12 – Laghetto della galleria Alta delle Stalattiti. Settore del complesso carsico Antro del Corchia utilizzato ai fini della fruizione turistica.

In relazione all'ingresso del fango bianco in grotta, il chimismo delle acque correnti non appare modificato dal materiale sospeso (1710 mg/L il 01/7/2011; tabella 6, 4a colonna): rispetto al chimismo delle acque in condizioni indisturbate (tabella 6, 3a colonna). Si nota solo un

innalzamento della concentrazione dei solfati, variazione poco significativa perché il confronto è effettuato con acqua circolante in regime di alte portate (minore contenuto solidi disciolti); inoltre valori simili di solfati si sono riscontrati anche in passato.

Il materiale sospeso è costituito interamente da fango carbonatico (prevalentemente carbonato di calcio), materiale scarsamente solubile; questo spiega la scarsa influenza sul chimismo delle acque venute a contatto con i fanghi. La presenza di questi fanghi determina comunque, oltre ad una modifica evidente dell'ambiente ipogeo in senso visivo, possibili impatti sulla fauna ipogea (privata dei possibili microambienti), sia su quella epigea e sulla flora dei corpi idrici superficiali alimentati dalle sorgenti di questo complesso carsico.

Parametri	Unità di misura	14/12/2010	01/07/2011	10/08/2011	18/08/2011
		Assenza di piogge da 10 gg	Modeste precipitazioni nei 15 gg precedenti	Assenza di piogge da circa 20 gg	Assenza di piogge da circa 30 gg
Torbidità	NTU	0,5 Acqua limpida	>>100 Molto materiale sospeso: 1710 mg/L	40 Torbidità elevata	0,4 Acqua limpida
Temperatura acqua	$^\circ\text{C}$	7,2	-	7,2	7,2
Portata	L/min	1200	240	250	150
Conducibilità elettrica	$\mu\text{S}/\text{cm } 20^\circ\text{C}$	184	205	201	201
Residuo fisso	mg/L	112	130	121	125
pH		7,8	8,0	8,0	7,8
Ammonio	mg/L NH_4	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fluoruro	mg/L F	0,10	0,10	0,15	0,15
Cloruro	mg/L Cl	3,8	4,7	4,5	4,4
Nitrato	mg/L NO_3	0,8	2,1	1,3	1,2
Solfato	mg/L SO_4	5,0	11,7	12,0	11,9
Idrogeno carbonato	mg/L HCO_3	128	134	122	128
Sodio	mg/L Na	2,4	3,2	2,9	2,9
Potassio	mg/L K	0,3	0,3	0,3	0,3
Calcio	mg/L Ca	28,5	32,6	30,6	29,4
Magnesio	mg/L Mg	8,2	9,3	9,6	9,8

Tabella 6 – Chimismo dell'acqua del fiume Vidal prima del contatto con la marmettola e nei tempi successivi.

La marmettola è inoltre povera di metalli ed elementi di natura non metallica (tabella 2) e pertanto nelle acque non si è ritenuto necessario effettuare la ricerca di questi elementi in occasione dell'inquinamento.

4. CONCLUSIONI

L'attività estrattiva in un'area ampiamente carsificata come il monte Corchia non può non indurre impatti ambientali. Gli episodi di inquinamento riportati sono quelli di maggiore evidenza; fenomeni minori, come la diffusione di odori di idrocarburi, sono segnalati da circa 15 anni. Al di là di manifestazioni temporanee, l'attività estrattiva non sembra indurre modifiche all'idrochimica delle acque: i grandi flussi idrici entro il Complesso carsico del monte Corchia hanno la capacità di riportare alle condizioni originarie eventuali modifiche dell'idrochimica del sistema. I corpi idrici con acque stagnanti non sono stati fino ad oggi oggetto di significativi impatti; le eventuali modifiche della loro idrochimica avrebbero conseguenze gravi per l'assenza di ricambio delle acque. In relazione all'escavazione del marmo, resta indispensabile la necessità di continuare ad inserire prescrizioni ad hoc nei relativi atti autorizzativi e soprattutto l'obbligo da parte delle ditte di adottare con massimo scrupolo tali prescrizioni; questo processo sarà tanto più efficace quanto più sarà attiva in questo settore la vigilanza da parte degli organi di controllo, principalmente ARPAT e Parco regionale delle Alpi Apuane.

OPERE CITATE

- FALLANI F. & PICCINI L., 1990 - *Pianta generale del Complesso Carsico del M. Corchia*. Fed. Spel. Tosc. - Comm. Catasto, Suppl. a TALP, 2, Rivista d. Fed. Spel. Tosc.: 10 pp., 1 tav.
- FORTI P., 1981 - *Le esplorazioni speleologiche quale strumento di definizione idrogeologica del monte Corchia*. Atti del IV° Congr. della Federazione Speleologica Toscana, Fiesole, 1-3 maggio 1981: 159-168.
- MANTELLI F., MONTIGIANI A., LOTTI L., PICCINI L. & MALCAPI V., 1999 - *Le acque sotterranee del sistema carsico del M. Corchia: valorizzazione, salvaguardia e rischi di inquinamento*. Atti del 3° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio. Parma 13/15 ottobre 1999, in: Quaderni di geologia applicata, Pitagora Editrice, Bologna, Vol. 1: 115-125.
- MANTELLI F., MONTIGIANI A., LOTTI L., BIANUCCI P. L. & DE SIO F., 2001 - *Stato di qualità delle acque durante la fase ante-operam del settore dell'Antro del Corchia destinato a fruizione turistica*. Atti del VII° Congr. della Federazione Speleologica Toscana, Gavorrano (GR), 31 marzo e 1 aprile 2001: 13-22.
- MONTIGIANI A., LOTTI L. & MANTELLI F., 2001 - *Meteorologia ipogea nel sistema carsico Antro del Corchia: esperienze di monitoraggio ante-operam in alcuni rami interessati da fruizione turistica*. Atti del VII° Congresso della Federazione Speleologica Toscana, Gavorrano (GR), 31 marzo e 1 aprile 2001: 149-157.
- MANTELLI F., LUCHETTI G., MONTIGIANI A., LOTTI L. & DE SIO F., 2003 - *Lo stato delle acque dell'Antro del Corchia in relazione alla vulnerabilità degli acquiferi carsici*. Atti del Convegno "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Filanda di Forno, Massa, 22 giugno 2002. Pubblicazione a cura della Federazione Speleologica Toscana: 105-117.
- MANTELLI F., PICCINI L., MONTIGIANI A., CECCONI E. & LOTTI L., 2005 - *Geochimica delle acque di circolazione nel Complesso Carsico del Monte Corchia* - Atti del Convegno: "Le grotte raccontano: un milione d'anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane". Castelnuovo Garfagnana (LU) 11-12 dicembre 2004. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia. Serie II, vol. XVIII: 177-189.
- PICCINI L., 1991 - *Ipotesi sull'evoluzione del Complesso Carsico del Monte Corchia (Alpi Apuane)*. Atti del VI Congresso della Federazione Speleologica Toscana, Stazzema, 1-3 novembre 1991: 59-82.
- PICCINI L., 1996 - *Caratteri morfologici ed evoluzione dei fenomeni carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana - Italia)*. «Natura Bresciana», Ann. Museo Civ. Sc. Nat., Brescia, 30: 45-85.
- PICCINI L., 2003 - *Acquiferi carbonatici e sorgenti carsiche delle Alpi Apuane*. Atti del Convegno "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Filanda di Forno, Massa, 22 giugno 2002. Pubblicazione a cura della Federazione Speleologica Toscana: 41-75.
- PICCINI L., ZANCHETTA G., DRYSDALE R. N., HELLSTROM J., ISOLA I., FALICK A. E., LEONE G., DOVERI M., MUSSI M., MANTELLI F., MOLLI G., LOTTI L., RONCONI A., LEONE G., REGATTIERI E., MECCHERI M. & VASELLI L., 2008 - *The environmental features of the Monte Corchia cave system (Apuane Alps, central Italy) and their effects on speleothem growth*. International Journal of Speleology, 37 (3): 153-172.
- Baneschi I., Piccini L., Regattieri E., Isola I., Guidi M., Lotti L., Mantelli F., Menichetti M., drysdale R. N. & Zanchetta G., 2011 - *Hypogean microclimatology and hydrology of the 800-900 m asl level in the monte Corchia cave (Tuscany, Italy). Preliminary considerations and implications for paleoclimatological studies*. Acta Carsologica 40/1: 175-187.

Radon survey in a shallow cavern and in soil gas (Tor Marancia, Roma). Implications for radon transport.

PAOLA TUCCIMEI (*), CARLO LUCCHETTI (*), MAURO CASTELLUCCIO (*),
GABRIELE DE SIMONE (*), MASSIMO MORONI (**)

RIASSUNTO

Misure di radon in una cavità artificiale dell'area di Tor Marancia (Roma) e nei suoli limitrofi. Implicazioni il trasporto del gas

Nella città di Roma sono presenti numerose cavità artificiali, scavate in epoca romana per l'estrazione di tufo e pozzolana. Nella Tenuta di Tor Marancia si apre una piccola caverna, all'interno della quale sono state condotte misure della concentrazione di radon. La circolazione dell'aria nella grotta ha un andamento stagionale e dipende dal gradiente di temperatura tra l'esterno e l'ambiente ipogeo. Questo disequilibrio influisce sulle concentrazioni del radon, determinando nella parte finale della caverna valori minori in inverno (4.5 kBq/m^3) e maggiori nei mesi estivi (11.6 kBq/m^3), quando s'osserva un trend crescente nelle concentrazioni di ^{222}Rn dall'ingresso (7.2 kBq/m^3) verso la fine del tunnel principale (11.6 kBq/m^3). Le concentrazioni di ^{220}Rn sono invece molto inferiori, a causa del suo rapido decadimento. Le attività di ^{222}Rn nel terreno sovrastante la grotta registrano gli stessi trend di variazione spaziale osservati per i valori ipogei, mentre i contenuti di soil ^{220}Rn sono direttamente correlati alla profondità della cavità, che rappresenta una sorgente d'aria impoverita in ^{220}Rn . In generale, le misure di radon sopra la caverna si differenziano rispetto ai punti senza cavità sottostante. Valori anomali di ^{222}Rn (fino a 5 kBq/m^3), registrati in una chiesa sono giustificati proprio dalla presenza di alcune gallerie sottostanti.

KEY WORDS: *cave, radon, soil gas, thoron, transport mechanism.*

INTRODUCTION

The strict correlation between indoor radon (^{222}Rn) exposure and potential health hazard to occupants is well known (see for example International Agency Research Cancer (IARC) Monographs, 1988; Steindorf *et alii*, 1995; United States Environmental Protection Agency, USEPA, 1999). The indoor radon concentrations mainly depend on radon exhalation from surrounding soil, but also on exhalation from building materials and radon in domestic water supply.

It is well known that high concentrations of radon are common in mines (Cohen, 1982; Sevc *et alii*, 1976). The existence of similar radiation in underground cavities was found in the 1970s and from that time research on radon concentration in caves has taken two directions.

The first is about radiation protection (Duenas *et al.*, 1999; Fernandez *et alii*, 1984; Kávási *et alii*, 2010; Vaupotič, 2008) and the second on radon as tracer of air movement within a cave (Cunningham & Larock, 1991; Hakl *et alii*, 1996; Kies & Massen, 1997; Kowalczk & Froelich, 2010; Perrier *et alii*, 2004; Przylibski, 1999). Minor abundances of uranium (^{238}U) result in relatively high values of radon in karstic caves (Cigna, 2005; Gillmore *et alii*, 2002), due to the low natural ventilation of the underground cavities. Seasonal changes in air circulation within the cave often cause large temporal variation in radon levels, most commonly characterized by high summer and low winter contents (Kowalczk & Froelich, 2010; Perrier & Richon, 2010; Przylibski, 1999; Tanahara *et alii*, 1997; Wilkening & Watkins, 1976). Higher activity concentration of uranium and radium in volcanic tuffs may provide higher radon levels in artificial cavern and enhance these phenomena.

Several quarries of pozzolanic ash were opened in the SE of Roma (Italy) in the past and were more recently used as "fungaie", sites for the cultivation of mushroom (champignons). One of these, about 80 metres in length and easily accessible, was chosen to investigate the relationships between soil radon concentrations and the occurrence of shallow underground caverns. The implications of these studies are relevant in the field of indoor radon accumulation and health risk in cities where shallow galleries are widespread in the subsoil.

SITE DESCRIPTION

Roma (Fig. 1) develops on a volcanic-derived background referred to the activity of Colli Albani and Sabatini districts, located SE and NW of the city, respectively. The outcropping products are mainly Quaternary ignimbrites, with the presence of lava flows in the south-easternmost periphery. Tevere River flows across the municipal territory in NS direction and receives the input of some tributaries, the main of which is Aniene River in the NE quadrant. The floodplains of Tevere and Aniene mainly consist of fine-grained alluvial deposits alternated with sands and peat levels at depth (Campolunghi *et al.*, 2007). The pre-volcanic sedimentary basement consists of Plio-Pleistocene marine to transitional deposits outcropping in the NW quadrant of the city

(*) Dipartimento di Scienze, Università "Roma Tre", Largo San Leonardo Murialdo 1, 00146 Roma

(**) GEOEX s.a.s., Via Colli del Vivaro 1, 00040 Rocca di Papa, Roma, Italia

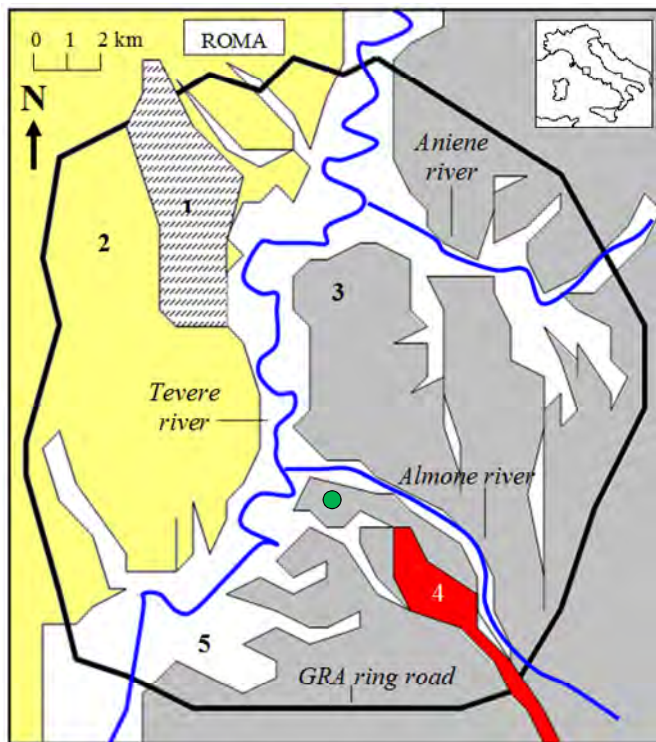


Fig. 1 – Simplified geological map of Roma (Italy). 1 Plio-Pleistocene marine to transitional deposits, 2 Sabatini district volcanites, 3 Colli Albani district ignimbrites, 4 Colli Albani district lavas, 5 Alluvial sediments of Tevere River and its tributaries. Closed circle is Tor Marancia area.

(Bozzano *et al.*, 2006). The area of Tor Marancia is located downtown Roma and hosts a large number of caverns. Its geological background is represented by ignimbrites erupted from Colli Albani volcano (central Italy) between 460 and 350 ka BP (Soligo & Tuccimei, 2010).

The cave, not deeper than 4-9 metres from the ground, develops along a main gallery (3.5 – 4.0 metres in width and 1.5 – 3.0 meters in height) which is intersected by some minor perpendicular side branches. Two sinkhole have formed because of roof collapse at the end of side passages.

METHODS

MEASUREMENTS OF INDOOR AND SOIL RADON CONCENTRATION

^{222}Rn and ^{220}Rn (thoron) activity concentration in cave air were determined using RAD7 radon monitor (DurrIDGE Company Inc). A built in pump moves the gas through a desiccant (CaSO_4 , 3% CoCl_2 , as indicator) to a solid-state detector for alpha counting of radon and thoron progeny. The electrostatic detector collects the charged ions and discriminates the electrical pulses generated by their alpha particles. This allows selecting only the short-lived ^{218}Po and ^{216}Po counting for a rapid determination of ^{222}Rn and ^{220}Rn ,

respectively. The radioactive equilibrium between ^{218}Po and ^{222}Rn is achieved in about 15 min, i.e. about five times the half-life of ^{218}Po , whereas the equilibrium between ^{216}Po and ^{220}Rn occurs in a few seconds only, as the result of the very short thoron half-life, i.e. 55.6 seconds. Several 30-minute cycles provide enough data to reduce the statistical error to acceptable standards (1-2 % for ^{222}Rn and 15-20% for ^{220}Rn).

A probe, 12 (OD) and 8 (ID) mm in diameter and 1.1 m in length, equipped with a “lost” sharp tip, was pounded to 80 cm depth. Proper distance ring and screw were used to extrude the tip and create an exact volume for soil air sampling. The soil-gas, sucked through the desiccant was delivered to the RAD7. A single measurement has an average duration of 25 – 30 minutes, with partial readings every five minutes (cycles), and ends when the relative difference between the last two cycles (starting from the fourth, when equilibrium conditions are reached) is lower than 15 %. In this case, the final result for ^{222}Rn is the average value of last two readings, whereas thoron concentration is obtained by averaging last four cycles. The first is not included in this calculation because dynamic equilibrium is reached after few minutes. A flow meter is included in the circuit to estimate the time required to thoron to be delivered from the soil to the counting chamber of RAD7 and accordingly correct for decay.

RESULTS AND DISCUSSION

RADON MEASUREMENTS IN THE CAVE

Air circulation within the cave displays a typical seasonal trend, strongly influenced by the temperature gradient between the outdoor and the indoor environment, as recognized in other caverns (Cunningham & Larock, 1991; Hakl *et alii*, 1996; Kies & Massen, 1997; Kowalczyk & Froelich, 2010; Perrier *et alii*, 2004; Przylibski, 1999). During spring and summer, colder cave air (about 15 - 16°C) is drawn outside, limiting the flow of less radioactive outer air into the cavern. This process affects ^{222}Rn activity concentration, inducing radon built-up in the end-part of the cave during the summer (11,6 kBq/m^3), compared to winter values (4.5 kBq/m^3). Another evident trend of radon increasing concentration from the entrance (7.2 kBq/m^3) to the end-part of the cave (11,6 kBq/m^3) can be observed during summer (Fig. 2). This tendency is less marked at the end of the winter, when the inflow of outer air dilute the values of this gas inside the cave.

^{220}Rn gas survey within the cavern showed very low activity concentration because of rapid decay of thoron compared to ^{222}Rn (Fig. 2). Spatial and temporal trend within the cavern are the same, with higher values at the end of the main gallery in July (about 1 kBq/m^3). This large volume of air (300 - 400 m^3) represents a gas source depleted in ^{220}Rn , whose presence may influence soil radon concentration on top.

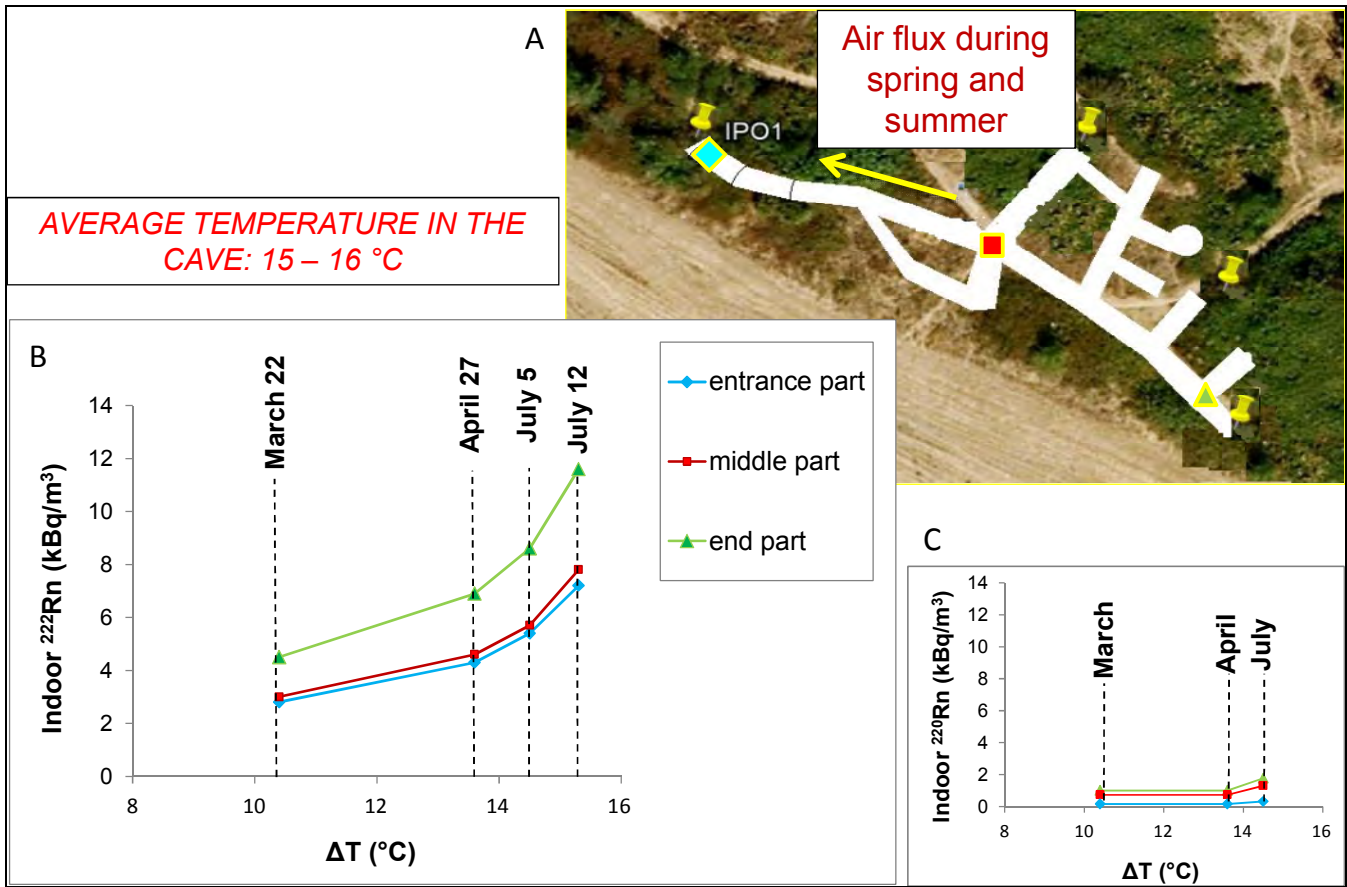


Fig. 2 – Map of Tor Marancia cave with location of indoor radon and thoron station (A). Indoor ²²²Rn (B) and ²²⁰Rn (C) activity concentration throughout spring and summer versus the outdoor-indoor temperature gradient.

SOIL RADON MEASUREMENTS

Radon activity concentration in soil gas was measured at 80 cm depth above the cave outline and where no underground gallery occurs in order to investigate if a shallow cavern influence soil radon data.

Soil ²²²Rn values above the cavity (Fig. 3) mirror indoor activities displaying increasing concentration from the entrance (site TM12, 28.2 kBq/m³) to the end part (station TM1, 63.3 kBq/m³). Station TM16 (see Fig. 3) recorded a radon drop (48.1 kBq/m³) because the air in the cave lying beneath was likely diluted by outdoor air from the collapsed side passage. Such radon distribution seems to be influenced by the gas accumulated in the shallow cave and moving through a porous and fractured medium.

Soil ²²⁰Rn data were measured at the same sites above the cavern, but provided a different trend (Fig. 4). Stations located above the main gallery entrance gave high values (195.5

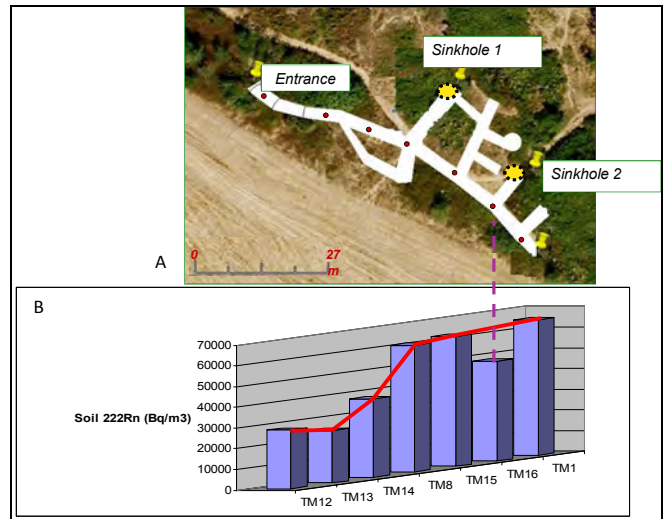


Fig. 3 – Location of soil ²²²Rn measuring station on top of the cave (A). Activity concentration data (B). Label TM followed by numbers indicates single soil radon measuring stations.

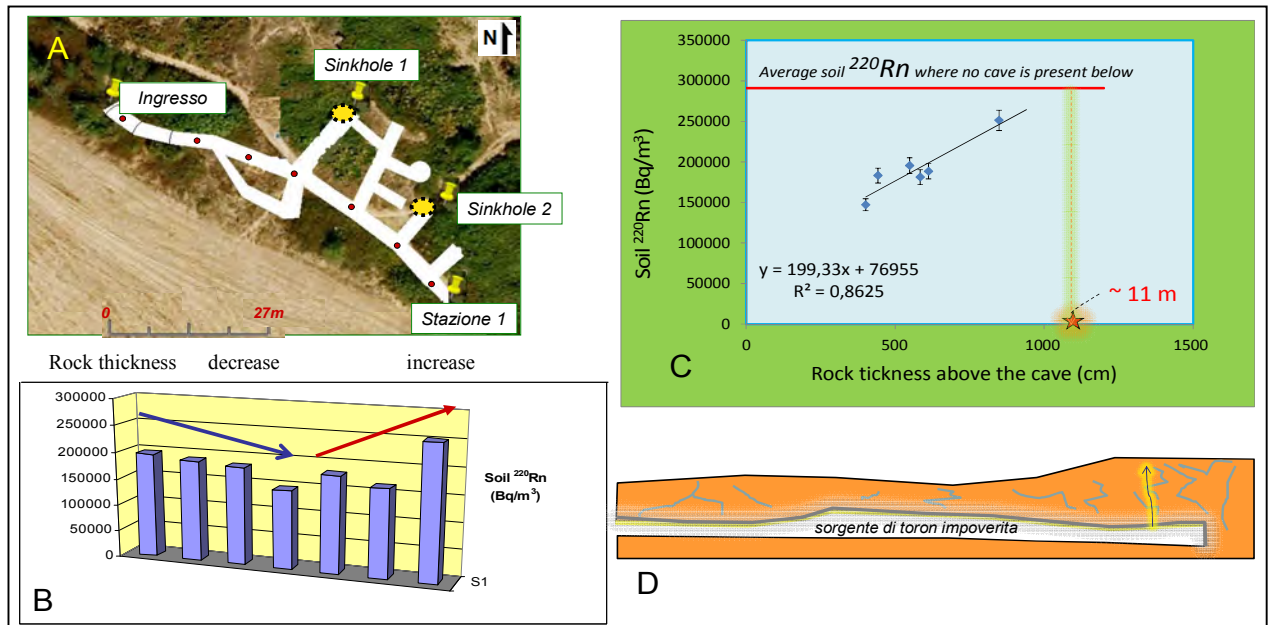


Fig. 4 - Location of soil ^{220}Rn measuring station on top of the cave (A). Activity concentration data (B). Soil ^{220}Rn versus rock thickness above the cavern roof (C). Topographic profile along the cavity within porous and fractured volcanic tuff from Colli Albani volcano (D).

kBq/m^3) with a progressive reduction towards the core section (site TM8, 147.1 kBq/m^3) and a further increase up to the tunnel termination (station TM1, 251.3 kBq/m^3). These results are not contradictory and are well described by plotting soil thoron data against rock thickness above the roof cavern (Fig. 4). A good direct correlation is shown between the two parameters demonstrating that the lower the thoron activity concentration, the shallower the cave roof below the ground, due to a stronger contribution of ^{220}Rn gas from the depleted thoron source (the underground cavity).

If average radon measurements above the cave ($52 \pm 14 \text{ kBq/m}^3$) are compared with those obtained nearby, where no cavern is present underneath ($37 \pm 8 \text{ kBq/m}^3$), no significant consideration can be advanced because average values agree within the standard deviation range. However, thoron data interval above the cave ($147 - 251 \text{ kBq/m}^3$, corresponding respectively to 4 and 9 metres depths) are significantly lower than average soil thoron concentrations in sites without underlying tunnel ($290 \pm 13 \text{ kBq/m}^3$), clearly evidencing the relationships between the soil gas at 80 cm depth and the top cave, some meters below. Using the equation given in Fig. 4, it is also possible to estimate the maximum rock thickness affecting measured values. In other words, thoron activity concentration in soil gas at 80 cm depth are influenced by gas movements from a source located up to 11 metres below.

If $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$ activity ratio is used to trace the presence of a cave, we find a very powerful tool to envisage an advective component in the transport mechanism of radon gas through a porous tuff, as in the case of faults and fractures cutting similar bedrocks where 200 % increases are found (Lucchetti, 2013).

Here, the occurrence of an underground open volume roughly produced a 30 % increase for ^{222}Rn and from 50 to 15 % decrease for ^{220}Rn compared to average values nearby, where no caves is located underneath; therefore the use of radon/thoron ratio is more suitable than the activity concentration of a single isotope to recognize a shallow cavern in this setting because the relative increase is much higher, ranging from 200 to 70 %, depending on the cavity depth.

Finally, it is worth mentioning results from an indoor radon survey in the area. Average ^{222}Rn activity concentration was determined in summer and winter, giving generally higher values in the cold season when soil radon is accordingly higher, but two sites provided reversed data with exceptional concentration (up to 5 kBq/m^3) during summer. These two buildings, one of which is the church of St. Urbano, are located above artificial tunnels (*catacombe*) excavated by ancient Christian about 2,000 years ago (Castelluccio, 2010). In July-August air circulation in these galleries is directed outwards when the temperature gradient between outdoor and indoor air increases, producing an addition of ^{222}Rn in the cavities and in the buildings, as in Tor Marancia cavern. This extra accumulation of gas increases the risk for exposed population and should be evaluated.

CONCLUSIONS

^{222}Rn and ^{220}Rn activities in Tor Marancia cavity depend on the distance from the cave entrance and are strongly influenced by the outdoor/indoor temperature gradient, in turn affecting air circulation way.

Soil ^{220}Rn concentration in sites located above a shallow cavern is affected by low thoron values in the main tunnel and its decrease is inversely correlated with the cavity depth. The presence of the shallow underground gallery also influences ^{222}Rn in the soil at 80 cm depth, causing an increase of activities in buildings located on top, especially during summer. $^{222}\text{Rn}/^{220}\text{Rn}$ activity ratio in soils may be used to trace a possible advective component in gas transport mechanisms through a porous and fractured medium and to recognize a shallow cave and its relative depth. This is crucial to evaluate radon hazard in urban planning of cities like Roma, where underground shallow artificial galleries are very numerous.

REFERENCES

- CASTELLUCCIO M., 2010 - *Soil radon concentration survey in Caffarella Valley test site (Rome)* Ph.D. Thesis in Geodynamics at the "Roma Tre" University.
- CIGNA A.A., 2005 - *Radon in caves*, Int. J. Speleol., 34: 1-18.
- COHEN B.L., 1982 - *Radon daughter exposure to uranium miners*. Health Phys., 42: 449-457.
- CUNNINGHAM K.I. & LAROCK E.J., 1991 - *Recognition of microclimate zones through radon mapping, Lechuguilla Cave, Carlsbad caverns-national-park, New-Mexico*, Health Phys., 61: 493-500.
- DUEÑAS C., FERNANDEZ M.C., CANETE S., CARRETERO J. & LIGER E., 1999 - *Rn-222 concentrations, natural flow rate and the radiation exposure levels in the Nerja Cave*. Atmos. Environ., 33: 501-510.
- FERNANDEZ P.L., QUINDOS L.S., SOTO J. & VILLAR E., 1984 - *Radiation exposure levels in Altamira Cave*. Health Phys., 46: 445-447.
- GILLMORE G.K., PHILLIPS P.S., DENMAN A.R. & GILBERTSON D.D., 2002 - *Radon in the Creswell Crags Permian limestone caves*. J. Environ. Radioactiv., 62: 165-179.
- HAKL J., CSIGE I., HUNYADI I., VÁRHEGYI A. & GÉCZY G., 1996 - *Radon transport in fractured porous media - Experimental study in caves*. Environ. Int., 22: 433-437.
- IARC (INTERNATIONAL AGENCY RESEARCH CANCER) MONOGRAPHS, 1988 - *Radon and its decay products*. 43.
- KÁVÁSI N., SOMLAI J., SZEILER G., SZABÓ B., SCHAFFER I., & KOVÁCS T., 2010 - *Estimation of effective doses to cavers based on radon measurements carried out in seven caves of the Bakony Mountains in Hungary*. Radiat. Meas., 45: 1068-1071.
- KIES A. & MASSEN F., 1997 - *Radon generation and transport in rocks and soil*. In: F. Massen (Ed) - The Moestroff Cave - a study on the geology and climate of Luxemburg's largest Maze Cave. Centre de Recherche Public - Centre Universitaire: 159-183.
- KOWALCZK A.J. & FROELICH P.N., 2010 - *Cave air ventilation and CO₂ outgassing by radon-222 modeling: How fast do caves breathe?* Earth. Planet. Sci. Lett., 289: 209-219.
- LUCCHETTI C., 2013 - *La presenza di cavità superficiali e di campi di fratture può influenzare le concentrazioni di radon nel suolo e negli ambienti indoor? L'esperienza nell'area romana*. Oral presentation at "Corso per la formazione di operatori per la prevenzione, misura e bonifica da gas radon", Roma, June 7 - 8, 2013.
- PERRIER F. & RICHON P., 2010 - *Spatio-temporal variation of radon and carbon dioxide concentrations in an underground quarry: coupled processes of natural ventilation, barometric pumping and internal mixing*. J. Environ. Radioactiv., 101: 279-296.
- PRZYLIBSKI T.A., 1999 - *Radon concentration changes in the air of two caves in Poland*. J. Environ. Radioactiv., 45: 81-94.
- SEVC J., KUNZ E. & PLACEK V., 1976 - *Lung-cancer in uranium miners and long-term exposure to radon daughter products*. Health Phys., 30: 433-437.
- STEINDORF K., LUBIN J., WICHMANN H.E. & BACHER H., 1995 - *Lung cancer deaths attributable to indoor radon exposure in West Germany*. Int. J. Epidemiol., 24: 485-492.
- TANAHARA A., TAIRA H. & TAKEMURA M., 1997 - *Radon distribution and the ventilation of a limestone cave on Okinawa*. Geochem. J., 31: 49-56.
- USEPA (UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY), 1999 - *Radon in drinking water: health risk reduction and cost analysis*. Washington, Federal Register, 64: 9559-9599.
- VAUPOTIČ J., CSIGE I., RADOLIĆ V., HUNYADI I., PLANINIĆ J., & KOBAL I., 2001 - *Methodology of radon monitoring and dose estimates in Postojna Cave, Slovenia*. Health Phys., 80: 142-147.
- WILKENING M.H. & WATKINS D.E., 1976 - *Air exchange and Rn-222 concentrations in Carlsbad Caverns*. Health Phys., 31: 139-145.

