



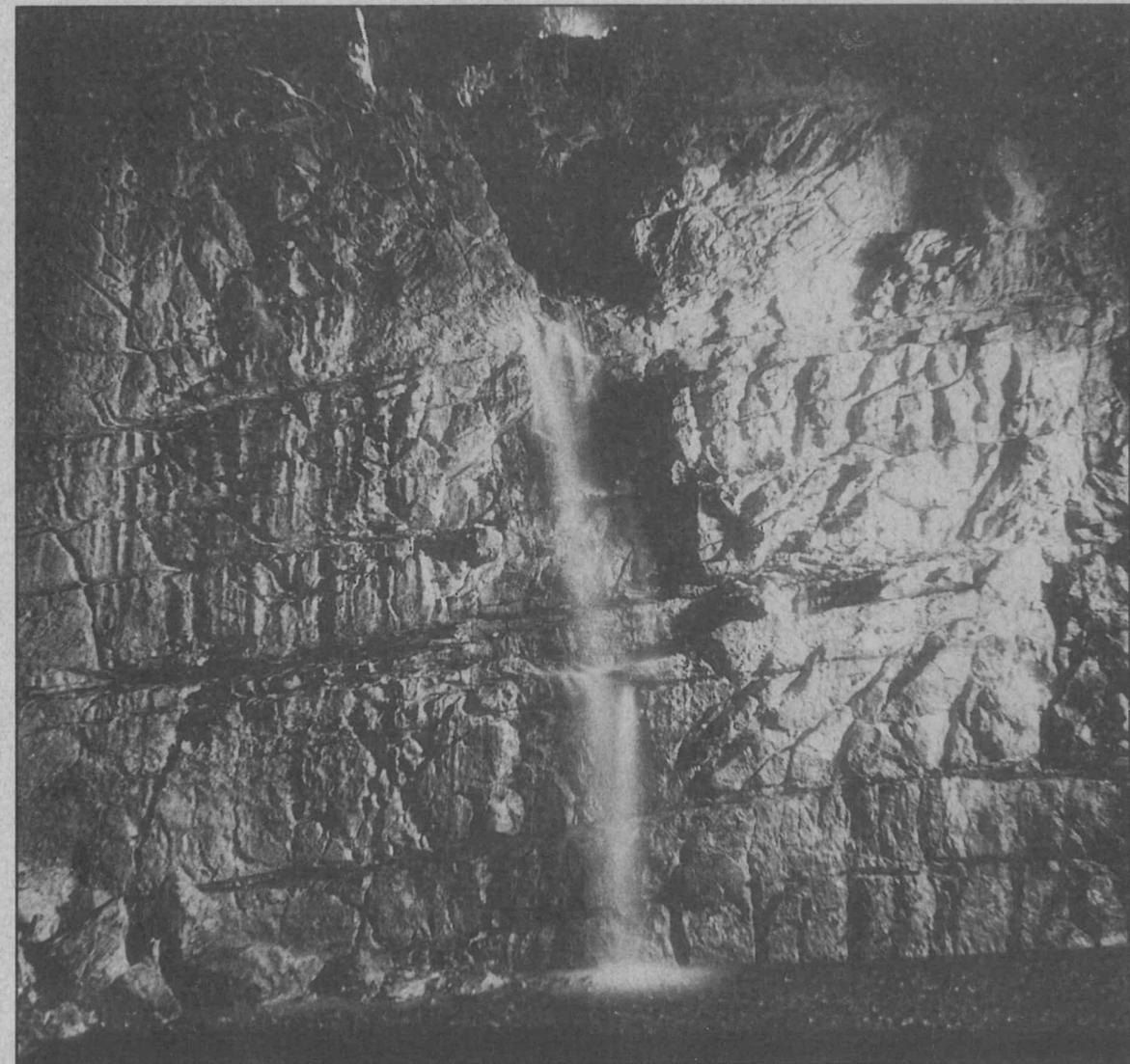
MUSEO SPELEOLOGICO "V.RIVERA" _____ GRUPPO SPELEOLOGICO AQUILANO

Atti della Stazione Scientifica di Stiffe

(Risultati del primo anno di attività: periodo marzo 1994 - marzo 1995)

A cura di Mauro Panzanaro & Carlo Romagnoli

Autori: B. Chiarelli, U. Imprescia, A. Lorè, M. Panzanaro, A. Pettini & C. Romagnoli



Atti della Stazione Scientifica di Stiffe

(Risultati del primo anno di attività: periodo marzo 1994 - marzo 1995)

A cura di Mauro Panzanaro & Carlo Romagnoli

Autori: B. Chiarelli, U. Imprescia, A. Lorè, M. Panzanaro, A. Pettini & C. Romagnoli

Indice

Prefazione (A. Cigna)	3
Premessa (B. Chiarelli)	4
Introduzione (M. Panzanaro & C. Romagnoli)	5
LE GROTTI DI STIFFE (B. Chiarelli)	6
Articolazione della ricerca (Il Comitato Scientifico)	10
La Stazione Scientifica (M. Panzanaro & C. Romagnoli)	12
Il sistema di monitoraggio	12
ASSETTI DEL PASSATO (C. Romagnoli)	22
Inquadramento geologico dell'area	22
Caratteri stratigrafici e strutturali	24
Caratteri geomorfologici del complesso carsico (A. Pettini & C. Romagnoli) ..	28
Aspetti interpretativi e problematiche irrisolte (C. Romagnoli)	36
ASSETTO ATTUALE (M. Panzanaro & C. Romagnoli)	52
Idrogeologia (C. Romagnoli)	52
Contesto climatico	54
Cronistoria delle misure	56
Prime acquisizioni dell'idrometrografo	64
Lo schema idrogeologico	69
Idrochimica (M. Panzanaro)	73
Fenomeni osservati	76
Gli effetti del chimismo ossidativo	81
Un possibile modello integrato (M. Panzanaro & C. Romagnoli)	89
SALVAGUARDIA DELL'AMBIENTE CARSIKO (U. Imprescia)	101
La sperimentazione illuminotecnica	101
Premessa	101
Studi precedenti	102
Illustrazione degli esperimenti nella grotta di Stiffe	104
Conclusioni	105

PREFAZIONE

Come già notato in varie occasioni, non c'è niente di meglio di una grotta turistica per favorire la ricerca scientifica. E' un fatto che smentisce il luogo comune che considera perduta una grotta per la scienza (e forse anche per l'esistenza !) ogni grotta aperta ai turisti.

Tuttavia è altrettanto vero che non basta rendere turistica una grotta per assicurarle un radioso avvenire e collocarla nel novero delle grotte oggetto di studi e ricerche. Bisogna infatti che vi sia anche qualcuno che si prenda la briga di dedicare una parte (magari piccola !) dei proventi ed una parte (generalmente grande !) del proprio tempo per promuovere ed indirizzare le ricerche.

Nel caso delle Grotte di Stiffe tutto questo è puntualmente avvenuto e così, adesso, una grotta turistica certamente "giovane" tra quelle del nostro Paese è diventata a pieno titolo una sorgente di interessantissimi (quanto per certa parte inaspettati) risultati. Si tratta di un titolo che la pone all'avanguardia tra le sue consorelle e questi "Atti della Stazione Scientifica di Stiffe" mettono a disposizione di quanti si interessano di questi argomenti quello che gli attivissimi amici del Gruppo Speleologico Aquilano hanno trovato.

I mezzi informatici disponibili oggigiorno consentono la raccolta e l'elaborazione dei dati con modalità del tutto insperate e, direi, neanche immaginabili fino a poco tempo fa.

Tuttavia vorrei richiamare l'attenzione sul fatto che per ottenere i migliori risultati non basta mettere insieme le cose come se fossero dei mattoncini del Lego. In altre parole occorre stabilire una fruttuosa collaborazione tra chi conosce l'argomento della ricerca, chi è esperto dell'hardware e chi lo è della programmazione al punto sia di saper utilizzare i programmi disponibili sia di inventare quanto serve per adattarli a scopi specifici. A prima vista potrebbe sembrare che queste parole siano più complicate a dirle che a metterle in atto: in realtà non è affatto così e vi sono moltissimi esempi nei campi più svariati di marchingegni complicatissimi male utilizzati che forniscono risultati quanto mai miseri e del tutto inadeguati rispetto ai mezzi impiegati. Fa quindi molto piacere il constatare che una volta tanto è successo proprio l'opposto: ai colleghi del Gruppo Speleologico Aquilano vadano quindi i complimenti più vivi e la riconoscenza di tutti gli speleologi per la loro brillante impresa.

Non rimane che formulare l'augurio che l'entusiasmo e l'impegno iniziale si mantengano e si accrescano in modo che la serie di questi Atti possa diventare un costante riferimento per la speleologia scientifica.

Arrigo Cigna

PREMESSA

Questo volume raccoglie il lavoro di circa 1 anno di misurazioni, rilevamenti e sperimentazioni svolte dai soci del Gruppo Speleologico Aquilano all'interno delle Grotte di Stiffe.

L'idea di avviare questa attività e di attrezzare la Grotta con strumenti per il monitoraggio delle acque e dell'atmosfera scaturisce dalla constatazione dell'enorme potenziale scientifico e didattico del complesso di cavità, reso tra l'altro facilmente accessibile nel corso di tutto l'anno dall'esistenza di un percorso predisposto alla visita turistica.

Oggi il G.S.A. possiede un sistema computerizzato installato all'interno della cavità, collegato alla baracca posta all'esterno della Grotta, dove attraverso un software appositamente realizzato, vengono immagazzinati i dati chimico-fisici sulle acque e l'atmosfera, acquisiti in tempo reale per essere successivamente analizzati. L'approntamento di questo osservatorio scientifico si è svolto contemporaneamente agli studi geologici-geomorfologici ed alle campagne di misura idrogeologico-idrochimiche ed alla predisposizione di un laboratorio per le determinazioni analitiche più sofisticate.

Questo lavoro, che vuole essere un rapporto preliminare ai successivi che verranno periodicamente effettuati ed i cui dati sono in parte già disponibili, espone lo stato delle conoscenze acquisite, le ipotesi redatte e in sede di verifica, le strumentazioni utilizzate, relativamente al primo anno di attività della Stazione.

Come Presidente dell'Associazione da ormai moltissimi anni, devo dire che mai come oggi il Gruppo Speleologico Aquilano è vitale ed attivo; la Grotta di Stiffe pur avendolo fatto crescere, è una componente dell'attività speleologica che viene fatta, sia nella regione che fuori di essa, talvolta in collaborazione con associazioni speleologiche similari.

Di tutto questo voglio ringraziare tutti i soci del Gruppo che hanno impegnato il loro tempo e le loro risorse per il bene comune ed in particolare Mauro Panzanaro e Carlo Romagnoli che con la loro capacità, inventiva e fantasia hanno realizzato la stazione di monitoraggio che probabilmente è peculiare su tutto il territorio nazionale.

Bruno Chiarelli

Presidente del Gruppo Speleologico Aquilano

INTRODUZIONE

Dal 1993 il Gruppo Speleologico Aquilano ha intrapreso una ricerca multidisciplinare nelle Grotte di Stiffe finalizzata allo studio dell'ambiente fisico e della sua evoluzione. Queste Grotte, poste nel territorio del Comune di San Demetrio ne' Vestini (L'Aquila - Abruzzo - Italia), costituiscono la porzione conosciuta e turisticamente attrezzata di un più vasto complesso di cavità carsiche, idricamente attivo, sviluppato con direzioni N-S ed E-W all'interno del rilievo dei Monti D'Ocre. Si tratta di un reticolo carsico evolutosi nel corso del Quaternario che consente alle acque superficiali dell'Altopiano delle Rocche e delle aree montuose limitrofe di pervenire, con percorsi sotterranei, all'emergenza di Stiffe ed alla Piana del F. Aterno.

Nella porzione esplorata il sistema carsico, definibile di "attraversamento", presenta un alveo sotterraneo non sostenuto da falda idrica, con grandi sale a forma subcircolare, sede di cascate alte più di 20 metri, alternate a lunghi tratti ad andamento sinuoso scavati dai processi erosivi connessi all'escavazione meccanica delle acque correnti ed alla dissoluzione carsica. Le osservazioni effettuate nel 1993 indicano un circuito idrico ben definito agli estremi tra la zona di infiltrazione e quella di emergenza, tale da consentire il controllo dei processi naturali alla scala reale. Queste favorevoli condizioni hanno indotto il Gruppo Speleologico Aquilano ad installare una stazione scientifica e ad avviare una serie di studi sull'assetto idrogeologico ed idrochimico del circuito idrico e sull'evoluzione geologica dell'area.

La Stazione Scientifica, entrata in funzione solo di recente, è strutturata su un sistema di monitoraggio delle acque e dell'atmosfera disposto all'interno delle cavità carsiche ed in un laboratorio strumentato per svolgere della sperimentazione in parallelo, atta alla comprensione dei fenomeni idrogeologici, idrochimici e dell'atmosfera interna osservati alla scala reale.

La ricerca è stata avviata nel marzo 1993 con misure "spot" idrochimiche sia manuali che con acquisitori (termosdata) ed è proseguita sino al novembre 1993, data alla quale viene avviato il periodo di installazione - calibrazione - verifica del sistema di monitoraggio computerizzato. I rilevamenti geologici e geomorfologici sinora condotti risalgono all'agosto 1993 mentre le prime misurazioni idrogeologiche sono collocate durante l'estate del 1993 (aste idrometriche). Il completamento del sistema di monitoraggio è tutt'ora in corso e gli ultimi sensori installati (anidride carbonica atmosferica e idromulinello) risalgono al novembre 1994 - gennaio 1995.

Questo volume, che intende illustrare i progressi acquisiti nella fase iniziale della ricerca, è il primo di una collana che si rivolge a tutti gli studiosi delle aree carsiche ed ai gruppi speleologici italiani e stranieri e, per tale motivo, molti paragrafi hanno carattere introduttivo e sono preceduti da parti di inquadramento geologico o idrogeologico o da descrizione sui fenomeni e sugli assetti osservati. La parte iniziale del volume è strutturata per fornire tutte le informazioni di maggior rilievo sulle Grotte di Stiffe e termina con la spiegazione del programma di ricerca che si intende effettuare e la descrizione della Stazione Scientifica installata. Segue la parte rivolta allo studio dell'evoluzione

della rete carsica nel tempo (Aspetti del Passato) e, infine, quella che descrive i fenomeni idrogeologici e idrochimici osservati (Assetto Attuale). Il "Modello Integrato" costituisce una iniziale sintesi finale in cui si tenta di modellizzare qualitativamente i risultati ottenuti e le ipotesi formulate nei vari settori della ricerca idrogeologica in un unico quadro esplicativo della dinamica chimico-fisica della rete carsica.

LE GROTTI DI STIFFE

Situate nel Parco dei Monti Velino-Sirente, le Grotte di Stiffe si trovano a 21 Km dall'Aquila, sulla S.S. 261 denominata "subequana", che da San Demetrio ne' Vestini porta a Molina Aterno, proseguendo poi in direzione di Raiano e Sulmona. Le Grotte possono essere facilmente raggiunte in automobile o in pullman con due ore circa di tragitto da Roma (autostrada A24 Roma - L'Aquila - uscita casello Aquila Est - S.S. 17 direzione Pescara - bivio San Demetrio ne' Vestini - Stiffe) o in un'ora e trenta da Pescara (autostrada A25 uscita Casello di Bussi - S.S. 17 direzione L'Aquila - bivio San Demetrio ne' Vestini - Stiffe).

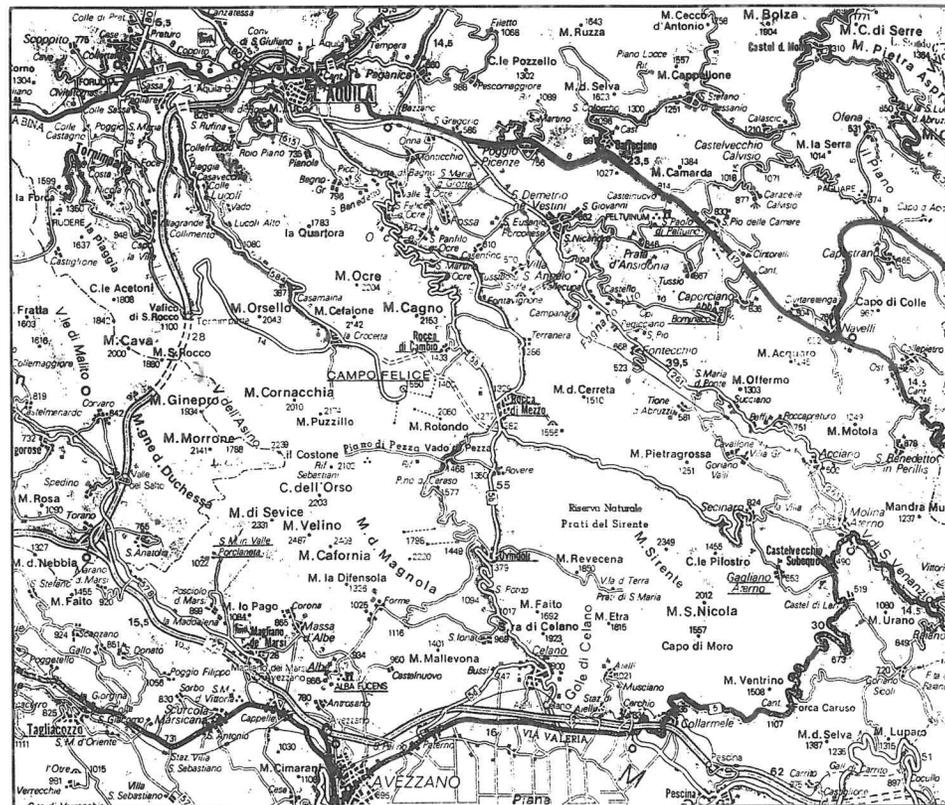


Figura 1: Viabilità regionale

L'ingresso delle Grotte costituisce l'emergenza di un circuito idrico alimentato dalle acque correnti superficiali del Rio Gamberale, l'asta idrografica primaria dell'Altopiano delle Rocche il cui bacino idrografico si estende anche nella zona di Rovere e comprende i Piani di Pezza (fig. 2).

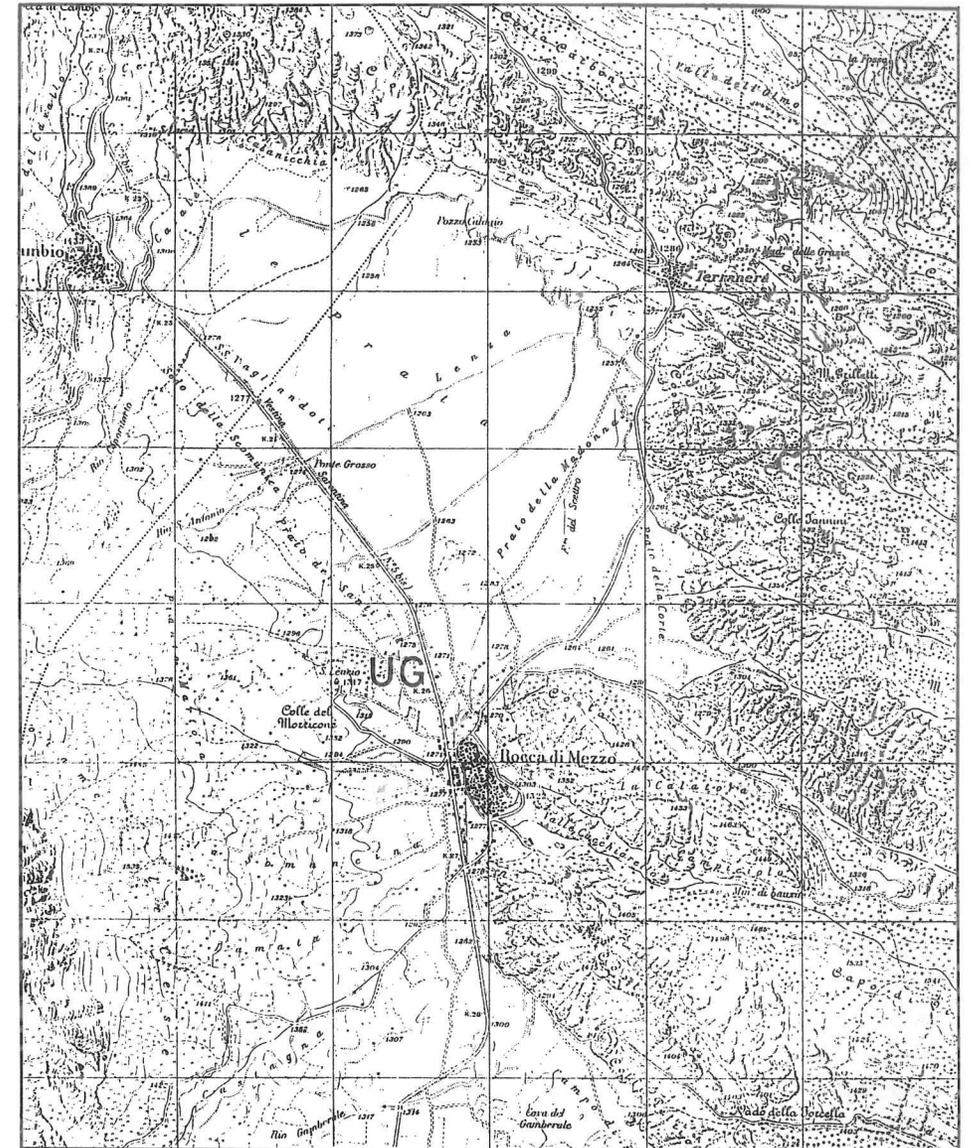


Figura 2: Bacino idrografico del Rio Gamberale

Le Grotte, o meglio la Risorgenza, è conosciuta da tempi preistorici almeno nella zona di ingresso, visto che si tratta di un corso d'acqua sotterraneo posto in prossimità di molti centri abitati, le cui sponde sono larghe e ben accessibili nel periodo estivo. Per tale

motivo è probabile che gli abitanti del circondario frequentassero l'imbocco ed i primi metri all'interno da moltissimo tempo; gli indizi lasciati da questi visitatori sono esigui a causa del regime idrico della cavità che cancella qualsiasi traccia da una stagione all'altra.

In tempi storici, almeno fino al 1700, i contadini del posto utilizzavano le acque del circuito carsico per le loro coltivazioni sulla Piana del F. Aterno mentre, sull'Altopiano delle Rocche, sede degli inghiottitoi che convogliano nel sottosuolo le acque del Rio Gamberale, i contadini bonificavano periodicamente gli ingressi per favorire il drenaggio ed ovviare all'endemico impaludamento ed allagamento della piana nei momenti di grande afflusso idrico. Il problema fu in gran parte risolto nel 1950 con la realizzazione del sistema di canali di bonifica che solcano trasversalmente e longitudinalmente l'Altopiano sino agli inghiottitoi.

Ai primi del secolo il Barone Cappelli fece costruire uno sbarramento in muratura a circa 15 metri all'interno dell'ingresso, originando un bacino artificiale per l'alimentazione di una piccola centrale idroelettrica posta nel sottostante abitato di Stiffe, frazione del comune di San Demetrio ne' Vestini. Il collegamento tra il bacino idrico e la centrale fu assicurato attraverso una condotta in ferro che corre sulla sinistra idrografica della forra scavata dalle acque dell'emergenza, per un dislivello complessivo di circa 100 metri. Oggi si possono ammirare i resti di tale opera: la condotta forzata è quasi completamente intatta ed è ben visibile nella sua estensione dal piazzale del parcheggio mentre la valvola di regolazione ed altri resti giacciono nel laghetto presso l'imbocco della rete carsica, a testimonianza di una archeologia industriale per l'epoca davvero notevole nel contesto abruzzese. La centrale ha funzionato per circa 40 anni ed è stata disattivata al termine dell'ultimo conflitto mondiale.

Le esplorazioni speleologiche della grotta iniziarono nel 1956 da parte del Circolo Speleologico Romano che giunse sino alla prima cascata mentre, il Circolo Speleologico Marchigiano, percorse la grotta sino alla seconda cascata. Le esplorazioni continuarono con il Gruppo Speleologico Urri di Roma nel 1960, il quale fece un rilievo della cavità piuttosto accurato. In quegli anni, sulla base dei dati sino allora acquisiti, fu redatto dal neonato Gruppo Speleologico Aquilano un progetto di massima per una eventuale valorizzazione turistica della grotta. Tale valorizzazione fu realizzata a partire dagli anni '80 e completata nel 1990. L'anno successivo, su incarico del Comune di San Demetrio, il Gruppo Speleologico Aquilano iniziò la gestione in forma provvisoria del complesso turistico. Tale attività prosegue in ugual modo tuttora. Già nel 1991 e nel 1992 i soci speleosubacquei del Gruppo Speleologico Aquilano attraversarono il sifone che sormonta la seconda cascata ma non trovarono la prosecuzione della rete carsica. Tuttavia poichè i primi risultati degli studi idrogeologici e geomorfologici del 1993 indicavano chiaramente la presenza di una rete carsica evoluta e percorribile, nell'agosto 1994 il G.S.A. invitò ed ospitò gli speleosommozzatori francesi della Société Des Naturalistes d'Oyonnax e dell'Association Speleo Saint Claude. Quest'ultimi, insieme agli speleosub del G.S.A. superarono il sifone e localizzarono 1500 metri di rete carsica, dimensionalmente simile al tratto a valle, con ulteriori 2 cascate principali. Le esplorazioni sono tutt'ora in atto.

Grotte de STIFFE
San Demetrio ne' Vestini (ABRUZZO)
ITALIA

1 : 3 000



Figura 3: Planimetria della rete carsica

ARTICOLAZIONE DELLA RICERCA

Le Grotte di Stiffe appartengono ad un'area poco investigata sotto il profilo geologico-idrogeologico-geomorfologico e sono conseguentemente numerose le "curiosità", le "anomalie" e le "problematiche tecniche" che il reticolo carsico pone a disposizione dell'osservatore attento. Ad una serie di quesiti tanto comuni quanto di complessa soluzione, come l'accertamento dell'età di formazione del complesso carsico e la conoscenza della sua evoluzione nel tempo, si affianca la necessità di dare esaurienti risposte ad una serie di problemi connessi alla gestione turistica ed alla conservazione dell'ambiente. La recente turisticizzazione pone, infatti, un'ampia gamma di necessità in cui l'esigenza di conoscere l'evoluzione dei processi di modellamento che hanno determinato l'odierna alternanza di vaste sale con ambiente d'alveo torrentizio e sifoni di ridotte dimensioni, si fonde con il bisogno di determinare le condizioni di stabilità locali, di prevedere in anticipo l'arrivo delle piene maggiori, di ovviare all'intermittente quanto istantaneo stato di contaminazione delle acque, di comprendere la diversificazione delle concentrazioni di anidride carbonica e ossigeno atmosferico nelle cavità, di valutare l'assetto attuale delle dinamiche erosive in atto, di prevenire la formazione di alghe e licheni ed altro ancora.

Tutti questi aspetti costituiscono altrettanti incentivi di ricerca, non privi di significato nell'ambito della promozione turistica e di un programma di mitigazione dei rischi e di tutela ambientale del complesso carsico. Inoltre vi è l'intrinseca speranza di proseguire l'esplorazione speleologica sino agli inghiottitoi utilizzando le informazioni geomorfologiche, idrogeologiche e idrochimiche acquisibili sulla struttura della rete carsica per valutare la natura e consistenza degli ostacoli che oggi impediscono l'accesso ad alcune delle porzioni più interne.

In questo contesto di esigenze così difforme emergono chiaramente due direzioni di ricerca: gli studi orientati alla comprensione dell'azione dei processi passati e quelli incentrati sull'osservazione delle odierne dinamiche. Queste linee di ricerca, che appaiono contrapposte, possiedono un legame intrinseco che le rende reciprocamente dipendenti: la possibilità di estendere la scala temporale dei fenomeni in atto con le conoscenze acquisite dalle ricerche paleoambientali, estendendo anche al passato i meccanismi del presente, analiticamente quantificati nei loro effetti. Infatti l'osservazione che forme analoghe a quelle in attuale costruzione sono impresse nelle rocce, rende lecito inserire nelle ricostruzioni paleoambientali i risultati degli studi sui meccanismi chimico-fisici che le producono. Questo consente di dettagliare i paleoambienti per alcuni parametri guida e di valutare nel tempo le dinamiche erosive che si sono succedute, valutandole per lo meno in termini di grandezza relativa rispetto all'attuale.

Ai fini delle problematiche applicative, rivolte all'impatto ambientale o alla mitigazione dei rischi naturali, l'operazione di sintesi "passato-presente" consente di porre in risalto eventuali alterazioni dei processi naturali indotte dall'azione antropica, valutandone l'entità e l'importanza nel panorama dell'evoluzione geologica della rete carsica (la scala temporale più idonea) ed aumentando, inoltre, la capacità predittiva

sugli effetti di eventi estremi quali i terremoti, le grandi frane o le piene eccezionali. In questo contesto si inserisce inoltre la sperimentazione volta alla definizione di un parametro di progetto atto a valutare il rischio illuminotecnico conseguente l'adozione di determinate lampade e scenari di illuminazione nelle varie situazioni dell'ambiente ipogeo.

Per tali motivi e nell'intento di perseguire studi coordinati ed intersettoriali rivolti alla comprensione delle dinamiche del passato e di quella presente, la ricerca è strutturata su due filoni principali: lo studio dell'evoluzione geologica, opportunamente esteso al bacino idrografico sotteso dal circuito idrico e l'analisi dei processi chimico-fisico-biologici attivi nel complesso carsico. Nell'ambito della prima linea di ricerca si inseriscono le ricostruzioni paleoambientali della rete carsica mentre, nella seconda linea di ricerca si collocano gli studi idrogeologici, la realizzazione della stazione scientifica e la sperimentazione illuminotecnica. Gli obiettivi perseguiti da queste attività di ricerca possono schematicamente indicarsi nel:

- definire la sequenza evolutiva dei paleoambienti nel complesso carsico e nell'area di alimentazione del circuito idrico;
- quantificare i processi erosivi per intervalli di tempo, relazionandoli sia ai cambiamenti climatici che alle fasi di sollevamento della catena montuosa;
- definire l'età, la velocità e le paleotemperature dei cicli concrezionari;
- costruire una scala delle portate e del regime di scorrimento (ricostruzione paleoidraulica) per le varie sezioni di deflusso succedutesi nel corso dell'evoluzione della rete carsica;
- comprendere l'origine, l'età e le condizioni deposizionali sulla roccia delle incrostazioni a ferro e manganese che oggi definiscono delle bande irregolari colorate ed in fase di lisciviazione;
- definire l'odierna ripartizione spaziale e temporale dei processi di dissoluzione della roccia calcarea;
- comprendere e modellizzare i processi di scambio chimico-fisico acque - roccia e acque - atmosfera;
- modellizzare il comportamento delle sostanze inquinanti nel circuito carsico;
- sviluppare tecniche di salvaguardia ambientale e/o risanamento.

Con una periodica divulgazione dello stato delle conoscenze si intende instaurare il dialogo, il confronto ed il reciproco sostegno tecnico-scientifico con la comunità speleologica italiana ed internazionale.

LA STAZIONE SCIENTIFICA

La Stazione Scientifica delle Grotte di Stiffe è attualmente articolata in tre distinti gruppi di Strumentazione, relativi:

- al sistema di monitoraggio in rete carsica con acquisizione in continuo di 8 parametri chimici e di 4 parametri fisici per le acque e di 2 parametri chimici per l'atmosfera;
- al laboratorio chimico-fisico per le acque e l'atmosfera che comprende anche gli strumenti portatili per le analisi speditive di campagna;
- alla sperimentazione illuminotecnica.

In futuro la stazione dovrebbe comprendere anche un sistema di monitoraggio per le acque situato agli inghiottitoi.

Il sistema di monitoraggio ed il laboratorio costituiscono attrezzature complementari di uguale rilievo nelle ricerche idrogeologiche e idrochimiche, data la necessità di integrare i parametri acquisiti in continuo con altri che richiedono determinazioni analitiche più sofisticate (come ad esempio la COD). Inoltre vi è l'esigenza sia di predisporre soluzioni per svolgere la taratura dei sensori, sia di riprodurre in condizioni controllate i fenomeni osservati alla scala reale per l'investigazione dei parametri guida e dei meccanismi che ne regolano l'attivazione.

Sotto il profilo operativo della ricerca, fanno parte della stazione scientifica anche le attività di analisi geologica-geomorfologica (evoluzione della rete carsica), la sperimentazione idrogeologica (traccianti) e idraulica (comprensiva degli studi sul trasporto dei sedimenti) e quelle di indagine geologico-tecnica (rilievo delle condizioni di stabilità).

IL SISTEMA DI MONITORAGGIO

Le misurazioni spot di alcuni parametri chimico-fisici, indicatori di una serie di fenomeni in atto nel circuito idrico, hanno posto in evidenza una velocità di svolgimento dei processi tale da rendere necessario l'impiego di un adeguato sistema di acquisizione automatizzata dei dati per la compiuta rappresentazione delle dinamiche in atto.

Questa esigenza di un'acquisizione in "tempo reale" e la necessità di ottimizzare le risorse disponibili, conduce all'installazione di un sistema di monitoraggio, concepito e pianificato come strumento autonomo, tecnicamente avanzato e gestionalmente economico per svolgere un effettivo controllo e studio pluriennale di quei complessi processi che caratterizzano l'ambiente carsico, idricamente attivo.

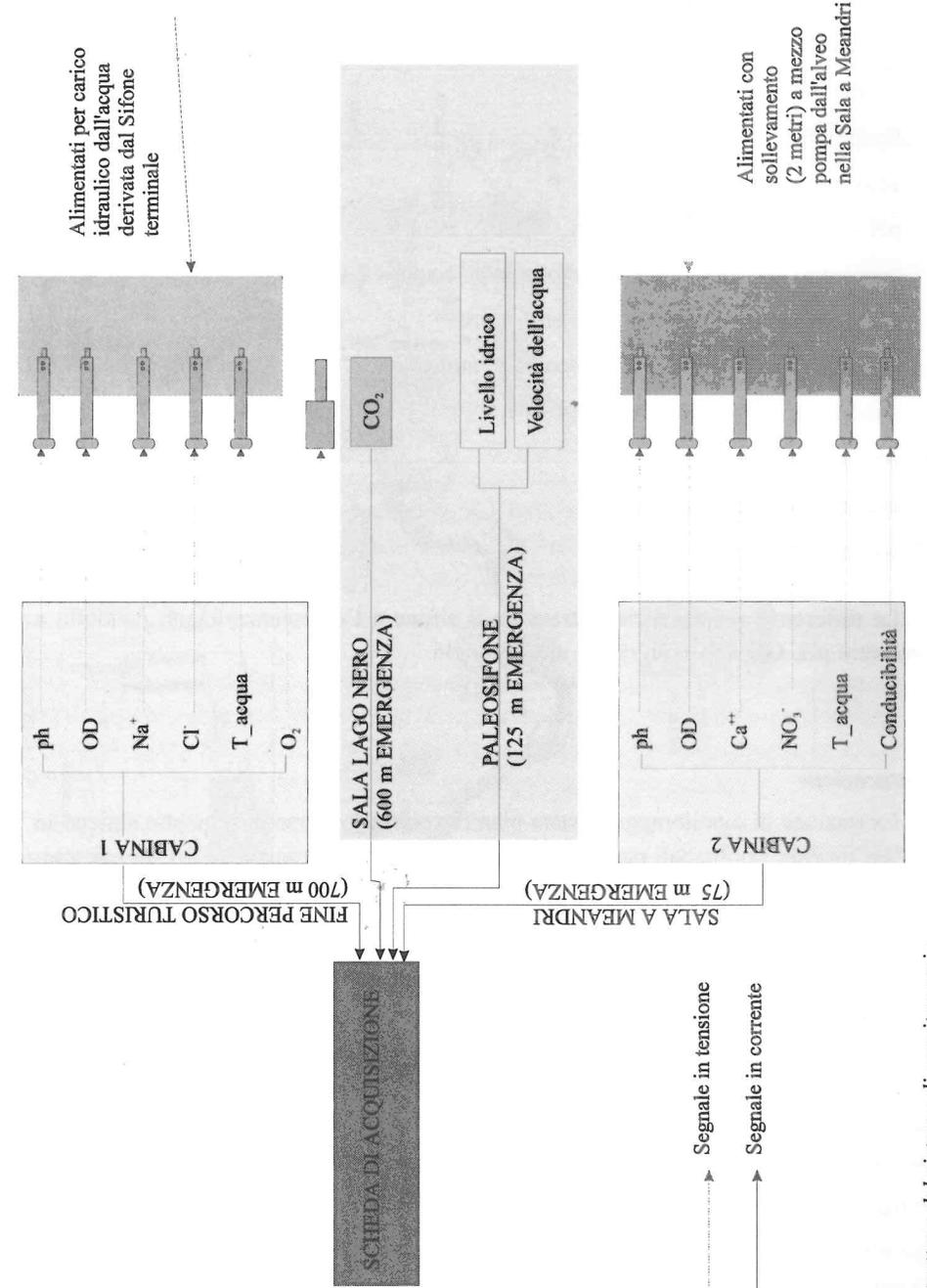


Figura 4: Struttura del sistema di monitoraggio

Oggi i parametri acquisiti in continuo sono i seguenti:

1. temperatura delle acque - 2 sensori
2. conducibilità
3. livello idrico di deflusso
4. velocità del flusso idrico
5. pH - 2 sensori
6. concentrazione di ossigeno disciolto nelle acque - 2 sensori
7. concentrazione di ossigeno nell'atmosfera
8. concentrazione di anidride carbonica in atmosfera
9. concentrazione di ioni sodio
10. concentrazione di ioni cloruro
11. concentrazione di ioni calcio
12. concentrazione di ioni nitrato

Le differenze di valori riscontrate tra il sifone e l'emergenza hanno condotto a monitorare pH, OD e T in entrambi questi luoghi.

Strutturazione

La stazione di monitoraggio è stata pianificata con lo scopo di acquisire almeno in una fase iniziale i principali parametri necessari agli studi idrogeologici. Conseguentemente i requisiti di base assunti nella progettazione del sistema sono costituiti da:

- assoluta automaticità dell'acquisizione dati;
- multiparametricità di lettura in contemporanea;
- programmabilità del sistema in relazione alle esigenze di ricerca;
- flessibilità temporale nell'acquisizione del sistema (semintelligenza) per l'osservazione di situazioni estreme o particolari;
- modularità della struttura per interventi di manutenzione puntuale, atti a limitare eventuali episodi di "fermo";
- espandibilità potenzialmente illimitata ed adattabilità del sistema ad esigenze future;
- caratteristiche di aggiornabilità del sistema, suscettibile di adeguarsi a nuove tecniche acquisitorie, senza peraltro vincolarsi a strumentazione hardware/software inevitabilmente esposta ad invecchiamento;
- protezione del sistema con particolare riferimento per le componenti elettroniche, da scariche elettriche ed interruzioni di energia.

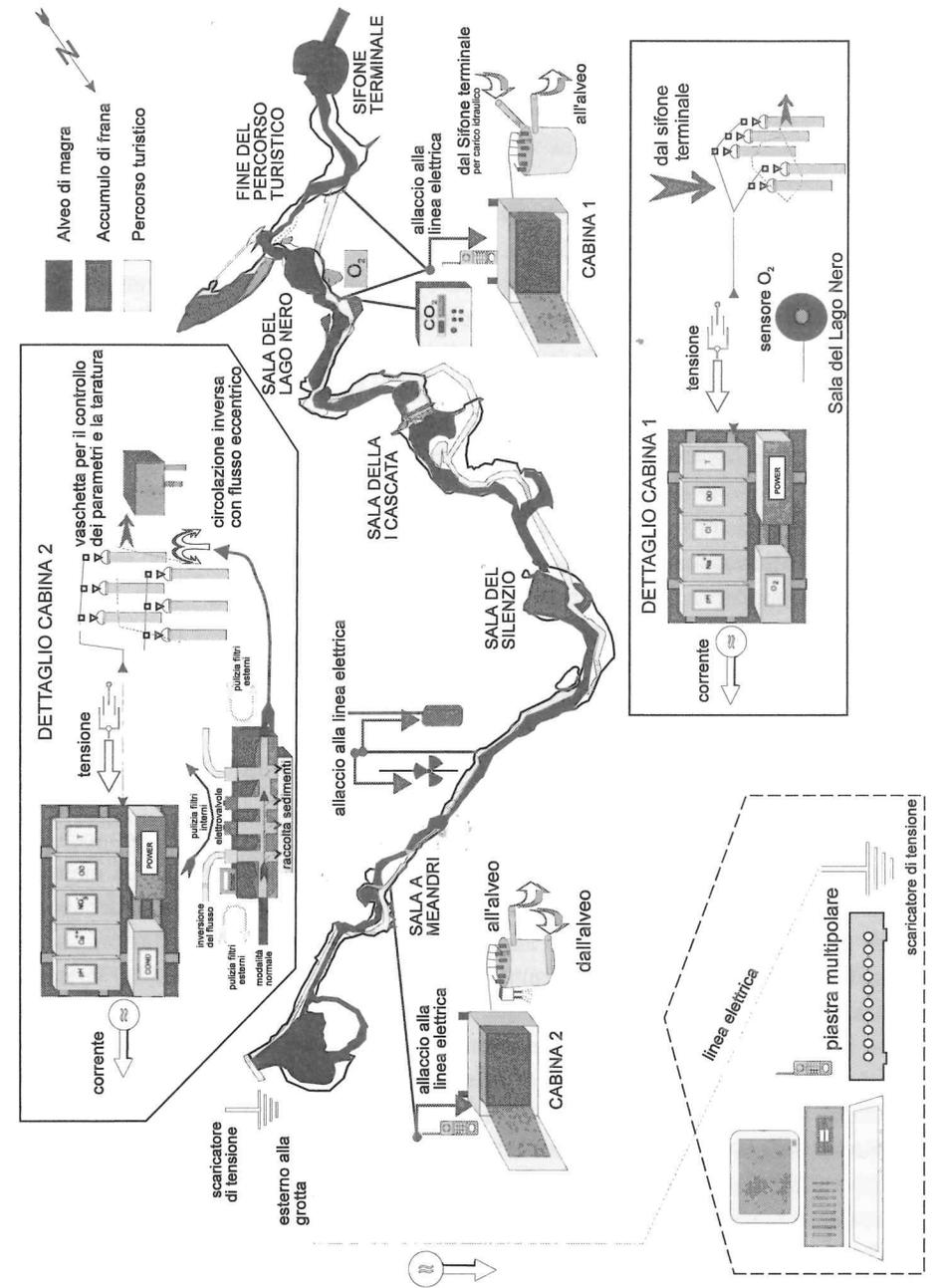


Figura 5: Planimetria del sistema di monitoraggio

Tali requisiti hanno condotto allo sviluppo di un sistema modulare ad architettura aperta, composto da elementi intercambiabili, a basso grado di consumo ed usura, in grado di recepire componenti e sensori di varia origine sul mercato nazionale ed estero, che soddisfino i requisiti elettronici dello standard internazionale (campo di escursione 0-20 mA). Attraverso una struttura dotata esclusivamente di componenti intercambiabili capace di conservare l'indipendenza tra i canali di acquisizione si raggiunge quell'auspicato livello di operatività che permette la sostituzione del solo elemento malfunzionante senza peraltro determinare l'arresto del sistema. Tale modularità consente, inoltre, l'integrazione con sistemi più sofisticati o l'assunzione di differenti configurazioni in relazione a mutate esigenze future.

Il sistema prevede tre livelli di acquisizione e due livelli di gestione, strutturati secondo un assetto ramificato con punti di controllo su ciascun cambio di livello. Sotto il profilo strumentale l'intero apparato prevede i seguenti componenti:

— *Livello gestionale o "linea dell'elaborazione"*: strutturata per l'archiviazione e l'analisi dei dati mediante uso di due computer Intel 486 con annesse periferiche;

— *Livello acquisizione o "linea hardware"*: che comprende una stazione di controllo e di registrazione dei dati composta da un computer Intel 386 con scheda di acquisizione dati, piastra multipolare di ricezione (concentratore di canali) e gruppo di continuità e stabilizzazione di corrente e da una rete sensoristica interna alla grotta.

La linea dell'elaborazione, situata presso la sede del G.S.A. all'Aquila e presso la casa di un socio a Roma, esamina i dati acquisiti e predisporre le attività di ricerca.

La linea dell'acquisizione, sita a Stiffe, opera il controllo e la taratura dei sensori, riconfigurando il sistema in base alle esigenze che emergono dalla ricerca. Tale linea, più in dettaglio, si compone, all'interno della rete carsica di:

- una "centrale di controllo" della rete di sensori, posta nella baracca all'esterno della grotta;
- due punti di controllo interni alle grotte: costituiti da due cabine in acciaio racchiuse da contenitori in resina plastica antiurto stagna (protezione IP65). All'interno delle cabine si colloca la circuiteria elettronica di ciascun sensore, gli alimentatori e gli stabilizzatori di corrente che alimentano i sensori. In queste postazioni sono possibili calibrazioni e tarature manuali dei segnali in tensione inviati dai sensori (opzione generalmente non utilizzata).
- i set di sensori: di cui 13 dipendenti dalle cabine e tre (CO₂ atm; livello idrico; idromulinello) allacciati direttamente alla rete. I sensori sono sempre collocati in modalità protetta dalle piene (con l'eccezione dell'idromulinello) e si presentano o immersi in una vasca con circolazione d'acqua derivata dall'alveo mediante pompa (Sala a Meandri) oppure con acqua derivata a gravità dal torrente (Fine Percorso Turistico). In quest'ultimo gruppo di sensori, l'O₂ atmosferico, tramite cavo, è stato collocato presso la parete esposta verso il centro della sala del Lago Nero, a circa 25 metri dalla postazione in cui si trovano gli altri sensori. Il sensore di livello idrico e l'idromulinello sono posti all'ingresso (considerato nel senso dello scorrimento dell'acqua) del paleosifone mentre la CO₂ è in posizione adiacente all'O₂

nella Sala del Lago Nero.

In tal modo tutte le sonde sono disposte al riparo da fenomeni di danneggiamento accidentali (turisti) o naturali (piene), traendo alimentazione e trasmettendo i dati alle cabine poste nelle vicinanze.

L'hardware della "baracca" si compone essenzialmente di una scheda di acquisizione dati e di un concentratore di canali, posto al fianco del computer, con funzione di ritrasformare il segnale di corrente in tensione. Un software appositamente realizzato gestisce la scheda e consente di programmare intervalli temporali di acquisizione, attivare/disattivare parti del sistema elettrico, e monitorare il buon funzionamento dei sensori. Tale software consente inoltre le operazioni di lettura dei dati provenienti dal sensore e scrittura sull'hard disk del computer. Il passaggio da questo livello a quello di elaborazione dei dati avviene attraverso operatore e dischetto. A livello dell'elaborazione dei dati acquisiti sono previste tutte quelle operazioni di archiviazione ed analisi, sia matematica (test statistici) che logica, e la redazione di rapporti, grafici esplicativi, ecc attraverso utilizzo di software di mercato del tipo data-base, word-processor, foglio elettronico, ecc. Nello schema seguente è mostrata l'ubicazione planimetrica in grotta dei singoli livelli di acquisizione.

Caratteristiche tecniche dei componenti

I sensori

La linea dei sensori è composta da 15 unità di rilevazione di cui:

- 1 sensore piezometrico per la misura del livello idrometrico
- 4 elettrodi specifici per la misura di parametri chimici
- 4 elettrodi specifici con funzione di standard di riferimento
- 2 sonde termometriche
- 2 sonde phmetriche
- 1 sonda conduttimetrica
- 1 mulinello ad encoder magnetico
- 1 sensore infrarosso per la CO₂ atmosferica
- 2 sonde per ossigeno disciolto

Il sensore di livello idrometrico, fornito dalla ditta Mech-El di Bologna, modello ID7700, è basato su un elemento piezoresistivo miniaturizzato composto da due chip di silicio saldati insieme. La variazione di pressione idraulica a cui il sensore è sottoposto quando varia il livello idrico nell'alveo induce una corrente elettrica che varia linearmente con il livello. Tale elemento sensibile è compensato in temperatura per un range di +60 -10 °C, mentre le pressioni misurate sono tarate al netto del valore di pressione atmosferica istantaneamente mediante apposito tubo di collegamento del sensore all'aria della grotta.

Il segnale in uscita è un loop di corrente 4-20 mA proporzionale ad un'escursione di livello da 0 metri (emersione del sensore) a 10 m di colonna d'acqua. In relazione alla scala di voltaggio programmabile dalla scheda di acquisizione si possono prefissare i campi di escursione di lettura e, quindi, di precisione:

la scala utilizzata prevede: 0 m = - 1.00 V e 10 metri = +1.00 V con risoluzione a piena scala di 0.3 cm.

L'idromulinello, per la misura della velocità della corrente idrica, fornito dalla ditta SIAP-Mec-Hel (BO), è composto dal modello 4001 con elica di 25 cm di passo e 12 cm di diametro per un campo di velocità compreso tra 5 cm/s e 10 m/s con risoluzione a piena scala di 3 cm/s. La determinazione della velocità è basata sul conteggio, nell'intervallo di tempo fissato automaticamente dal software, del numero di trasformazioni di un segnale del tipo ON/OFF ad onda quadra generate dall'azione del movimento meccanico dell'elica sull'encoder magnetico. La risoluzione meccanica del sistema è di mezzo giro.

L'idromulinello è immerso nell'alveo tramite asta orizzontale di altezza regolabile su un supporto verticale ancorato alla sponda dell'alveo. La regolazione, finalizzata a conservare il sensore per quanto possibile in una posizione baricentrica della corrente, in un prossimo futuro verrà automatizzata e controllata direttamente dal sensore di livello idrico.

Gli elettrodi specifici per la determinazione della concentrazione di specie ioniche in soluzione, forniti dalla ditta Amel di Milano, si diversificano nella struttura in relazione ai parametri da misurare ed alle sensibilità richieste. Alcuni elettrodi sono basati sul principio della membrana a scambio ionico (calcio e nitrati) costituiti da una cartuccia usa e getta. Per questi elettrodi la cartuccia presenta una diversa durata sia in relazione al parametro chimico che viene misurato, sia alle caratteristiche delle acque. Ad esempio per lo ione Ca^{++} , per misure in continuo, il tasso di consumo della cartuccia varia da circa 6 mesi per acque ad elevata durezza ad 1 anno per acque a medio-bassa concentrazione di questo ione. Le determinazioni analitiche richiedono uno standard di riferimento ed il condizionamento con reagenti opportuni, inoltre questi sensori sono accoppiati con altrettanti elettrodi di riferimento. Conseguentemente la determinazione del calcio, del sodio, dei cloruri e dei nitrati richiede la presenza di otto elettrodi. La risoluzione a piena scala che viene raggiunta da questi elettrodi nelle misure è di 1/10 mg/l impostando un range di acquisizione in tensione analogo a quella del sensore di livello idrometrico.

La determinazione del pH è svolta attraverso un elettrodo a vetro con campo di lettura da 0 a 14 unità di pH con temperatura massima di esercizio pari a +70 °C. La sonda contiene anche l'elettrodo di riferimento comunicante attraverso un setto poroso con le acque del campione.

Il conducimetro prescelto può compensare il dato acquisito automaticamente con la temperatura ed è, analogamente agli altri, programmabile per differenti campi di acquisizione con diversa risoluzione. Questa possibilità consente una versatilità di impiego in specifiche occasioni (per esempio nella rilevazione di traccianti salini precedentemente immessi).

Le sonde termometriche, basate su un filo di platino che consente il raggiungimento di 0.1 gradi di risoluzione, presiedono alla compensazione e alla misura delle temperature. Questa operazione viene effettuata generalmente dalle circuiterie delle cabine (pH, conducibilità, OD) e, in parte, con il software in fase di elaborazione.

Le cabine

Sono composte da due armadietti in acciaio con chiusure a tenuta stagna predisposte per accogliere sino a 8 centraline di gestione dei sensori. Tali cabine, oltre alle centraline elettroniche, una per sensore, ospitano un trasformatore a doppio isolamento e schermo elettrostatico, doppio circuito di alimentazione per sensori esterni al sistema a 24 V ed interruttore generale. Le uscite verso gli elettrodi e verso il sistema di acquisizione sono previste con passacavo di gomma e bloccaggio a vite. Tali cabine sono montate a parete all'interno di armadietti IP65 a tenuta stagna, in resina plastica, dotati di un apposito sistema di illuminazione interno.

L'hardware presso "la baracca"

E' composto da un personal computer da tavolo, modello Shark 1993 con processore standard Intel 386, con hard disk da 210 MB, doppia unità floppy disk da 5^{1/4} con capacità di 1.2 Mb e 3^{1/2} da 1.44 Mb, dotato di scheda video Super VGA, monitor a colori, 1024 Mb di memoria Ram, doppia porta seriale e porta parallela con mouse microsoft. Tale computer, con versione MS DOS 6.0, monta una scheda di acquisizione dati Lab Card con annessa piastra di concentrazione di canali a cui pervengono tutte le connessioni elettriche del sistema. Lo spazio su disco per l'acquisizione, al netto dei programmi software - utility di gestione files (norton e ptools), sistema di protezione antivirus e software di gestione della scheda di acquisizione, presenta uno spazio libero su disco di 205 MB che, per acquisizioni ogni secondo dai 15 sensori in funzionamento, consente un'autonomia di circa 10 giorni (ampiamente sufficiente anche per le piene di maggiore durata).

Caratteristiche del software di acquisizione

Per l'acquisizione dei dati è stato progettato un apposito software, realizzato in C++ dalla Bioservice snc di Roma su progetto del G.S.A.

Tale software consente di gestire la scheda di acquisizione dati relativamente alle fasi di trasformazione del segnale da tensione in binario, operare il calcolo matematico per la trasformazione dei valori binari in dati con l'unità di misura appropriata al parametro in rilevazione, configurare stato di attività dei sensori e le loro caratteristiche in termini di risoluzione, predisporre opportuni allarmi per segnalare particolari fenomeni in atto (o semplicemente il malfunzionamento di un componente), svolgere le tarature, impostare modalità e tempi di acquisizione e redigere grafici di visualizzazione dei trend orari, giornalieri e mensili, registrare su file "dbf" le medie orarie e giornaliere di ciascun canale.

Nello sviluppo di questo software particolare attenzione è stata dedicata ad implementare procedure di automazione gestionale del sistema, specie per quanto riguarda le modalità di acquisizione del dato. Infatti lo standard di mercato, giudicato insoddisfacente alle esigenze di ricerca, prevede un passo temporale di acquisizione prefissato che, nella realtà dei regimi impulsivi analoghi a quello di Stiffe, determina inevitabilmente un grande numero di acquisizioni inutili nei periodi di invarianza e un insufficiente numero di dati nelle fasi di perturbazione del sistema idrico. Tale modalità di acquisizione, denominabile a "intervalli temporali predefiniti" è stata inizialmente (sino a 17 Dicembre 1994) adottata assegnando ad una soglia di valore, posta in % sul campo di trasformazione ammissibile per ciascun parametro nel contesto fisico di Stiffe, la possibilità del sistema di cambiare intervallo temporale. In particolare se il sistema, nella fase di acquisizione "normale", acquisiva un dato di valore superiore alla soglia prefissata da un sensore, tutti i segnali dai sensori venivano registrati con un nuovo intervallo, pure prefissato. Il superamento in senso inverso della soglia determina il ritorno alle condizioni originarie del sistema.

Tale modalità di acquisizione, per essere ottimizzata alle esigenze di una compiuta descrizione dei fenomeni con la raccolta del minor numero di dati possibile, richiede una grande conoscenza dei processi, delle velocità con cui si attuano e dei meccanismi (o parametri e valori soglia) che li regolano. In sostanza è un ottimo sistema di acquisizione per un monitoraggio inteso nel senso di "controllo" di una dinamica ben conosciuta. A Stiffe, tale conoscenza costituisce uno degli obiettivi della ricerca. Per tale motivo è stato necessario elaborare una modalità di acquisizione basata sull' "intervallo di valore predefinito", con la quale è stata sostanzialmente automatizzata la procedura di valutazione del "campionamento" dal flusso continuo di dati inviati dai sensori. Infatti ciascun sensore invia un segnale ogni 3/10 di millisecondo generando, quindi, un flusso di informazioni verso la scheda di acquisizione. La procedura implementata prevede l'immagazzinamento temporaneo (per 1 secondo) di questi valori di tensione, il calcolo del loro valore medio ed il confronto con quello medio antecedente di un secondo. Se la differenza risulta superiore alla risoluzione del segnale inviato dal sensore (dato minimo significativo), considerata a valle del sistema sensore-cabine-cavo-concentratore di canali, le due medie vengono acquisite altrimenti permane in memoria solo l'ultima media. In tal modo si originano condizioni di equilibrio tra il flusso di dati che arriva alla scheda e quello elaborato e registrato o scaricato dalla memoria del computer. Questa modalità di acquisizione, denominabile anche "dell'acquisizione dinamica o dell'inseguimento del dato" è stata sperimentata con grande successo a partire dal 17 Dicembre 1994 ed adottata in forma permanente dal 22 febbraio 1995. A Stiffe, comunque, nella forma attuale il sistema è di tipo misto in quanto, nei periodi di invarianza, il sistema acquisisce a passo temporale prefissato (generalmente ogni 30') mentre, quando si attuano le trasformazioni, subentra automaticamente l'acquisizione dinamica.

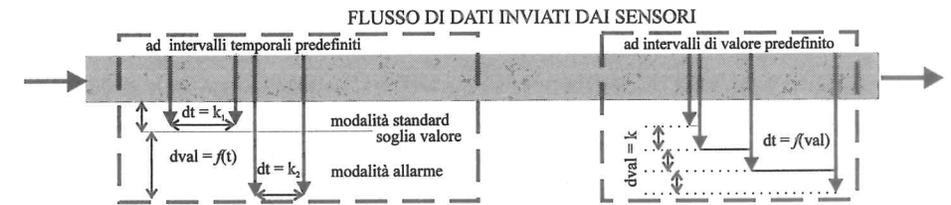


Figura 6: Le due modalità di acquisizione dati del sistema di monitoraggio

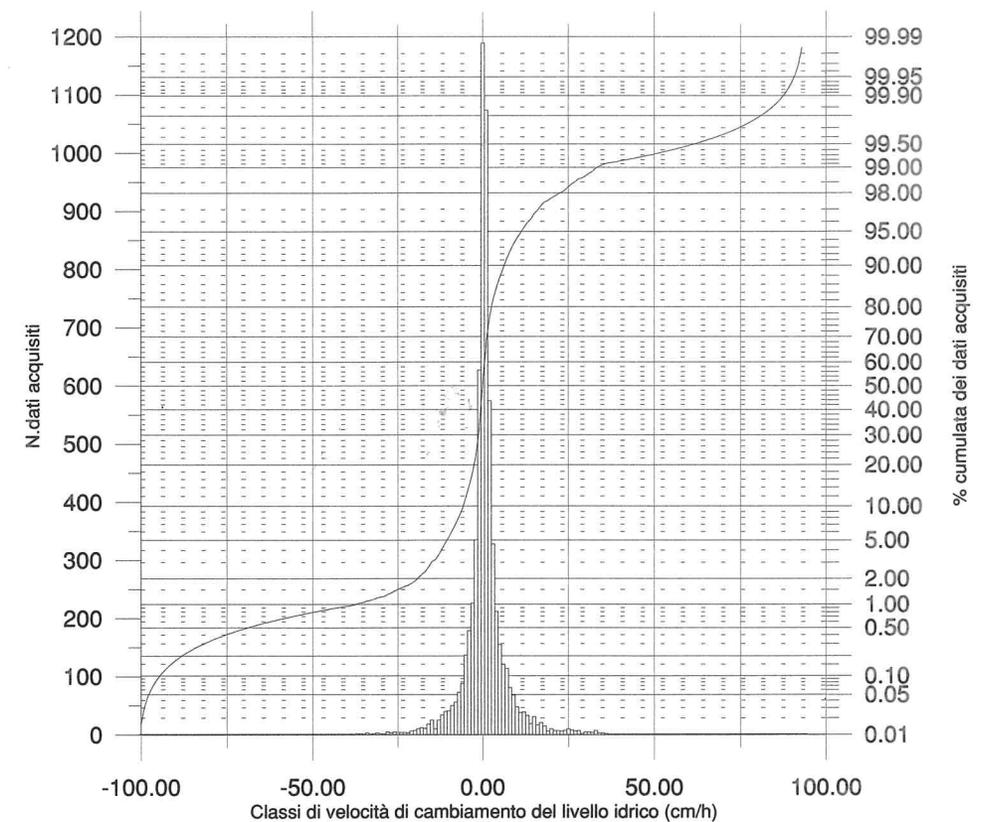


Figura 7: Istogramma dei dati acquisiti con il sistema misto e distribuzione della curva cumulata

ASSETTI DEL PASSATO

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

Le grotte di Stiffe si collocano sul versante settentrionale del gruppo montuoso dei Monti d'Ocre, sul fianco vallivo meridionale della Piana del F. Aterno, nel Comune di San Demetrio ne' Vestini, in provincia dell'Aquila (Abruzzo). Si tratta di un complesso di cavità carsiche idricamente attivo, speleologicamente conosciuto per circa il 50 % della lunghezza complessiva, la cui area di alimentazione si colloca presso il sistema di inghiottitoi denominato "Pozzo Caldaio", nella conca endoreica dell'Altopiano delle Rocche, a quota 1255 m s.l.m. Stiffe costituisce l'area di emergenza, a quota di 695 m s.l.m.

Le litologie affioranti, di età compresa tra il Cretacico ed il Miocene, appartengono al dominio di sedimentazione della "Piattaforma Carbonatica Laziale - Abruzzese", caratterizzato da una potente successione calcareo-dolomitica e calcarea originatasi all'interno di un contesto di shelf intraoceanico, con interruzioni della sedimentazione carbonatica al passaggio Cretacico Inferiore - Cretacico Superiore. In gran parte delle aree limitrofe a Stiffe, la fine del Cretacico Inferiore è caratterizzata da un'emersione generalizzata che permane sino al Miocene; tale fase si diversifica tra l'adiacente catena del Monte Sirente, dove produce una serie di depositi lentiformi di bauxite (primo ciclo carsico dell'area), ed i Monti d'Ocre, dove non si hanno tracce così evidenti. Gli affioramenti del Cretacico Superiore in quest'area sono generalmente presenti nelle zone più occidentali e in quelle settentrionali. La ripresa della sedimentazione nel Miocene avviene nell'ambito di un ambiente di piattaforma carbonatica orlata che, alla fine del Tortoniano, in parte emerge ed in parte va rapidamente in sommersione sino a pervenire, nel Messiniano, a condizioni di scarpata sottomarina - margine di piana abissale. Nel Plio-Pleistocene, quando si attua il sollevamento generalizzato della catena appenninica, si affermano le litofacies continentali, la cui distribuzione è condizionata dalla presenza di una serie di importanti quanto estesi bacini lacustri (Fucino, Aquila-Sulmona e Rieti). In questo periodo si sviluppa il secondo ciclo carsico dell'area.

Di rilievo nel corso del Pleistocene medio è la progressiva riduzione e scomparsa dei grandi bacini lacustri e l'impostazione dell'odierno reticolo idrografico, i cui assi di scorrimento appaiono totalmente diversi da quelli antecedenti e si ha un profondo cambiamento nella carsogenesi della catena. Le variazioni climatiche del Pleistocene medio e superiore, unitamente all'attività sismica, costituiscono i fattori di maggior rilievo che incidono da circa 500.000 anni ad oggi sull'evoluzione del processo carsico in quest'area.

Se si esamina lo schema geologico complessivo, si definisce una struttura composita della catena montuosa con una serie di unità monocliniche disarticolate dalla tettonica Mesozoica ed accavallate verso il mare Adriatico dall'orogenesi Alpina.

In particolare si riconoscono una serie di scaglie monocliniche Nord-vergenti, litologicamente composte da calcari cretacici di piattaforma interna (prevalenti per

estensione in affioramento) con, a luoghi, placche di calcari detritico-organogeni trasgressive del Tortoniano - Serravalliano, più frequenti verso il margine orientale del rilievo. Le scaglie principali appaiono ben suddivise e distinte dalla presenza delle sequenze torbiditiche, che si dispongono generalmente alle pendici dei rilievi calcarei maggiori. In questo contesto anche l'Altopiano delle Rocche presenta il margine Sud-Occidentale strutturato sulla sovrapposizione delle litofacies carbonatiche sulle successioni arenaceo-pelittiche e pelittico-arenacee messiniane ed è verosimile un analogo assetto su quello Nord-Orientale, sepolto al di sotto della coltre alluvionale del F. Aterno.

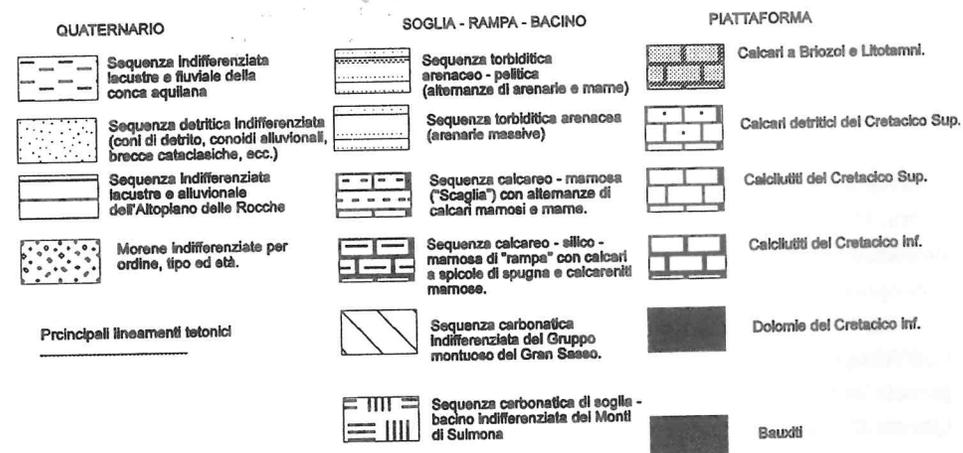
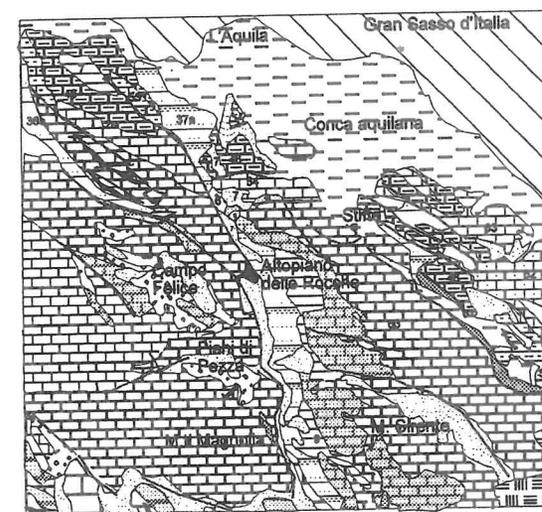


Figura 8: Schema geologico dell'area

CARATTERI STRATIGRAFICI E STRUTTURALI

La serie stratigrafica prequaternaria affiorante è composta, dal basso verso l'alto, da:

- calcari micriti del Cretacico Inferiore;
- calcareniti con nerineidi e piccole rudiste del Cretacico Superiore
- calcari organogeni a Briozoi e Litotamni del Serravalliano-Tortoniano
- torbiditi in associazione pelitico-arenacea del Messianiano (litofacies pre-evaporitica)

La successione calcarea, all'interno della quale si è impostato il reticolo carsico, è composta da calcari micriti (mudstone) e cristallini nocciola del Cretacico Inferiore, con strutture da essiccamento e locali interposizioni bioclastiche (wackstone), caratterizzata da ricorrenti membri lentiformi calcarenitici (grainstone), talora arealmente persistenti. Nel complesso i calcari appaiono irregolarmente stratificati in strati (0.8 - 1.3 m) e banchi (1-3 metri) e costituiscono il litotipo prevalente sul versante. Quando direttamente sottoposti alla trasgressione miocenica sono interessati da fratture colmate da serie condensate cretacico-oligoceniche (Bivio stradale per San Martino d'Ocre e Fontavignone) relative ad un paleociclo carsico. Caratteristico e distintivo, almeno per la zona di Stiffe, appare un membro arealmente esteso con sottili spalmature argillose verdastre sterili.

Questi calcari testimoniano un paleoambiente sedimentario di tidal flat distale dalla scogliera, interessato da un reticolo di canali di marea poco pronunciati e divergenti sulla piana sottomarina. Tale piana è soggetta ad episodiche regressioni che determinano la coesistenza di litofacies intercotidali con litofacies emerse. Gli apporti bioclastici di tempesta si differenziano in assetti fuitati e contenuti all'interno del reticolo dei canali di marea (ono i più frequenti) ed in assetti caotici, direttamente sovrapposti ai sedimenti della piana, a carattere eccezionale.

Il Cretacico Superiore, affiorante a Nord di Fontavignone, è composto da calcari micritici (mudstone) con frequenti interposizioni di calcari detritici (grainstone) e di apporti bioclastici anche grossolani (Biowackstone) a nerineidi e rudiste di piccole dimensioni, regolarmente stratificati con spessore medio di circa 0.8 m. Alla base è presente un livello continuo marnoso verdastro con piccoli nerineidi e gasteropodi. Costituiscono il proseguo della sedimentazione nel precedente ambiente deposizionale di tidal flat che, tuttavia, appare maggiormente condizionato dagli apporti detritici provenienti dalla scogliera. Il generale assetto giaciturale, composto da una migrazione spazio-temporale di litofacies lentiformi, conduce ad ipotizzare un reticolo di canali di marea più pronunciato e, quindi, una facies meno distale dalla scogliera della precedente.

La trasgressione marina miocenica determina, al margine Nord-Orientale dell'Altopiano delle Rocche, la diffusione dei calcari detritico - organogeni a prevalenti piccoli litotamni e più rari briozoi, in trasgressione subconcordante sui calcari cretacici. Questa litofacies, che con quella del Cretacico Inferiore, dovrebbe costituire il substrato roccioso, tettonicamente articolato, sul quale si è impostata la conca endoreica.

Il Miocene Superiore, affiorante ai margini Sud-Occidentali dell'Altopiano delle

Rocche ed alle pendici della Catena del Monte Sirente e di Monte Cagno, è caratterizzato da una sequenza torbiditica arenaceo - pelitica nella litofacies pre - evaporitica, irregolarmente stratificata in strati e banchi. La successione è composta da alternanze ritmiche ma irregolari di facies arenacee in banchi, spesso amalgamati, passanti verso l'alto alle litofacies in cui aumentano spessore e frequenza delle intercalazioni pelitiche.

Con queste litologie si interrompe la sedimentazione marina che caratterizza il Meso-Cenozoico di queste zone. I primi depositi successivi sono quelli pleistocenici continentali, direttamente sovrapposti in giacitura discordante e di colmamento delle depressioni al substrato carbonatico ed alle torbiditi: non sono noti depositi pliocenici marini o continentali interposti.

Caratteri stratigrafici del Quaternario

Il Pleistocene è caratterizzato da una successione lacustre [Bosi e Bertini, 1970; Bosi, Bertini & Galadini, 1989], articolata in alcuni sotto-ambienti minori (delta-conoide, lacustre, ecc.) che occupa l'intera piana del F. Aterno e, in particolare, l'area compresa tra Fossa e San Demetrio Né Vestini. Tale sequenza è riferibile a due episodi lacustri, intervallati da fasi erosive ed influenzati dall'attività tettonica.

Il primo e più esteso ciclo lacustre è riferibile alla parte superiore del Pleistocene Inferiore. I sedimenti, attribuibili a tale ciclo sono rinvenibili fino a quote comprese tra 800 e 810 m slm (San Pelino) e 700-710 m slm (Valle Subequana).

Il secondo ciclo lacustre è riferibile alla parte superiore del Pleistocene Medio, con sedimenti affioranti fino a quota di 620-640 m slm. Nella zona sono stati recentemente riconosciuti sedimenti tuffitici costituiti da minerali vulcanici di provenienza locale, risedimentati in un ambiente di tipo lacustre, che dovrebbero riferirsi al vulcanismo intrappenninico del Pleistocene Medio-Inferiore.

Sull'Altopiano delle Rocche e lungo i versanti di Stiffe, gli studi sul quaternario precedentemente condotti sono essenzialmente riferibili al Demangeout (1960). Le litologie più antiche (Pleistocene) sono ascrivibili ad alcune generazioni di breccie cementate. Successivamente si individuano depositi morenici rissiani e proglaciali (Rovere) che testimoniano un'estensione della glaciazione alle quote dell'Altopiano delle Rocche. Osservazioni preliminari hanno permesso di riconoscere che i sistemi di inghiottitoi carsici presenti sull'Altopiano delle Rocche sono in gran parte occlusi da sedimenti, verosimilmente trasportati dai torrenti proglaciali o nelle fasi di deglaciazione. Ad esempio il laghetto di Pozzo Caldaio, che dà il nome all'intero gruppo di inghiottitoi, insiste all'interno di una depressione conica dal fondo molto articolato (detrito in blocchi).

Le conoidi che bordano l'Altopiano delle Rocche e la conca di Rovere evidenziano diversi cicli di attività ed almeno tre fasi erosive antecedenti all'attuale. I circhi glaciali che alterano la linearità dello spartiacque, sono sempre a quote superiori ai 1700 m slm e, unitamente ai depositi morenici dei Piani di Pezza e di Campo Felice, pongono in evidenza le aree interessate in forma diretta dai ghiacciai wurmiani.

L'Olocene è caratterizzato da una generale fase erosiva, tutt'ora in corso di sviluppo con intensità diverse sulla Piana del F. Aterno e sull'Altopiano delle Rocche. In quest'ultima zona non sono poi trascurabili gli effetti sul paesaggio indotti dalle operazioni di bonifica degli anni '50.

Caratteri strutturali

L'assetto strutturale dell'area è costituito da una monoclinale prevalentemente calcarea, a stratificazione suborizzontale, con al tetto i calcari detritico-organogeni. Questa unità è sottoposta alla serie carbonatica del Monte Sirente ed alle sequenze torbitiche messiniane.

All'interno di questo contesto strutturale generale, si individuano numerose scaglie minori e sotto unità parzialmente accavallate verso Nord le une sulle altre, e dislocate da sistemi inversi e diretti orientati NW-SE e N-S, e dai sistemi trascorrenti sia trasversivi che trasdistensivi sinistri antimeridiani E-W. In tal modo si origina uno schema a blocchi, limitatamente sovrapposti verso N e NE, ribassati verso Nord e parzialmente traslati verso Est, in cui molte delle superfici strutturali originatesi durante il raccorciamento possono riattivarsi nel regime distensivo. I raccorciamenti polifasici, che conducono all'emersione della catena nel Messiniano, si sviluppano anche durante il corso del Pliocene, mediante scorrimenti interstrato, inarcamenti e thrusts, raggiungendo la massima intensità di deformazione orizzontale nel Pliocene inferiore [Centamore et alii, 1991]. Al termine del Pliocene si realizza un sollevamento differenziale di blocchi che comporta anche importanti traslazioni orizzontali. Al termine del Pleistocene inferiore e durante il Pleistocene medio si ha l'acme del sollevamento post-orogenico con l'attivazione di processi gravitativi sui versanti ed una serie di importanti modifiche nell'idrografia superficiale. L'attività tettonica è proseguita nel Pleistocene Superiore - Olocene, ma con minore energia.

L'assetto neotettonico complessivo determina comunque attuali condizioni di alta sismicità con zone sismogenetiche prossime alla superficie (profondità ipocentrali tra 20 e 10 Km) e terremoti storici di grande intensità epicentrale (IX° - X° MKS) a lungo tempo di ritorno.

Il complesso carsico: schema stratigrafico

Le grotte di Stiffe sono impostate nella sequenza di calcari micritici avana e calcareniti fini nocciola, a luoghi detritiche con ooidi rimaneggiati, relativa al Cretacico Inferiore. La stratificazione è suborizzontale tranne nel settore più interno, presso il Lago Nero, ove sono evidenti scorrimenti interstrato legati all'accavallamento miopliocenico del massiccio carbonatico sulle successioni calcaree e sui terreni torbiditici della Piana del F. Aterno. La sequenza stratigrafica di dettaglio rilevabile all'interno della cavità può suddividersi nelle seguenti tre unità, sovrapposte dal basso verso l'alto:

a) micriti avana, bianche alla carsificazione, molto omogenee nella tessitura;

- b) calcareniti fini e medie, grigiastre alla carsificazione, che per le microirregolarità presentano superfici scabre e ruvide;
- c) micriti giallastre con interposti sottili veli argillosi verdastri sterili.

Nello schema seguente viene illustrata una possibile interpretazione dell'assetto stratigrafico delle cavità. La fase di ricerca successiva, che prevede il rilevamento geologico di dettaglio del versante e dell'Altopiano delle Rocche, dovrà accertare la validità di questo schema.

SCHEMA SEMPLIFICATO DELL'ASSETTO STRATIGRAFICO

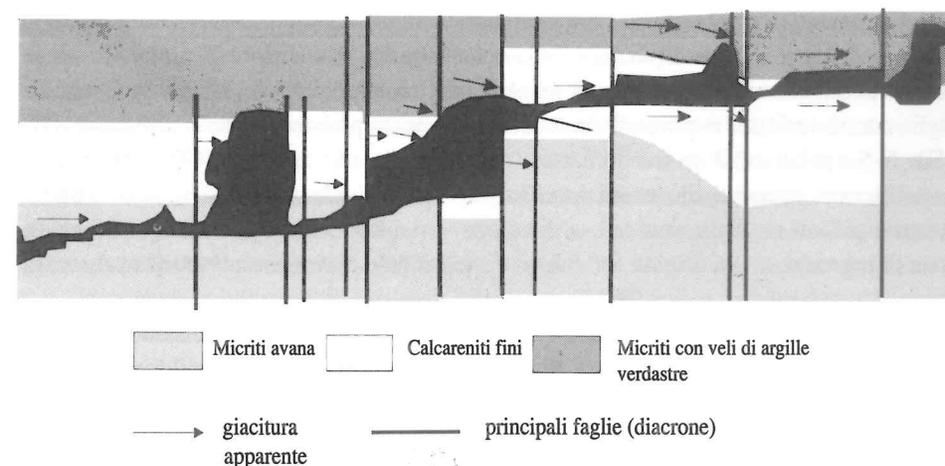


Figura 9: Schema semplificato dell'assetto tettonico-stratigrafico nel tratto di rete carsica turisticizzato

In tale schema si ipotizza un assetto dei tre membri, secondo scaglie parzialmente sovrapposte secondo meccanismi di scorrimento interstrato, successivamente dislocate in più punti della rete carsica sino a pervenire alla situazione attuale.

Di rilievo, ai fini dell'origine del circuito carsico, è il ruolo delle cavità che si originano per scorrimento interstrato durante la fase deformativa di costruzione della catena. Tali aperture appaiono concentrate in zone ristrette, dove si realizzano repentini cambiamenti di giacitura. Il loro ruolo, in termini di predisposizione dell'ammasso alla circolazione delle acque, appare di valenza significativa soprattutto per le direzioni NE-SW e E-W.

CARATTERI GEOMORFOLOGICI DEL COMPLESSO CARSICO

Nell'Agosto del 1993 è stato svolto un iniziale rilevamento geomorfologico all'interno delle Grotte di Stiffe. Gli elementi geomorfologici primari riconosciuti sono tre:

- un reticolo di piccole paleocondotte;
- la condotta sommitale;
- il sistema fluviale

Quest'ultimo è suddivisibile in una serie di fasi di approfondimento, connesse sia alle variazioni climatiche quaternarie che alla neotettonica.

Le paleocondotte

Frammenti di paleocondotte e di decimetrici cunicoli freatici sono riconoscibili, non senza incertezze, in alcune porzioni della volta lungo la rete carsica. Si tratta di resti di piccoli condotti originariamente ad assetto subcircolare o ellissoidale, segmentati da faglie e testimonianti un primordiale reticolo sviluppato probabilmente in direzione NW-SE e N-S e relativo ad un livello carsico superiore disposto tra circa 700 e 800 m slm.

Ulteriori elementi di questo reticolo possono individuarsi nei sistemi di fratture beanti e piccoli condotti verticali, a direzione variabile, che caratterizzano a luoghi la zona di ingresso, la cui origine e sviluppo dimensionale può essere attribuita al flusso di acque in condizioni di carico idraulico.

A circa 50 metri al di sopra dell'emergenza, spostata lateralmente di circa 100 metri, è presente la Grotta dei Briganti. Si tratta di una cavità a forma di galleria, larga circa 10 metri e lunga 50 metri chiusa da un corpo di frana a grandi blocchi. Associando insieme tali elementi questa grotta costituirebbe l'emergenza di un livello carsico superiore e precedente all'attuale in cui sono dominanti i caratteri di freaticità ovvero di trasferimento idrico in condizioni di carico idraulico. Sopra la Grotta dei Briganti, con molte incertezze, può essere presente un ulteriore galleria (800 m slm).

La condotta sommitale

Il primo elemento geomorfologico di una certa continuità nel complesso carsico, riscontrabile con molta evidenza nel tratto Ramo Fossile - Canyon, è costituito da una cavità a sezione variabile, la cui origine è collegata all'impostazione di un flusso idrico in pressione presso gli interstrati o lungo fasce cataclasiche.

Nel Ramo fossile - Lago Nero la condotta presenta forma ellittica, con larghezza di 15 - 20 metri, altezza di 1-3 metri, inclinata di 30° verso Ovest nel Ramo Fossile, orizzontale nel Lago Nero e inclinata di 45° Ovest nel Canyon, dove una fascia cataclastica ne determina lo sviluppo ellissoidale ed altera la regolarità della forma con una frattura beante.

Il corso della condotta in molti luoghi è meandriforme, con ampie anse che origina-

no pilastri in roccia, ed assetto di pseudosifone interstrato orizzontale. Questo aspetto indica l'impostazione di un regime di alveo sotterraneo con meccanismi di trasferimento idrico in condizioni di modesta pressione per sommersione. L'intero reticolo, seppure organizzato su un asse centrale, in questa fase possiede sifoni tributari ad assetto subverticale che indicano la parziale attività idrica del livello carsico superiore. La confluenza di tali sifoni determina un allargamento della sezione. A valle della Sala del Silenzio si incontrano frammenti di un cunicolo sifonante da ellittico a subcircolare, che ha una variazione di quota dell'ordine di 1-3 metri, ed è caratterizzato da una sezione nettamente inferiore a quella riscontrabile nelle zone a Monte della I^a Cascata. In questo contesto persino il cosiddetto "meandro in roccia" presente nella Sala dei Meandri costituirebbe uno di tali frammenti. Tale condotta si originava dalle cascate disposte a valle della Sala del Silenzio ed erano quindi alimentate da un livello carsico idricamente attivo disposto circa 20 metri più in alto. In questa ipotesi, basata sull'associazione delle forme geomorfologiche più antiche osservate nelle varie parti della rete carsica, le differenze riscontrabili tra i vari segmenti sono attribuite alla disarticolazione di un reticolo carsico antecedente, definibile Protostiffe, che nella zona Ramo Fossile - Canyon ringiovanisce ed evolve parti del reticolo anastomizzato di cunicoli esistenti mentre, nelle zone a valle della Sala del Silenzio, costruisce una nuova rete di flusso. In tal modo si potrebbe spiegare la presenza di resti di piccoli cunicoli e fratture beanti presso l'emergenza e la loro totale assenza nelle zone più interne, con maggiore grado di evoluzione dimensionale degli ambienti.

Per queste caratteristiche nel suo complesso la "condotta sommitale" costituisce da un lato l'elemento geomorfologico più antico oggettivamente ben identificabile, dall'altro assume il ruolo di morfotipo di transizione tra il reticolo carsico in regime freatico rappresentato dai resti di paleocondotte e quello ad alveo torrentizio sotterraneo odierno.

Il regime di alveo sotterraneo

L'approfondimento ed abbandono della condotta sommitale origina un alveo sotterraneo largo ed a sezione circa rettangolare, dalla cui evoluzione si delinea l'odierna configurazione del complesso carsico. Infatti le maggiori evidenze impresse nelle forme delle cavità indicano un'azione prolungata dei processi di escavazione lineare di un alveo sotterraneo, il cui tracciato è chiaramente controllato dal reticolo di fratture e faglie presenti nell'ammasso calcareo. L'azione dissolutiva operata dallo scorrimento delle acque appare contemporanea ed inseparabile da quella meccanica e conduce alla formazione di alcune superfici di erosione in roccia, strutturalmente controllate dalla stratificazione, in seguito definite per brevità "terrazzi" in quanto testimonianti fasi di espansione della sezione (erosione interstrato con allargamento dell'alveo) seguite da stadi di approfondimento e rettificazione del corso d'acqua.

Tali terrazzi, che sono a luoghi molto pronunciati e a luoghi ristretti a qualche decimetro, unitamente ad una serie di incisioni interstrato poco profonde, ai lembi residui di deposizione ciottolosa-sabbiosa e limo-argillosa e ad un vasto corredo di macro e

micro forme impresse nella roccia (anse fluviali, marmitte dirette ed inverse, scallops, impronte di impatto, solchi inversi e diretti) individuano una successione evolutiva molto articolata con fasi di erosione, periodi di stabilità del flusso idrico, crisi idriche e stadi di riempimento e colmamento di parti delle cavità con depositi, tutt'ora in fase di rilevamento per una migliore definizione.

Di seguito sono schematicamente descritti gli elementi di base disponibili per la ricostruzione dell'evoluzione del corso d'acqua.

Le macroforme

Le forme delle cavità consentono di suddividere il complesso carsico conosciuto in una sequenza ordinata che si succede nello spazio con molta regolarità. Tali gruppi di cavità, che appaiono differenti non solo nelle dimensioni ma anche per l'evoluzione subita, sono:

- a) sale a pianta subcircolare con altezze e larghezze confrontabili, generalmente dell'ordine delle decine di metri, profilo concavo alla base e convesso sulla volta, costruitesi per l'impostazione di una cascata in genere alta almeno 15-20 metri;
- b) cavità a sviluppo lineare, a tratti sinuoso, con altezza superiore di diverse volte la larghezza (rapporto di circa 2:1), evolute per processi di approfondimento della condotta sommitale in stadio di sifone e definibili, in gergo speleologico "Canyon"), poste sistematicamente a valle delle zone con cascata;
- c) sifoni, paleosifoni ad elevato grado di conservazione, pseudosifoni interstrato dal fondo piatto, posti nel tratto immediatamente successivo ai Canyon e immediatamente antecedente il salto delle cascate.

Le sale con cascata, siano esse idricamente attive che fossilizzate, oltre alla forma della cavità caratteristica, presentano:

1. una sottoescavazione dell'alveo (da qualche metro alla decina di metri) che origina una trappola morfologica per i sedimenti ciottolosi trasportati dal corso d'acqua;
2. labili terrazzi di erosione a causa della tendenza all'espansione laterale della forma generata dal flusso idrico in cascata e della sua conservazione nei periodi di crisi idrica;
3. la presenza di lame verticali e sporgenti originate dal moto oscillatorio delle acque del lago;
4. la scarsità di depositi in rari resti conservati in posizioni riparate dalle direzioni principali del flusso idrico nelle cascate attive e la presenza di depositi ciottoloso-sabbiosi ricoperti da limi e sabbie fini nei calici delle cascate fossilizzate;
5. la presenza di limi argillosi sulle pareti antistanti il getto della cascata, talvolta rivestiti dal concrezionamento o alternato ad esso;
6. la costante costruzione di colate calcitiche nella fase di disattivazione idrica della cascata.

Le zone a Canyon, viceversa, mostrano:

1. una rispondenza tra il reticolo di fratturazione beante principale con l'asse di svilup-

- po della cavità che imprime una accentuata linearità allo sviluppo planimetrico;
2. una variazione della larghezza nella sezione con superfici di erosione sia sporgenti che incavate testimonianti cicli di espansione e crisi idrica del sistema e fasi di approfondimento dell'alveo;
3. una volta scolpita da forme di erosione inversa e da processi di crollo indotti dai processi di rilascio tensionale;
4. l'esistenza, nei tratti di minore larghezza, di lame verticali pendenti dalle pareti ed affilate nel senso di scorrimento delle acque;
5. una scarsità di resti deposizionali sia ciottolosi che limo argillosi;
6. la presenza di terrazzi strutturali ben definiti a varie quote sull'alveo attuale e continui nell'ambito di ciascuna zona a canyon;
7. una generale rispondenza tra le forme della cavità considerate per ciascun terrazzo strutturale e il profilo idraulico del flusso che consente l'impostazione di studi sull'evoluzione del circuito idrico nel tempo.

I sifoni e paleosifoni sono caratterizzati sostanzialmente da:

1. le dimensioni ridotte rispetto agli ambienti carsici che li precedono e li seguono nel circuito idrico;
2. la caratteristica forma con l'alveo di valle e monte convergenti verso un baricentro posto a quote minori della zona di ingresso e uscita del flusso idrico;
3. la totale assenza di resti deposizionali o di sedimenti;
4. la forma elissoidale, quando non alterata dalla successiva evoluzione ad alveo torrentizio;
5. la quasi totale assenza degli ordini di "terrazzo" impressi negli ambienti precedenti (i Canyon);
6. la grande rotondità delle microforme impresse nella volta e complessivamente riconducibile a processi di escavazione per impatto;
7. l'invariante posizione planaltimetrica che li propone nelle zone immediatamente antecedenti le cascate e successivi ai Canyon.

I pseudosifoni, che hanno grandi analogie con i sifoni e paleosifoni per quanto attiene sia le differenze di dimensioni con gli altri ambienti della rete carsica che per il ridotto numero delle forme di terrazzo strutturale, tuttavia differiscono per:

1. l'alveo a fondo piatto e la sezione rettangolare derivata per erosione interstrato, con rapporto altezza - larghezza dell'ordine di 1:3;
2. l'abbondanza di macroforme impresse sulla volta, con impronte di impatto concentrate nelle zone di ingresso, gli scallops laterali e centrali presenti nei settori più ampi ed evoluti ed i crolli sulla volta generati dall'allargamento delle fessure ad opera delle variazioni di pressioni interstiziali conseguenti la periodica alternanza di fasi di rapida sommersione (eventi di piena) con il flusso a pelo libero (magra);
3. la loro posizione planimetrica, generalmente posta ad interrompere la continuità dei Canyon.

I depositi

Oltre alle forme delle cavità, per la ricostruzione evolutiva sono disponibili i resti di eventi/fasi deposizionali, di seguito descritti procedendo da quello considerato più antico verso il più recente:

- ciottoli calcarei centimetrici ed elementi calcarei delle dimensioni delle ghiaie e subangolari immersi in una matrice rossastra prevalentemente limo-argillosa che si rinvengono a colmamento di condotti subverticali (ingresso Sala del Silenzio) o cementati alle pareti ed alla volta delle cavità (Lago Nero);
- ciottoli calcarei eterometrici anche di dimensioni decimetriche immersi in sabbie calcaree grigiastre, ad assetto caotico zonato lateralmente (i ciottoli di maggiore dimensioni sono sottocorrente) ricoperto da un orizzonte di sabbie nerastre ricche di minerali vulcanici (pirosseni e sanidino dominanti), di spessore pari a 1 cm circa. Seguono a chiusura di queste fasi deposizionali sabbie calcaree con ciottoli arrotondati e strutture evidenti di laminazione da corrente (scaletta speleologica) per uno spessore di 15-25 cm. L'intera sequenza è posta su un ripiano sospeso a circa 6 metri sull'alveo attuale. Nella zona del Canyon, a circa 8 metri sull'alveo attuale, sono state osservate sabbie a femici di colore nerastro;
- ciottoli calcarei arrotondati (con elevata sfericità), generalmente a contatto e con scarsa matrice sabbioso-ghiaiosa calcarea, ben cementati e porosi, per lo più sepolti dal concrezionamento presso ripiani sospesi a circa 3 metri sull'alveo attuale che formano un livello ben riconoscibile nel Canyon e correlabile per quota al terrazzo deposizionale posto presso l'ingresso del Lago Nero. In questo caso il deposito è prevalentemente ghiaioso con ciottoli immersi nella matrice, praticamente privo di evidenti strutture sedimentarie e posto su un terrazzo strutturale dalla larghezza pronunciata. Il deposito è rivestito lateralmente e sulla sommità sia da una crosta calcitica che da numerose stalagmiti. Presenta giacitura di appoggio sulla parte di fondo, debolmente inclinata verso l'esterno rispetto alla posizione del corso d'acqua attuale. Altri resti ciottolosi sono sulla sponda opposta alle stesse quote;
- sabbie calcaree medio-fini, molto omogenee e con spessore del deposito di diversi metri nella sala del Ramo fossile, che inoltre occludono il condotto che collega l'ansa del Ramo fossile con "l'anticamera" del III° paleosifone;
- da sabbie limo-argillose a limi argillosi grigi, talvolta in alternanza a croste stalagmitiche sui complessi calcitici di maggiore dimensione (Mammelloni, Colate del Ramo Fossile, Colate della Sala del Lago Nero), attribuiti all'attività delle cascate. La loro alternanza con il concrezionamento segnerebbe la successione di periodi idricamente attivi (con deposizione sulle pareti delle sale dei sedimenti) a fasi di diminuzione del flusso idrico e di diffusione del concrezionamento. Tali sedimenti si rinvengono anche nella II° paleocascata a quote dai 3 ai 4 metri sull'alveo attuale e sono attribuiti ai sedimenti depositi nelle fasi di piena che si sono succedute tra il 1905 ed il 1945, quando era in funzione lo sbarramento idroelettrico presso l'emergenza.
- Limi sabbioso-argillosi grigi che incrostano le parti delle sale sede di cascata, tutt'ora in deposizione nelle fasi di piena del circuito carsico.

A questa sequenza si aggiungono limi verdastri posti al colmamento di fratture con spessori delle bande dell'ordine di qualche cm, molto omogenei e riscontrati solo nelle zone cataclizzate dell'ammasso calcareo, non associati a forme carsiche. Tali depositi sono di incerta collocazione e significato e potrebbero anche attribuirsi a risedimentazione / accumulo dei veli argillosi che caratterizzano il membro sommitale dei calcarei del cretaceo inferiore, ovvero essere derivati dalle argille sterili che precedono l'emersione dell'area.

Le incrostazioni e pigmentazioni della roccia

Sulle pareti delle cavità, con accentuata persistenza nella rete carsica, sono presenti tre fasi di incrostazione della roccia che colora in forma caratteristica le sponde e l'alveo della rete carsica. Procedendo dal più antico al più recente si osserva:

- evento ferrifero con ossidi di ferro ampiamente dilavati ed erosi che pigmentano di rosso la roccia calcarea, molto ben evidenti nelle zone di maggiore sezione del corso d'acqua (Sala a Meadri, Canyon); imprimono toni dal rossiccio all'avana alle concrezioni calcitiche rendendole opache;
- evento a manganese, persistente con continuità in tutto il complesso carsico esplorato, con omogenea patina nerastra posta tra gli 80 cm ed il 120 cm sull'alveo attuale nei tratti d'alveo suborizzontali;
- evento ferrifero recente, in fase deposizionale, che imprime un marcato colore rosso all'alveo attuale, particolarmente evidente nella zona posta a valle della Sala del Silenzio.

In tal modo le cavità risultano colorate a differente altezza.

Speleotemi

L'analisi geomorfologica consente di riconoscere 4 stadi di concrezionamento, che trovano riscontro ma non esatta corrispondenza temporale alle fasi di terrazzamento della cavità.

In particolare è possibile schematizzare gli speleotemi in:

I° ciclo: concrezioni da rosso-vinastre a nero-bluastrae con colore originario grigiastro, con stalattiti di forma oblunga a causa dei processi di erosione da parte delle acque. Le stalagmiti sono alquanto rare, confinate alla zona Sala del Silenzio - Sala della I° Cascata. Sono caratterizzate da elevato grado di impurezze che determina una scabrosità della superficie.

II° ciclo: concrezioni avana rossastre particolarmente rilevanti nelle dimensioni e nella diffusione, costituiscono il substrato dei cicli di concrezionamento successivi. Sono presenti nel ciclo di fossilizzazione della II° paleocascata, sul ripiano a 10 metri nella Sala a Mammelloni, dietro le concrezioni a colata dei Mammelloni, nel concrezionamento che funge da supporto nella Sala delle Concrezioni, nelle colate stalattitiche più alte del Canyon.

III° ciclo: stalattiti e stalagmiti biancastre opaline con impurezze calcaree, erose dalle acque nella zona di ingresso - paleosifone. Compongono le ampie colate presenti

presso l'Occhio della Cascata ed il concrezionamento a mammelloni stalagmitici della Sala a mammelloni con le corrispettive colate stalattitiche. Nel Canyon originano mammelloni stalagmitici alimentati da infiltrazioni di interstrato sopra il III terrazzo. Nella Sala della II^a Cascata si originano dall'occhio abbandonato. Si distinguono in particolare perchè, quando raggiungibili dalle acque, sono ricoperte dalla patina a manganese.

IV° ciclo: stalattiti e stalagmiti biancastre ad elevata purezza, tutt'ora attive ma in fase di fossilizzazione. Sono presenti nella Sala a Concrezioni, nella zona a Scallops, nel Canyon. Apparentemente la velocità di accrescimento è progressivamente ridotta procedendo verso l'attuale.

I terrazzi strutturali

Le fasi di diminuzione del flusso idrico congiuntamente ai processi di approfondimento, rettificando una sezione sinuosa o meandriforme, hanno generato numerosi terrazzi di varia ampiezza laterale, generalmente coincidenti con la superficie di stratificazione. Tale meccanismo si è ripetuto nel tempo diverse volte costruendo la forma oggi osservabile nelle cavità. La correlazione di questi terrazzi attraverso la rete carsica, non risulta agevole per la loro distribuzione frammentaria connessa alla presenza di cascate, sifoni e pseudosifoni. Allo stato delle conoscenze acquisite sono stati individuati 4 ordini di superfici, che possono schematicamente elencarsi procedendo da quelle sviluppate alle quote più alte verso l'alveo attuale:

- superficie di erosione generata dall'approfondimento con restringimento di sezione e rettificazione del corso meandriforme della condotta sommitale, posta a circa 8 metri sull'alveo attuale. E' caratterizzata da solchi squadrati con intersezioni ortogonali di profondità da 3 a 5 cm che indica l'esistenza, per un certo tempo, di un flusso di magra a piena sezione con livello idrico di altezza pari o inferiore a quella dei solchi. Tale flusso, che potrebbe relazionarsi ai periodi di magra del corso d'acqua dell'epoca, indica comunque una fase di abbandono progressivo della condotta con attenuazione della portata rispetto alle condizioni antecedenti di sommersione permanente e scavo interstrato dell'alveo. Tali caratteri sono riscontrabili solo nella zona a monte della I^a Cascata e sono assenti o mal distinguibili nel tratto tra la cascata e la Sala del Silenzio. A valle della Sala del Silenzio la superficie terrazzata ha forme inclinate verso il centro della cavità e smussate, non coincide necessariamente con la stratificazione ed è diversamente immergente verso monte o valle del flusso idrico ed ha i caratteri pronunciati di frammenti di condotto sifonante rimodellati verso il centro della corrente e rettificati in quota;
- terrazzo con altezza dai 3 ai 4 metri sull'alveo attuale presso il Canyon e nella Sala della Frana, che si presenta in forma di piccoli ripiani frammentati a differenti quote nella Sala della I^a Cascata - Mammelloni o di bordo del calice della paleocascata nella sala del Lago Nero. A valle della Sala del Silenzio è un ripiano presente solo a tratti e spesso utilizzato per la costruzione del circuito turistico sin dall'emergenza;
- terrazzo posto tra 1.5 e 2 metri sull'alveo attuale, caratterizzato dall'incrostazione a

manganese che si origina dalla rettificazione di un pre-esistente corso meandriforme e, per tale motivo, si presenta a luoghi (Sala a Meandri, Canyon) particolarmente pronunciato in larghezza;

- terrazzo posto pochi cm sull'alveo di magra attuale e soggetto a periodiche immersioni nelle odierne fasi di piena, con larghezze di qualche cm e attribuibile a processi di erosione subattuale. E' costantemente interessato da solchi profondi da 1 a 3 cm disposti a maglia romboidale ed in attuale costruzione.

In questo elenco non sono considerate sia le incisioni interstrato e le escavazioni laterali che caratterizzano le pareti in forma spesso marcata (1-1.5 metri lateralmente) indicando antiche posizioni della lama d'acqua, sia gli altri elementi associabili al flusso idrico come i canali di volta che caratterizzano il tratto a Valle della Sala del Silenzio in forma pressochè continua sino all'emergenza per circa 200 metri che le evidenti espansioni della sezione di deflusso idrico che determinano tratti convessi verso l'esterno molto ben individuabili nella macroforma delle cavità.

L'ipotesi di sequenza cronologica

Da tutti gli elementi geomorfologici sinora rilevati, per quanto la ricerca in questo ambito sia solo allo stato iniziale, si desume la seguente serie di fasi relative all'evoluzione del corso d'acqua:

1. progressivo abbandono della condotta sommitale per diminuzione della portata di deflusso idrico contemporanea ad una fase di approfondimento dell'alveo che origina il I terrazzo. Tale fase è caratterizzata sia dalla rettificazione del corso a meandri, sviluppato durante la lunga transizione dalla condotta sommitale al regime di alveo torrentizio, sia dalla presenza di una serie di cascate e piccoli stramazzi che da lunghi tratti sifonanti;
2. al termine della fase di approfondimento l'alveo, posizionato almeno 4 metri sotto il pavimento della condotta sommitale, viene occluso dall'apporto solido alla rete carsica e si determina la maggiore crisi idrica osservabile nel sistema (è l'epoca dei depositi ciottolosi immersi nella matrice limo argillosa che occludono condotti verticali e a tratti si possono ancora osservare sulla volta delle cavità);
3. erosione dei depositi che occludevano la rete carsica e sviluppo di una fase di grande afflusso idrico alla rete carsica con progressiva escavazione laterale del corso d'acqua ed un moderato approfondimento che genera il II terrazzo. In questa fase si ha anche l'incrostazione con ossidi di ferro delle sponde e dell'alveo che si stabilizza a circa 2-3 metri su quello attuale nelle varie parti della rete carsica;
4. apporto di sabbie vulcaniche alla cavità (?);
5. disarticolazione dell'alveo che subisce importanti trasformazioni con il ringiovanimento della I^a Cascata, l'abbandono di quelle presenti a valle dei Mammelloni e l'insierimento di alcuni pseudosifoni (zona a scallops e paleosifone ?) con sviluppo di una fase di approfondimento che rettifica il corso a meandri ed origina il III terrazzo;

6. nuovo evento deposizionale che origina il deposito ciottoloso presso la Sala del Lago Nero e lungo il Canyon, innalza la quota di scorrimento del flusso idrico di circa 3 metri rispetto all'alveo in roccia precedente e trasforma in pseudosifoni lunghi tratti della rete carsica a valle della Sala del Silenzio. E' il periodo in cui si sviluppano con grandi evidenze le forme di erosione inversa (scallops, marmitte inverse e canali di volta);
7. erosione dei depositi e sviluppo di una moderata fase di approfondimento alquanto diversificata per intensità all'interno della rete carsica associata ad una fase di crescita del flusso idrico;
8. ulteriore espansione del flusso idrico che in molte zone aumenta la larghezza delle sezioni di deflusso. Incrostazione dell'alveo e del III terrazzo con ossidi di manganese;
9. fase di approfondimento con creazione del IV terrazzo associata ad una diminuzione del flusso idrico che determina una grande diffusione del concrezionamento anche a quote periodicamente sommerse dalle piene attuali;
10. regime idrico attuale che determina l'erosione delle concrezioni precedentemente deposte ed oggi periodicamente sommerse con fase odierna di incrostazione dell'alveo e delle sponde con ossidi di ferro.

In questa sequenza non sono state considerate le erosioni interstrato che, a luoghi, possono desumersi con molta chiarezza. Il loro significato principale consiste nel definire l'altezza della lama d'acqua sull'alveo nei periodi di invarianza della sezione di deflusso media annua. Naturalmente le operazioni di correlazione o di attribuzione di un elemento geomorfologico non sono esenti da imprecisioni od errori a causa della riattivazione idrica (ringiovanimento) di alcune porzioni della rete carsica contemporanea all'escavazione di nuovi alvei o all'esistenza di sifoni e pseudosifoni ed è quindi necessario un approfondimento delle conoscenze per il loro utilizzo anche a scopi paleoclimatici. Per tale motivo la morfostratigrafia include solo i 4 stadi di alveo di cui si hanno i più chiari riscontri e traslascia gli altri, ben evidenti solo localmente.

ASPETTI INTERPRETATIVI E PROBLEMATICHE IRRISOLTE

La concatenazione di ambienti molto differenti tra loro nella forma e nelle dimensioni prodotte dall'evoluzione geologica presenta anomale regolarità: le sale con altezza di 30 metri circa e lunghezze di decine di metri sono raccordate a tratti a decorso suborizzontali alti dai 6 agli 8 metri e lunghi centinaia di metri che terminano in pseudosifoni dal fondo piatto larghi dai 3 ai 6 metri ed alti da 1 a 2 metri o in sifoni permanentemente sommersi e dalla caratteristica forma a V più o meno pronunciata.

Questa diversificazione delle dimensioni è legata in parte ai fenomeni di ampliamento gravitativo che, localmente, cattura ambienti originariamente sovrapposti (Sala del Silenzio), in parte alla presenza di zone di debolezza in cui l'efficacia dei processi erosivi è stata superiore alle aree contigue (Canyon), in parte alla contemporanea pre-

senza lungo il circuito idrico di diverse dinamiche di flusso (cascate, piccoli salti, rapide, flusso con vortici e flusso laminare) e in parte al diverso tempo di azione dei processi di escavazione ed alla diversa età delle singole cavità. La sequenza di 4 alvei, ricavata in base all'associazione tra stadi di approfondimento e superfici di erosione ad influenza strutturale, si manifesta con caratteristiche differenti tra le sale più interne del complesso carsico (Lago Nero, Canyon, Ramo Fossile) ed i settori posti a valle della Sala del Silenzio ed è complicata dall'inserzione di ambienti privi di molti ordini di terrazzo posti a ridosso di evidenti direttrici di deformazione laterale e verticale del circuito idrico.

Caratteristica distintiva delle zone poste agli estremi delle cavità dimensionalmente più evolute è la presenza di sifoni, paleosifoni e pseudosifoni la cui attività si è conservata nel recente e, spesso, permane ancora oggi nei periodi di piena. In particolare possono menzionarsi i pseudosifoni di ingresso e uscita della Sala del Silenzio, in cui si riconosce l'approfondimento subattuale e l'incrostazione a manganese sull'intera sezione della cavità, il tratto di paleosifone che precede la scaletta speleologica in cui si riconoscono solo due stadi di terrazzamento oltre a quello di sifone, la Zona a Scallops che collega la Sala a Concrezioni con il laghetto che sormonta la I^a cascata; il III^o pseudosifone che presenta solo l'approfondimento subattuale e la fascia a manganese sull'intera sezione, il sifone che precede la II^a cascata e permanentemente sommerso anche nei periodi di magra. Gran parte di queste cavità vengono periodicamente sommerse durante le fasi di piena e definiscono quindi un gruppo convenzionalmente chiamato "passaggi bassi".

Altro elemento distintivo riguarda le scarpate di erosione fluviale che delimitano le superfici terrazzate. Le più recenti e prossime all'alveo mostrano infatti maggiore evidenza nelle zone dell'emergenza rispetto che nelle porzioni interne della rete carsica, indicando chiaramente fenomeni di erosione regressiva controllati dalla posizione del livello idrico di base (la piana del F. Aterno rispetto al versante). Gli approfondimenti più antichi, viceversa, anche quando manifestano un'elevata affidabilità nell'operazione di correlazione, appaiono sostanzialmente minori a valle della Sala del Silenzio rispetto alle zone più interne del circuito idrico. Non solo ma vi sono anche zone, racchiuse tra cascate, in cui gli approfondimenti sono sostanzialmente diversi da quelli osservabili nei tratti contigui.

Per tale motivo è stata svolta un'analisi morfometrica approssimativa con i dati topografici disponibili ed avviato un rilevamento topografico di precisione per la ricostruzione in 3 dimensioni della morfologia del carsico. In primo luogo i parametri "larghezza", "altezza" e "lunghezza" per le cavità ritenute con omogenea evoluzione, espressi in percentuale rispetto alla sommatoria di ciascun parametro, sono stati diagrammati in relazione alla distanza dall'emergenza. L'andamento simile nello spazio dei parametri "altezza" e "larghezza" conforta l'ipotesi che i tratti individuati hanno, al loro interno, omogenea evoluzione ed età. Successivamente la larghezza della sezione è stata diagrammata in relazione all'altezza sulla volta. La regressione lineare ottenuta è statisticamente significativa ($r^2 = 0.83$) ed è espressione dell'esistenza di un processo morfogenetico dominante sugli altri per persistenza nell'azione che ha condotto ai rapporti tra altezza e larghezza osservabili.

Tale processo è relativo all'escavazione meccanica - dissoluzione chimica operata nello scorrimento incanalato delle acque. Quindi la carsogenesi a Stiffe è prevalentemente espressione del regime di alveo torrentizio ed i motivi della diversificazione spaziale delle dimensioni, quando non attribuibili alle situazioni idrauliche (cascate, anse fluviali, sifoni, pseudosifoni, ecc.) sono relativi ai fenomeni di ampliamento gravitativo ed alla durata dei processi erosivi.

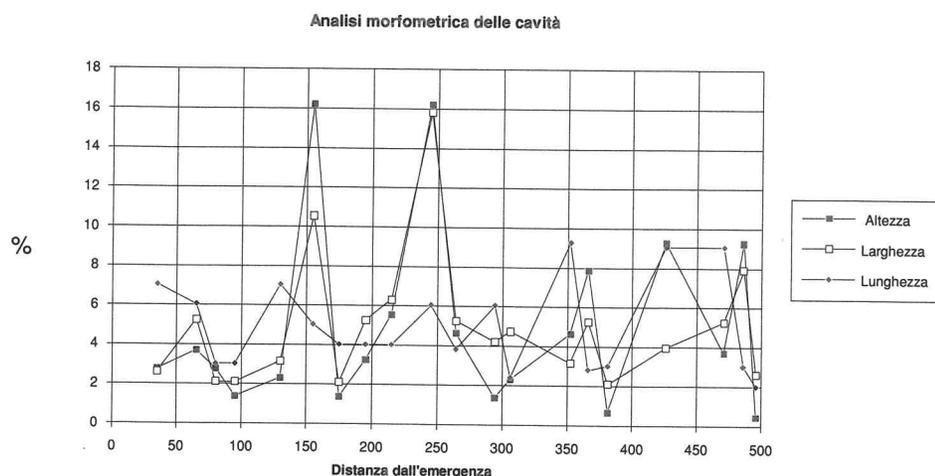


Figura 10: Altezza della volta sull'alveo, larghezza massima della sezione e lunghezza delle cavità rispetto alla distanza in metri dall'emergenza. L'asse delle ordinate esprime la % riferita al totale di ciascun parametro.

Tale constatazione diviene particolarmente evidente quando si relazionano le altezze della volta sull'alveo per ciascun tratto di cavità in cui è schematizzato il circuito carsico. Le incertezze sui motivi per cui le dimensioni delle cavità a Stiffe sono così diversificate si incentrano quindi sull'esistenza dei sifoni e pseudosifoni e sulla regolarità con cui si succedono gli ambienti (cascata-canyon-pseudosifone).

Anche oggi a Stiffe si osserva la contemporanea esistenza di differenti processi erosivi, spazialmente zonati e connessi alle diverse condizioni del flusso idrico: dalla sottoescavazione dell'alveo alla base delle cascate, all'erosione lineare sul perimetro bagnato, a quella a piena sezione dei sifoni. Il tempo di azione di questi differenti processi è di primaria importanza nel determinare significative variazioni di forma e di dimensioni della sezione di deflusso. Infatti la "meccanica" abrasiva espressa dal moto laminare è sostanzialmente più efficace, a causa della maggiore competenza nel trasporto solido, di quella relativa al trasferimento idrico in pressione; quest'ultima, tuttavia, risulta più incisa sotto il profilo dell'azione dissolutiva per le maggiori pressioni parziali dell'anidride carbonica in grado di disciogliersi e conservarsi nelle acque. Si può comprendere come la contemporanea esistenza di cascate, alvei sinuosi e sifoni in molte epoche dell'evoluzione della rete carsica determini un differente intervallo di attività dei

singoli processi e conduca alla formazione di cavità difformi per dimensione, microforme impresse e assetto complessivo. Persino la contemporaneità di ampie sale con sifoni di ridotte dimensioni e permanentemente sommersi non è significativa in sé data la necessità di correlare le quote originarie di impostazione dei sifoni con quelle dei settori sede del regime di scorrimento torrentizio.

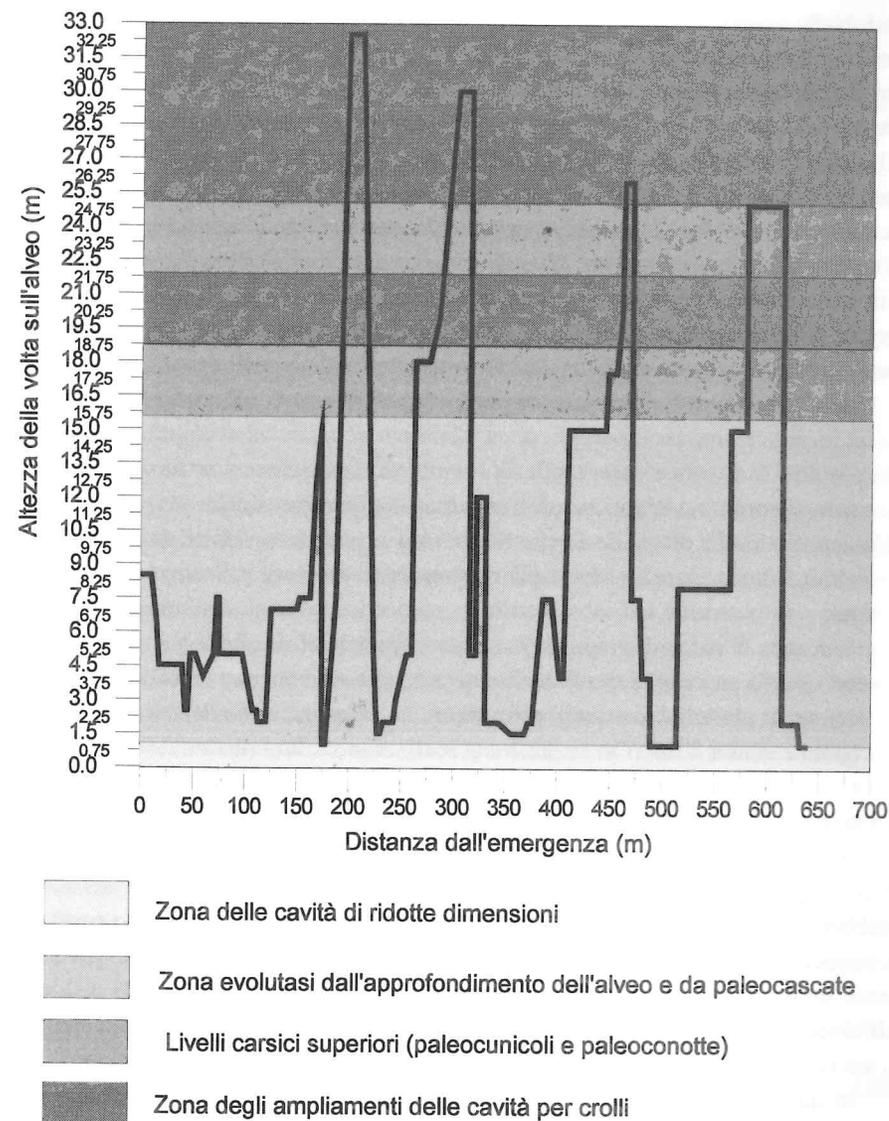


Figura 11: Interpretazione sullo sviluppo dimensionale delle cavità. Nel grafico appare comunque evidente l'inserzione dei "passaggi bassi" tra le sale ad elevato grado di evoluzione dimensionale

A Stiffe queste considerazioni hanno condotto ad attribuire ai fenomeni di ringiovanimento o di "evoluzione bloccata da soglia" la mancanza di alcuni ordini di terrazzo nei passaggi dal Canyon alla Sala della I^a Cascata ma, nei casi dei pseudosifoni più bassi o del sifone posto alla fine del percorso turistico, si è reso ineluttabile ipotizzare una differenziazione significativa nell'età di formazione delle cavità a causa della totale assenza o del numero troppo elevato di elementi evolutivi non comuni tra ambienti adiacenti. Nella maggior parte dei casi, poi, i "passaggi bassi" appaiono come elementi che interrompono la sequenza evolutiva riscontrata negli ambienti antecedenti e susseguenti.

Una possibile spiegazione che associa sia la differenziazione dell'età con la regolarità della sequenza cascata - canyon - sifone consiste nell'ipotizzare un'origine dell'alveo torrentizio da una serie di cascate, disgiunte idraulicamente l'una dalle altre. Il tempo richiesto per costruire il reticolo carsico e congiungere le sale con cascata conduce ad una zonazione spazio-temporale della rete carsica. In questa ipotesi i pseudosifoni ed i sifoni costituirebbero gli elementi geomorfologici di più recente escavazione, posti ad unificare il circuito idrico mentre le sale con cascata sarebbero le più antiche. I canyon, poi, potrebbero suddividersi per età nello sviluppo longitudinale e costituire le macroforme di raccordo tra le cavità più antiche e le più recenti.

Tale ipotesi non è soddisfacente per un lungo elenco di fattori non in accordo con questa impostazione, tra cui quelli di carattere più generale ed evidente sono:

- la comune evoluzione osservabile in termini di deposizione - erosione all'interno di ciascun settore e tra settori separati ma di analoghe dimensioni;
- l'assenza o rarità di quelle forme di cunicoli e piccole condotte anastomizzate che avrebbero dovuto smaltire le acque durante la costruzione dei canyon e dei pseudosifoni;
- la mancanza di raccordi graduali tra canyon e pseudosifoni che si manifestano coerenti con i livelli idrici più recenti degli ambienti adiacenti ma non relazionabili per quota e sezione di deflusso con quelli più antichi; le differenze sono dell'ordine dei 5 metri in quota e sino a 2 metri in sezione e si realizzano molto bruscamente.

Un modello alternativo al precedente prevede un'interazione tra il circuito idrico ed i processi di dislocazione del rilievo all'interno del quale si sviluppa la rete carsica. In particolare il corso d'acqua e l'intero versante risulterebbero segmentati in porzioni interessate da movimenti relativi succedutesi in epoche diverse. Queste deformazioni sarebbero state sufficientemente lente o ad azione intermittente con piccolo spostamento da permettere alle acque correnti di conservare il proprio corso costruendo progressivamente nuovi ambienti nelle zone di contatto sede del movimento. Tali dislocazioni dell'alveo sarebbero state sia verticali, con l'introduzione di cascate, piccoli salti e sifoni, sia orizzontali con costruzione dei pseudosifoni interstrato dal fondo piatto.

In questa ipotesi la serie di evidenze strutturali (soprattutto le fratture beanti di grandi dimensioni) sono caratterizzate dal produrre diversi effetti sulla cavità in relazione alla loro orientazione rispetto al corso d'acqua. In particolare quando i sistemi di dislocazione appaiono disposti circa ortogonalmente o diagonalmente al corso d'acqua si originano una serie di soglie idrauliche: le cascate e i piccoli salti se il movimento dei

blocchi a contatto ribassa la parte nel senso del flusso; i sifoni se tale movimento si esprime in forma opposta. Quando tali sistemi di deformazione sono circa paralleli al corso d'acqua si osservano i cosiddetti "passaggi bassi" che sono originati soprattutto dalla componente di deformazione laterale.

In tal modo si prefigura una continua interazione tra gli elementi del reticolo strutturale ed il corso d'acqua sino ad epoche molto recenti.

Tale reticolo strutturale, che si compone di faglie e fratture beanti, può ricondursi in parte all'attività neotettonica di sollevamento e traslazione orizzontale (faglie trascorrenti) ed in parte a processi di deformazione gravitativa profonda di versante. In particolare le faglie hanno generato ampie fasce cataclasiche e sono riconducibili ai sistemi NW-SE, NE-SW, N-S ed E-W. Queste ultime, trascorrenti sinistre, appaiono particolarmente significative nel condizionare lo sviluppo delle cavità, specie nelle porzioni più interne alla rete carsica.

Le fratture beanti sono sempre associate a dislocazioni verticali ed oblique dell'alveo e sono attribuibili al rilascio tensionale e gravitativo del versante. In questo caso vi è l'assenza di specchi di faglia e la costante conservazione delle strutture sedimentarie (stratificazione) ai lati delle zone di movimento. La variabilità delle orientazione di questi sistemi di fratture, che si conservano sempre paralleli alla direzione locale del versante, congiuntamente alla disgregazione minuta dell'ammasso senza ricristallizzazione e la ridotta ampiezza laterale del processo cataclastico, depongono per uno sviluppo della deformazione in condizioni tensionali simili all'attuale e congruamente con le probabili età di formazione delle cavità carsiche. Inoltre l'analisi dei movimenti manifesta un costante regime di dilatazione dell'ammasso che caratterizza anche le zone a prevalente deformazione orizzontale.

Questa ipotesi, che fornisce spiegazioni sull'assetto della rete carsica, consente inoltre di rendere ammissibile fenomeni di erosione progradante da monte verso valle come effetto della deformazione relativa di alcune parti della rete carsica (ad esempio per tilting di un blocco interno) senza che questo comporti una alterazione dei rapporti piana - versante. In tal modo risultano giustificabili le osservazioni di processi di escavazione localizzati ed accentuati solo a tratti della rete carsica, riferibili a livelli di base locali ed interni al circuito carsico (coincidenti solitamente con la sommità delle cascate).

Per verificare tale ipotesi è in fase di avvio un dettagliato rilevamento geologico e strutturale esteso all'intero versante.

CARSOGENESI QUATERNARIA: IPOTESI EVOLUTIVA DEL COMPLESSO CARSIKO

Il complesso carsico di Stiffe risulta articolato in una sequenza di cavità differenti per forma, dimensioni, età e grado di evoluzione, la cui origine ed evoluzione dipende dall'azione della dinamica neotettonica e morfoclimatica quaternaria sull'assetto

paleoidrogeologico ed idrografico nell'area dei Monti d'Ocre e della Piana del F. Aterno. L'esame delle macro e microforme erosive, dei depositi ciottolosi, della sequenza di eventi franosi e dei cicli di concrezionamento, unitamente alle evidenze strutturali (faglie, miloniti, jonts), pone in evidenza un accrescimento del sistema carsico attraverso l'unificazione di cavità sovrapposte per crollo, fenomeni di approfondimento dell'alveo e processi di escavazione di nuovi ambienti. L'azione contemporanea di deformazioni neotettoniche e/o gravitative si inserisce nel contesto delle variazioni climatiche del Pleistocene medio - Olocene generando quei meccanismi erosivi fisico-chimici capaci di imprimere una serie di peculiari caratteri alla carsogenesi del complesso carsico. L'assetto geomorfologico attuale è caratterizzato da un'ampia variabilità morfometrica, con una successione di vaste sale, a regime di deflusso torrentizio ed ambienti ristretti sino a sifoni in cui il passaggio delle acque avviene secondo meccanismi di trasferimento idrico in pressione.

Le osservazioni geomorfologiche condotte consentono di ricostruire, almeno nei tratti essenziali, l'evoluzione dei processi che hanno determinato l'assetto attuale del complesso carsico, pur con molte incertezze specie sulle epoche di formazione delle cavità, a causa dell'indisponibilità di datazioni sugli speleotemi e per la scarsa significatività dei depositi ciottolosi presenti. Prima dell'impostazione di un regime di alveo torrentizio, la frammentarietà degli elementi disponibili consente solo una serie di ipotesi sull'evoluzione del complesso carsico, dalle origini al sistema di paleocondotte ed allo sviluppo della condotta sommitale. Si ritiene che la carsificazione dell'ammasso calcareo, seppure iniziata all'epoca dell'emersione della catena (traslazioni e scorrimenti interstrato con formazione di aperture utilizzabili dall'acqua), abbia assunto caratteri significativi per estensione e dimensioni solo nel Pleistocene Inferiore, quando vi sono chiari indizi che testimoniano l'esistenza di un sistema di condotte sifonanti. Questo sistema, che non appartiene al circuito idrico attuale ma ad una carsogenesi relitta precedente l'impostazione del corso d'acqua torrentizio che origina il circuito idrico in esame, assume particolare importanza nel condizionare le direzioni di sviluppo e nell'ampliare le cavità del complesso carsico.

Paleocondotte [Pleistocene Inferiore pre—Mindel ?]

All'inizio del Pleistocene inferiore la piana del F. Aterno è sede di un vasto bacino lacustre (Bosi e Bertini 1977; Bosi e Bertini, 1989; Bosi, Galadini, Bertini, 1989), formatosi all'interno di una conca intramontana bordata dal rilievo carbonatico dei Monti D'Ocre a Sud e della Catena del Gran Sasso a Nord, con numerosi apporti da entrambi i versanti in forma di delta-conoidi, detriti ed attiva sedimentazione limoso-sabbiosa. L'assetto del reticolo carsico nel massiccio calcareo dei Monti D'Ocre è caratterizzato da un sistema di paleocondotte, il cui sviluppo appare orientato, congruentemente al paleoreticolo idrografico, da S verso N almeno nelle adiacenze del Lago Aquilano. Ne deriva che il lago ha assunto funzione di livello di base locale della circolazione idrica superficiale e sotterranea. I caratteri di freaticità indicano una carsogenesi di falda idrica convergente nella piana con una rete carsica a basso gradiente (circa 0.5 - 1 m/Km), non

necessariamente alimentata da parte del reticolo di scorrimento idrico superficiale. Conseguentemente l'assetto idrogeologico regionale è sostanzialmente diverso da quello attuale, che oggi si presenta orientato da WNW verso ESE e privo di travasi laterali significativi verso Nord. La presenza di altri due ingressi, disposti alle quote di 800 e 760 m s.l.m. sopra l'attuale emergenza (700 m s.l.m.) indicano lo sviluppo di livelli carsici superiori a quello attuale, da collegarsi alle variazioni del livello idrico del Lago Aquilano durante il Pleistocene Inferiore ed ai movimenti di sollevamento regionale dell'Appennino carbonatico.

Indizi morfologici della migrazione del livello di base si colgono nella trasformazione delle paleocondotte da cavità subcircolari - ellissoidali a gallerie dal fondo piatto ed a deflusso laminare (Sala del Silenzio, Grotta dei Briganti).

Al termine del Pleistocene Inferiore, prima dell'avvento della glaciazione mindeliana, la scomparsa del Lago Aquilano determina anche una trasformazione radicale della rete carsica che, da condizioni di falda idrica, evolve costruendo un nuovo circuito ad un livello inferiore ai precedenti e disposto in condizioni vadose con un regime di alveo torrentizio alimentato dalla cattura della rete di scorrimento idrico superficiale. Tale trasformazione appare strettamente connessa all'accentuazione dell'attività tettonica e del tasso di sollevamento regionale della catena. Indubbiamente la scomparsa del Lago Aquilano, comporta:

- ⇒ la distruzione del paleoreticolo idrografico superficiale;
- ⇒ il cambio nella direzione del deflusso idrico sotterraneo che, da un assetto di convergenza verso la piana dell'Aterno, si rivolge verso ESE assumendo l'attuale configurazione;
- ⇒ l'abbassamento del livello di base della falda idrica di centinaia di metri.

Lo sviluppo di nuovi recapiti della circolazione nei sistemi idrogeologici e idrografici può trovare spiegazione in una diversificazione del tasso di sollevamento tra la conca aquilana e quella di Popoli. Le eventuali conferme a tale ipotesi andrebbero ricercate nell'attuale assetto idrodinamico ed idrochimico della rete carsica freatica profonda e nell'analisi geomorfologica delle conche.

All'epoca della scomparsa del lago Aquilano possono forse ricondursi la formazione ed accrescimento delle macrodoline subcircolari ed ellissoidali che, con forma di scodella ed imbuto, bordano per una profondità di circa 3 Km i versanti meridionali e settentrionali del lago aquilano. Tali doline, impostate sia nei litotipi calcarei cretaci e miocenici che sui depositi quaternari ghiaioso - conglomeratici, costituiscono a luoghi (quote inferiori ad 800 m s.l.m.) i sistemi di inghiottitoi che hanno concorso alla scomparsa del lago, a luoghi fenomeni paracarsici innescati dal rilascio tensionale e dalla conseguente deformazione gravitativa dei versanti. Le doline poste alle quote più basse si collocano in corrispondenza di cavità sotterranee profonde e, in tempi storici, registrano il proseguo dei fenomeni di sprofondamento. Alcuni casi esaminati mostrano fenomeni successivi di ampliamento per modellamento glacio-carsico (doline a quote poco superiori ai 1000 m s.l.m.). Tale elemento consente di datare l'esistenza di queste

macroforme in un'epoca antecedente alla glaciazione rissiana (dato che i ghiacciai wurmiani sono disposti a quote superiori ai 1500 m s.l.m.). Anche la Valle di Stiffe, antistante l'emergenza, sembra originarsi come dolina imbutiforme. La Valle infatti ha una forma composita, con un nucleo centrale ellissoidale profondo oltre 70 metri, la cui forma è stata parzialmente obliterata sia dai fenomeni di erosione lineare delle acque che dall'innesco di processi gravitazionali sui bordi.

Condotta sommitale [Mindel?]

Nelle Grotte di Stiffe, l'approfondimento della falda carsica determina una sostanziale riduzione delle portate idriche in circolazione e l'insorgere di nuove aree di alimentazione strettamente connesse al reticolo di scorrimento idrico superficiale: si determina l'attivazione della rete di inghiottitoi che caratterizza l'Altopiano delle Rocche e le aree limitrofe. In quest'epoca si colloca l'impostazione della "condotta sommitale" sifonante, particolarmente evidente nella zona Ramo Fossile - Canyon. Non si possiedono chiari indizi per la zona di ingresso. La forma ellittica è la più diffusa, caratteristica di un processo di erosione interstrato sotto l'effetto del carico idraulico, compatibile con le modeste pressioni dell'acqua probabilmente esistenti e certo non confrontabili con le condizioni di carico idrostatico (zona freatica) connesse alla genesi delle paleocondotte ellissoidali - subcircolari.

Impostazione dell'alveo [Interglaciale Mindel - Riss?]

La deglaciazione comporta un progressivo incremento del deflusso che, correlato al processo di sollevamento della catena, determina una sensibile ripresa dei processi di escavazione lineare torrentizia. L'impostazione dell'alveo assume tuttavia aspetti diversi nei vari settori del complesso carsico:

- nel Ramo Fossile - Canyon l'alveo deriva dall'approfondimento progressivo della condotta;
- nella sala della Cascata movimenti trasdistensivi determinano l'impostazione di una serie di stramazzi e di due piccole cascate separate da un tratto a rapide;
- nella sala dei mammelloni la disarticolazione della condotta origina un nuovo tratto sifonante che occupa anche la Sala del Silenzio;
- inizia la costruzione del ramo iniziale che collega l'attuale ingresso alla Sala del Silenzio.

In questo periodo la caratteristica di maggiore rilievo è data dall'impostazione di una serie di cascate, due delle quali nella Sala del Silenzio, due nel tratto a valle, un'altra nella Sala del Lago Nero, un'altra, alquanto incerta, nel Ramo Fossile. Tali cascate evidenziano un approfondimento del livello carsico di 15-20 metri che si origina per la disarticolazione della condotta sommitale. Tale approfondimento non si realizza con il totale abbandono del precedente sistema ma, in molti settori, lo cattura parzialmente ringiovanendolo e mantenendolo idricamente attivo. Ciò è connesso ai movimenti di significative porzioni dell'ammasso calcareo tra la Sala del Silenzio ed il Canyon che, in relazione soprattutto agli spostamenti verticali, preservano l'attività idrica degli ambienti

a monte fossilizzando quelli a valle. Le dislocazioni sono di entità tale da far pensare a dislocazioni dei settori più epidermici del versante, controllate dalla gravità ed "innescate" dal sollevamento / inarcamento tettonico dell'area. In questo caso solo le porzioni esterne del circuito carsico (tra cui l'emergenza della condotta sommitale verso Nord) vengono distrutte dalla rototraslazione a blocchi dell'ammasso calcareo. È in questo periodo che si originano le fasce cataclasiche ad alta frammentazione osservabili all'esterno delle grotte e che isolano blocchi progressivamente più ruotati verso la Piana del F. Aterno.

Questi eventi determinano la contemporanea esistenza di ambienti evoluti ed embrionali, in fase di accrescimento progressivo. Tale coesistenza risulta particolarmente evidente considerando la diversità dei caratteri geomorfologici ed il loro significato in termini di deflusso idrico per ciascuno dei settori in esame.

Nel Ramo fossile - Canyon il modellamento da corrente, che comprende il pavimento terrazzato della condotta, risulta congruente con uno scorrimento laminare delle acque che, tra l'altro, scolpisce il pavimento con numerosi microscolchi a larga maglia rettangolare. Nella zona del Lago Nero, l'approfondimento del deflusso comporta anche la trasformazione di un originario sifone tributario obliquo in una cascata con relativa sottoescavazione dell'alveo circolare. La presenza del getto della cascata concorre all'ampliamento della cavità.

Nella Sala della Cascata, precedentemente direttamente congiunta al Canyon, si hanno macroscopiche evidenze dell'azione di un sistema di discontinuità, parallelo al versante, che determina la disarticolazione verticale e laterale della sala di circa 10 metri (movimento obliquo di taglio puro). In tal modo si attua l'inserzione di un nuovo sifone (La Sala delle concrezioni - Zona a Scallops), disposto parallelamente a questo sistema di discontinuità, che conserva il collegamento idrico tra gli ambienti. L'originario sviluppo lineare delle paleocondotte e della galleria risulta conseguentemente dislocato lateralmente e verso il basso. Infatti presso la volta si osserva, in alcuni ripiani, i resti relitti dell'antico livello di scorrimento idrico. Tale livello è perfettamente conservato in un cunicolo disposto 15 metri sopra l'alveo attuale, totalmente isolato da questo circuito carsico, a valle della Sala della 1ª Cascata, dove è percorribile per circa 50 metri in direzione della Sala del Silenzio. Seppure con alcune incertezze, l'ambiente originario dovrebbe comporsi inizialmente di un lungo sifone interstrato. Tale sifone evolve rapidamente ad alveo a causa di processi di crollo della volta che allargano l'ambiente verso l'alto. Questo alveo appare sin dall'inizio segmentato da una serie di gradini e/o stramazzi, il primo dei quali si colloca all'uscita dal sifone della Sala delle Concrezioni, il secondo in corrispondenza dell'attuale parete della cascata, il terzo presso il bordo meridionale del lago attuale e forse un quarto presso l'ingresso alla sala, al passaggio alla Sala a Mammelloni. Le altezze dei salti sono modeste, dell'ordine di qualche metro per un dislivello complessivo non superiore a circa 10 metri. La presenza di questi "salti", oltre a causare una sottoescavazione dell'alveo irregolare (effetto "rapide") e secondo vortici, occultata le evidenze del corso d'acqua con una serie di laghi di piccole dimensioni e profondità: per tale motivo in tale tratto si riconoscono soltanto piccoli ripiani effet-

to di un locale approfondimento interstrato. Poiché si tratta di dislocazioni con movimento obliquo, ne deriva la sconnessione della rete carsica più antica ed idricamente inattiva. Nell'alveo lo scorrimento delle acque consente il continuo riaggiustamento del corso e la preservazione del collegamento tra ambienti adiacenti.

Nella Sala del Silenzio vi è l'impostazione di due paleocascate che traggono alimentazione dal livello carsico della condotta sommitale e vi è un collegamento a sifone con gomito verso il basso su entrambi i lati della cavità.

Il tratto di valle, sino all'attuale emergenza, si origina con l'impostazione di due paleocascate, la prima adiacente alla Sala del Silenzio (II paleocascata), la seconda presso la "Scaletta Speleologica". Tali cascate, idricamente non congiunte tra loro, originano progressivamente profondi bicchieri, e sifoni di collegamento tra esse e con l'esterno. Progressivamente si crea un lungo sifone di collegamento che, solo nel settore dell'emergenza, viene totalmente trasformato dai processi erosivi successivi.

Nel settore tra l'ingresso e la Scaletta speleologica, fenomeni di erosione regressiva, controllati dall'energia di rilievo e dai movimenti relativi tra il versante e la piana del F. Aterno, determinano un approfondimento dell'alveo che oblitera le forme originarie del condotto sifonante. In quest'epoca possono ricondursi molte delle cupole gliptogenetiche che caratterizzano la volta nella zona Ingresso - Meandri. I numerosi crolli sono infatti causati dai rilasci tensionali connessi alle pulsazioni delle sovrappressioni interstiziali e pongono in evidenza l'insorgere di un regime impulsivo nell'alveo: durante le piene il corso d'acqua assumeva i caratteri del sifone con movimenti dell'acqua in forte pressione mentre, durante le magre, il deflusso era laminare e poco veloce, in grado di modellare la volta e le pareti con indicatori di paleocorrente (scalops). Le pulsazioni del regime di deflusso inducono repentine ed importanti variazioni della pressione interstiziale all'interno delle fessure allargandole e innescando i crolli della volta. Nel settore a monte della scaletta speleologica, invece, il deflusso è ancorato al carico idraulico e vi è un lungo tratto (circa 120 metri) sviluppato come sifone. La trasformazione di questo sifone in alveo (termine dell'interglaciale ?) avviene progressivamente con lo sviluppo del regime di alveo torrentizio dalla zona della II paleocascata verso valle.

[Riss?]

La glaciazione rissiana si estende con un limite delle nevi perenni a circa 1500 m s.l.m. ed un fronte glaciale che invade l'Altopiano delle Rocche ricoprendolo di ghiaccio. I ghiacci rissiani sono ascrivibili, per tipologia, ai ghiacciai caldi, dotati di modesto potere abrasivo ma ampio e veloce movimento con un ricco corredo di torrenti proglaciali e subglaciali. Sono le fluttuazioni della fronte glaciale che registra fasi di espansione e ritiro a determinare, nella cavità carsica, stadi di grande energia di deflusso alternate a periodi di "crisi" idrica e di occlusione della cavità. Nell'anaglaciale la grotta subisce un iniziale depauperamento idrico che ingenera l'approfondimento ed un diffuso, per quanto poco sviluppato in altezza, stadio di alveo torrentizio. Solo brevi tratti di sifone rimangono tali. L'avanzata dei ghiacci comporta il progressivo avvicinamento

della fronte dei torrenti proglaciali agli inghiottitoi e, conseguentemente, una gran quantità di detrito viene mobilizzata sull'Altopiano delle Rocche e migra all'interno del circuito carsico. Tale processo da un lato determina la progressiva occlusione parziale di alcuni inghiottitoi e totale di altri e, dall'altro una grande disponibilità idrica del sistema carsico. L'avanzata ed il ritiro dei ghiacci durante il Riss si ripete varie volte, almeno per i due stadiali in cui è suddivisa questa epoca (Riss I e II). Conseguentemente l'incremento - decremento del deflusso, ripetutosi varie volte, imprime peculiari caratteri all'alveo in roccia dentro le grotte di Stiffe. Infatti con la fronte glaciale lontana dagli inghiottitoi il trasporto solido è concentrato nelle zone antistanti il ghiacciaio e le grotte registrano un aumento della portata idrica connessa ad una sostanziosa alimentazione permanente delle acque di fusione dei ghiacci. Nel complesso carsico tali acque determinano l'impostazione di un corso meandriforme che tende a scavare lateralmente il proprio letto per l'eccesso di energia disponibile da disperdere prima dell'emergenza. La propagazione della fronte glaciale comporta anche l'avanzata del fronte di deposizione detritico che si porta a ridosso degli inghiottitoi. In questa fase vi è deposizione ghiaioso-ciottolosa in tutta la cavità, segnalata dai depositi ciottolosi del Canyon e della Scaletta speleologica. Si forma inoltre anche il deposito ciottoloso della II paleocascata. Il complesso carsico, per la parziale chiusura degli inghiottitoi registra un progressivo decremento delle portate. Il deflusso si riduce ad uno scorrimento laminare e lento di acque fredde. È questo il periodo favorevole allo sviluppo del concrezionamento che, alimentato dallo stillicidio, possiede ora gli spazi necessari per svilupparsi. Tale concrezionamento si innesca soprattutto negli ambienti più ampi, all'interno della Sala del Silenzio e della I^a Cascata. Di questo ciclo, che probabilmente ebbe grande diffusione, permangono solo le colate stalagmitiche alle quote più alte a causa dei successivi fenomeni di crollo della volta e di erosione dell'alveo. Inizialmente questo concrezionamento è caratterizzato da diffuse impurità sedimentarie limose - argillose, che sono particolarmente evidenti specie sulle superfici delle colate stalattitiche.

I movimenti lungo i sistemi di dislocazione precedentemente esaminati sono attivi anche in questo periodo e comportano soprattutto traslazioni orizzontali della zona Sala delle Concrezioni - Sala della I^a Cascata e presso il Sifone Terminale. Infatti, in questo periodo, si ha l'attivazione del Sifone terminale (da parte dell'Occhio fossile) che affianca il circuito preesistente di provenienza delle acque (Ramo fossile). Entrambi sono idricamente efficienti. Nella Sala della I Cascata si sviluppa il salto principale e si accentua lo stramazzone posto al passaggio con la Sala a Mammelloni.

[Deglaciazione rissiana?]

Nel tardiglaciale rissiano, probabilmente per effetto di fenomeni di gelo-clastismo e per l'azione concomitante dei movimenti lungo i sistemi di fratture si ha la messa in posto di grandi frane che congiungono frammenti degli ambienti superiori ed alterano lo sviluppo dell'alveo in roccia. A questo periodo si fa risalire la frana che altera il profilo originario del passaggio Sala dei Mammelloni - Sala della I^a Cascata ed alcuni eventi minori nella Sala della Frana. A questo periodo si ascrive, inoltre, la congiunzione

della volta con il pavimento della condotta nella Sala del Silenzio (cattura di un frammento di paleocondotta). L'alveo è preservato alle quote minori da un setto roccioso di circa 5 metri di spessore. L'attivazione del Ramo Attivo è accelerata dai movimenti che tendono a separare la Sala della Frana dal Lago Nero ed introducono ulteriori dislivelli in questo tratto di cavità.

La deglaciazione comporta anche un incremento del deflusso e lo sviluppo di una nuova fase erosiva che incide i depositi ciottolosi apportati dai corsi proglaciali e subglaciali all'interno del complesso carsico. Il processo di approfondimento si esplica a luoghi con una escavazione laterale, generalmente con una rettificazione dell'alveo. In questo momento le Grotte di Stiffe possiedono l'attuale emergenza. La Sala della Cascata, la cui configurazione è simile all'attuale ma senza l'espansione laterale connessa ai processi gravitativi in sinistra idrografica, e la Sala dei Mammelloni sono connesse alla sala del Silenzio mediante un alveo pronunciato. Quindi le Grotte di Stiffe hanno assunto una configurazione planimetrica simile a quella odierna con una quota di scorrimento, al suo livello più depresso, variabile da circa 3 metri sull'alveo attuale nel Canjon a circa 1.5 m presso l'ingresso. In questo periodo si sviluppa il II ciclo di concrezionamento, caratterizzato dall' "evento ferrifero".

"L'evento ferrifero", la cui formazione richiede flussi idrici molto lenti ed acque fredde, costituisce un momento di particolare concentrazione di ioni Fe e Mn nelle acque. Tali ioni si originano dai processi di dilavamento di un suolo ricco in ioni Fe e Mn originatosi all'inizio dell'interglaciale rissiano da depositi di sostanza organica formati nel bacino lacustre sull'Altopiano delle Rocche. Evidentemente la glaciazione rissiana ha determinato la distruzione della foresta sull'Altopiano delle Rocche e si sono originati grandi depositi vegetali all'interno del bacino lacustre. L'evento ferrifero costituisce quindi un indicatore della deglaciazione rissiana e risulta precedente alla massima espansione del deflusso idrico che si registra durante l'interglaciale.

[Interglaciale Riss - Wurm ?]

L'incremento dei volumi defluiti avviene in modo progressivo e realizza un alveo, localmente interessato da meandri a causa degli ostacoli frapposti dai volumi franati dalla volta e dalle pareti (per esempio Sala dei Mammelloni). Il livello centrale di questo approfondimento presenta infatti la maggiore sezione con una escavazione delle pareti calcaree ed oscillazioni del corso. Queste ultime indicano un eccesso di energia nelle acque disponibile per l'erosione. L'abbondanza di acque in circolazione comporta anche il ricoprimento con limo argilloso e sabbie fini grigiastre delle precedenti concrezioni più esposte alle acque (Occhio della Cascata ed Ingresso della Cascata) ed il III ciclo di concrezionamento ne risulta condizionato nella diminuzione di spazi disponibili per il libero accrescimento. In questa fase, si osservano colate stalattitiche e stalagmitiche sospese o poste a rivestire i ripiani alle quote maggiori. Tale concrezionamento segna la fossilizzazione della II^a paleocascata, delle paleocascate della Sala del Silenzio e di quella del Lago Nero.

L'approfondimento dell'alveo e la sua rettificazione comporta lo sviluppo di una

superficie di erosione in roccia circa a 3 metri sull'alveo attuale. I tratti sifonanti permangono solo in qualche tratto, rispettivamente di 10 e di 20 metri, a valle della Sala del Silenzio, presso la zona a Scallops ed al Sifone Terminale. Quest'ultimo subisce in questa fase una grande evoluzione che determina, alla fine dell'interglaciale Riss - Wurm, l'esistenza di una cascata alimentata dall'impostazione di un nuovo "occhio". In quest'epoca viene attribuito lo sviluppo di un terrazzo in roccia, a circa 5 metri sul livello di deflusso attuale, che testimonia il livello idrico del lago nella Sala della II^a Cascata. La fossilizzazione della precedente fonte di alimentazione si realizza in modo progressivo, completandosi nell'epoca successiva.

[La glaciazione wurmiana ?]

L'avvento della glaciazione segna una nuova diminuzione del deflusso che, unitamente ai movimenti relativi piana - versante, determina l'innescio di una nuova fase di approfondimento. Nella fase anaglaciale l'erosione ha collocato il livello di base a circa 2 metri sull'attuale, restringendo ulteriormente la sezione di deflusso dell'interglaciale riss-wurm. È in questa fase che si sviluppa il concrezionamento dell'alveo con la messa in posto di stalattiti e stalagmiti di grandi dimensioni (Mammelloni).

Durante la glaciazione le acque di fusione dei ghiacci determinano un'espansione dei deflussi con l'edificazione di nuovi meandri. Si origina il terrazzo in roccia di maggiore ampiezza laterale nel Canyon e l'escavazione laterale nella Sala dei Mammelloni. La glaciazione wurmiana, analogamente alla precedente, comporta un diffuso apporto solido che, in concomitanza con il decremento delle portate di scorrimento idrico sotterraneo legato alla parziale otturazione degli inghiottitoi, origina un nuovo ciclo deposizionale. La sedimentazione è tuttavia ridotta e nella zona del Canyon è limitata alla costruzione di un deposito alto circa 2 - 3 metri, che ricopre pressoché interamente la superficie di erosione in roccia. Questo deposito, di cui non resta traccia nelle altre cavità, può essere sepolto ai corpi di frana impostati nella Sala della Cascata e nella Sala del Silenzio mentre, negli altri ambienti (Ingresso, Sifone, Sala delle concrezioni, zona a scallops, pseudosifone terminale), le caratteristiche di sifone o di funzionamento da sifone durante le piene non consentivano la preservazione a lungo del deposito. Nella zona a scallops tuttavia l'esistenza del deposito innalza il deflusso idrico che perviene alla volta e modella e/o ringiovanisce le lame per allargamento di fratture. Anche il Wurm è caratterizzato da importanti dislocazioni tra cui quella che attiva l'occhio attuale della II Cascata e quello che, distanziando la Sala della Frana dal Lago Nero, porta alla costruzione di un nuovo sifone (il III pseudosifone).

Nel Wurm III (?), acme della glaciazione, si determina un calo dei livelli idrici e si sviluppa un diffuso concrezionamento bianco-latteo con colate stalagmitiche nella Sala della I^a Cascata, nell'Occhio, all'ingresso della zona a Scallops, nel tratto di ingresso. Nel Sifone terminale in questo periodo il concrezionamento fossilizza del tutto la precedente apertura idricamente attiva.

[Tardiglaciale wurmiano?]

La deglaciazione comporta la reincisione dei depositi. Questi permangono solo presso alcuni interstrati lungo il Canyon e, soprattutto, sull'ansa del meandro all'imbocco del Lago Nero. I processi gravitativi, in tale periodo, assumono particolare rilievo con la messa in posto delle frane nel Ramo Fossile e nella Sala del Silenzio e nella Sala della I^a Cascata. Non è esclusa una loro attivazione sismica. Per cause del tutto analoghe a quelle relative all'evento ferrifero si ha l'avvento dell'evento a manganese che precede la fase di approfondimento subattuale. Gli ioni apportati dalle acque costruiscono una fascia colorata di nero sulle pareti e sull'alveo, rivestendo le concrezioni e fossilizzandole. Le colate nere sono relative al ciclo bianco-latteo rivestito dal manganese. L'incremento del deflusso che segna l'avvento del tardiglaciale comporta anche il raggiungimento e la parziale sommersione di molte concrezioni: la fascia nera sporca la base dei mammelloni e perviene a quota di circa 80 cm - 1.5 metri nei vari luoghi del corso attuale. Si impostano inoltre una serie di colate sopra i Mammelloni. L'accrescimento verso l'esterno delle colate determina poi l'estensione laterale dei mammelloni.

Oggi tale fascia nerastra è in fase di smantellamento per lisciviazione ma consente di visualizzare una conformazione del sistema poco diversa dall'attuale con livelli idrici superiori di circa 20 cm a quelli odierni. L'evento gravitativo più significativo in questo periodo è connesso alla messa in posto di una frana a blocchi nella sala che precede la II cascata: l'accumulo a grandi blocchi squadrati, movimentati secondo meccanismi di ribaltamento dalle pareti e crollo di bancate dalla volta riveste in parte i due terrazzi in roccia ed imprime un assetto squadrato alla cavità.

[Olocene?]

L'approfondimento del corso d'acqua connesso all'incremento di portata relativo alla deglaciazione origina un nuovo sistema di terrazzi di erosione. Non vi è traccia di questi terrazzi nelle zone impostate sui corpi di frana. Tuttavia è in questo periodo che, a causa dell'impostazione degli eventi di frana nei sifoni di accesso ed uscita presso la Sala del Silenzio, si verifica il modellamento erosivo e lo spianamento della volta nei cosiddetti pseudosifoni: il deflusso dell'acqua in parte si sovrappone ed in parte attraversa il corpo di frana. Il IV ciclo di concrezionamento nella Sala dei Mammelloni riveste il precedente e determina l'impostazione di una serie di colate che, per sgocciolio, rialimentano i mammelloni stessi. Nella Sala della Cascata il concrezionamento si fossilizza. La Sala delle Concrezioni assume l'attuale assetto con ampio concrezionamento stalattitico e stalagmitico. Eventi rilevanti sono costituiti da ulteriori eventi gravitativi nella Sala del Silenzio e nella Sala del Ramo Fossile che ampliano le cavità estendendole lateralmente per effetto del crollo di porzioni di parete. Tali concrezioni assumono il loro sviluppo rapidamente durante la fase del disgelo quando le portate tendono ad incrementare ma i livelli idrici nelle cavità permangono ancora a valori modesti.

L'alveo attuale si costruisce nel tardo-Olocene in condizioni di deflusso molto simili alle odierne per un processo di approfondimento. In varie parti del complesso carsico si osserva un piccolo terrazzo in roccia, di larghezza modesta (una decina di

cm), sviluppato con altezza variabile da circa 30 cm sino a 0 cm. L'esistenza di stramazzi in varie parti del complesso carsico evidentemente ha ritardato la propagazione dei fenomeni di erosione lineare per cui tale terrazzamento risulta a luoghi interrotto in questi tratti, secondo meccanismi ben collaudati precedentemente. Nella Sala della Frana vi è la messa in posto dei blocchi centrali per ribaltamento dalle pareti.

Nel sifone di uscita dalla Sala del Silenzio le acque scavano l'alveo laterale ricavando un sorta di condotto a sezione irregolare dal fondo piatto all'interno del corpo di frana.

Gli ultimi eventi morfogeneticamente significativi e di età storica sono quelli antropici:

- lo sbarramento artificiale per la captazione di acque a scopo idroelettrico, realizzato nel 1906;
- la costruzione del passaggio turistico (completata nel 1989).

Il primo, con un'altezza di sbarramento sino a circa 3 metri sull'alveo attuale, ha determinato l'innalzamento del livello idrico, con creazione di un invaso nei settori immediatamente retrostanti; nel sifone l'acqua perviene a circa 2 metri sull'alveo attuale e giunge sino al pseudosifone di collegamento alla Sala del Silenzio. Questa situazione permane sino al 1944, quando viene disattivato l'impianto.

La costruzione del passaggio turistico, oltre ad introdurre, con i tunnels artificiali, nuovi collegamenti tra gli ambienti, determina anche il rivestimento di molte superfici di terrazzamento in roccia (che restano visibili solo come argine dell'alveo) e l'abbassamento dell'alveo in alcuni tratti a volta bassa (sifone e pseudosifone).

ASSETTO ATTUALE

IDROGEOLOGIA

Le conoscenze idrogeologiche dell'area sono alquanto frammentarie, contraddittorie ed incerte. Nella zona compresa tra il Monte Sirente, la Piana del F. Aterno ed il Gran Sasso diversi autori (Celico, 1983; Boni et alii, 1986) identificano una serie di unità, con differenti direzioni di scorrimento idrico profondo e recapiti, ma senza delimitarne con certezza l'estensione e le eventuali relazioni di scambio idrico e, per tale motivo, viene definito il cosiddetto "Gruppo Idrogeologico del Gran Sasso - Sirente".

Nell'area dei Monti d'Ocre l'assetto della circolazione idrica è generalmente orientato parallelamente all'asse di sviluppo della catena ed ha il proprio livello di base principale nel F. Aterno, nell'area compresa tra Castelvecchio e Mulino Aterno.

Sulla base dei dati disponibili i Monti d'Ocre sembrerebbero una unità chiusa, idraulicamente sconnessa sia dalla dorsale montuosa del Monte Sirente che da M. Capra - M. Motola da fronti di sovrascorrimento. Questi fronti sottopongono l'unità idrogeologica ai depositi torbiditici messiniani ad Ovest e la sovrappongono ai carbonati di piattaforma e di transizione ed alle torbiditi arenaceo pelitiche ad Est. L'unità presenta un deflusso idrico sotterraneo orientato WNW-ESE con recapiti sia diffusi (incrementi in alveo del F. Aterno tra Molina Aterno e Raiano, pari a circa 1 mc/s) che puntuali (gruppo sorgivo di Mulino Aterno pari a circa 1.4 mc/s e gruppo di Raiano pari a circa 0.5 mc/s).

La falda idrica, investigata con una serie di perforazioni sino a 300 m di profondità, è posta a circa 90-100 metri dal piano campagna sull'Altopiano delle Rocche nei pressi dei centri abitati di Rocca di Cambio e Rocca di Mezzo e sembra costituire un acquifero sospeso tra superfici di accavallamento e ben distinto dalla circolazione della falda carsica di base principale. Infatti la struttura a scaglie parzialmente sovrapposte favorisce la compartimentazione laterale del deflusso idrico e genera acquiferi scarsamente trasmissivi per spessore e caratteristiche del reticolo di fratturazione - fessurazione.

In questo contesto il circuito idrico di Stiffe, a direzione prevalente circa N-S e quello, peraltro speleologicamente non esplorato, di Casentino, hanno l'emergenza a quote di 100 ÷ 150 metri sulla piana di Fossa - San Demetrio e di 300 ÷ 400 metri sul probabile livello freatico della falda carsica principale. Conseguentemente la rete carsica non dovrebbe essere sostenuta da falda idrica. Misure svolte nel periodo estivo (fine agosto 1993) hanno indicato portate all'emergenza (8 l/s) uguali a quelle in ingresso agli inghiottitoi trasmesse dal corso del Rio Gamberale. Ulteriori misure, svolte nel 1994, sia in forma spot che con il sistema di monitoraggio in continuo, indicano periodi di flusso idrico di base sostenuto nei quali è ammissibile e probabile un'interazione con la falda idrica presente nel substrato calcareo dell'Altopiano delle Rocche. Questa interazione risulta congruente alle quote della rete carsica e dell'acquifero sospeso nella zona dell'Altopiano delle Rocche. Precedentemente i risultati delle indagini svolte

nell'ambito del Progetto Speciale n° 29 della Cassa per il Mezzogiorno - progetto Risorse Idriche (Celico, 1983), hanno ipotizzato l'esistenza di un'alimentazione dell'emergenza di Stiffe da parte della falda idrica dell'Altopiano e dei Monti d'Ocre per un'aliquota del 30 % mentre il restante 70 % è stato attribuito alle acque del Rio Gamberale.

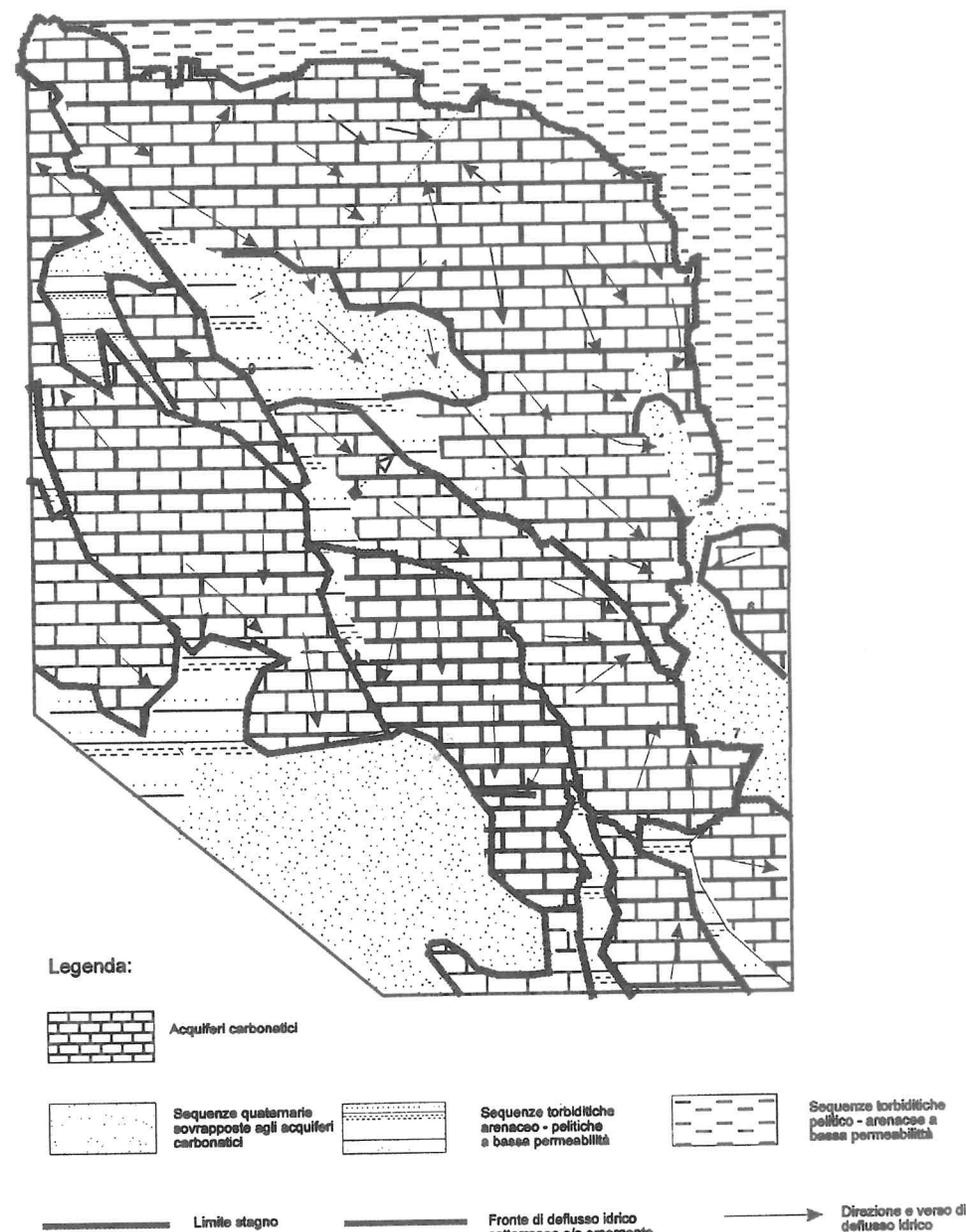


Figura 12: Schema della circolazione idrica relativa agli acquiferi carbonatici

CONTESTO CLIMATICO

Sull'Altopiano delle Rocche è presente un pluviografo - nivometro - termografo registratore, posto alla quota di 1278 m s.l.m., del tipo totalizzatore SIAP in funzione dal 1975 nel cortile adiacente l'abitazione del Sig. Deramo Orlando (Rocca di Mezzo). Questo equipaggiamento ha sostituito il precedente, in funzione dal 1937 a lettura diretta. Gli afflussi medi mensili e le temperature medie mensili, relativi al periodo 1975 - 1991, indicano un clima mediterraneo subappenninico temperato fresco con temperatura media annua inferiore a 9°C, una temperatura media mensile del mese più freddo pari a 0.7°C ed una escursione termica annua di circa 19 °C. Il regime di precipitazione, condizionato da una posizione interposta tra le catene del Gran Sasso e quella del Monte Sirente, presenta un afflusso totale annuo di 1065.5 mm con 98 giorni di precipitazione.

L'evapotraspirazione media annua, calcolata in base alla formula di Turk (1956), è di 486.14 mm (45.6 % della precipitazione totale). L'afflusso efficace, disponibile per lo scorrimento delle acque superficiali e l'infiltrazione efficace, risulta quindi pari a 579.36 mm.

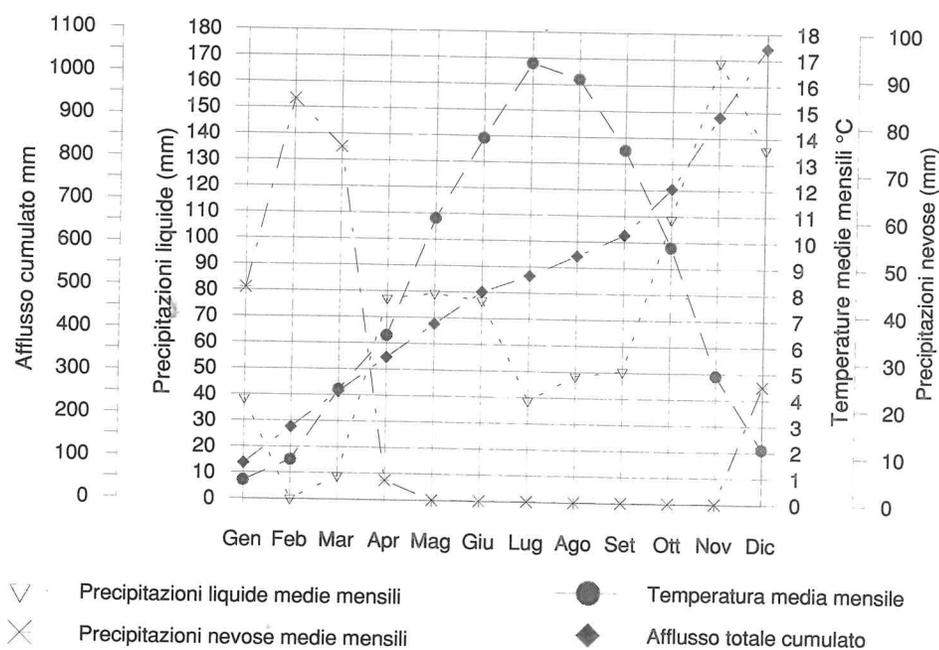


Figura 13: Precipitazione e temperature medie mensili del periodo 1975-1991 registrati dal pluviotermo-nivografo di Rocca di Mezzo

Ipotesi di bilancio idrogeologico

Il bilancio idrogeologico è stato redatto considerando che le portate di deflusso misurate a Stiffe, al netto del deflusso idrico di base (comprensivo delle aliquote trasmesse dalle fratture), costituiscono il fattore di ruscellamento superficiale R del bacino idrografico del Rio Gamberale e, in particolare, dell'Altopiano delle Rocche. Poiché tale aliquota è quella che si immette negli inghiottitoi di Pozzo Caldaio, risulta che:

$$IE+R = Q_{em} \text{ di Stiffe.}$$

Nel contesto dell'area endoreica dell'Altopiano delle Rocche si ha:

$$IE = PE = 579.36 \text{ mm} = 100 \%$$

Su una superficie di 21 Km² [A_{acq}] rispondente all'area di affioramento dei litotipi calcarei relativi all'Acquifero dei Monti D'Ocre, senza considerare i versanti esterni allo spartiacque idrografico della conca tettono-carsica, si ottiene una portata di deflusso medio annuo all'emergenza di:

$$Q_{em} = 12.16656 \cdot 10^6 \text{ mc/a} = 385.8 \text{ l/s}$$

Il ruscellamento R che alimenta il corso del Rio Gamberale (che nel periodo estivo è alimentato esclusivamente dagli scarichi dei depuratori presenti sulla piana) può calcolarsi sottraendo a tale portata quella relativa al flusso idrico di base dell'emergenza, desunta dall'idrogramma sorgivo:

$$R = Q_{em} - Q_{acq} = 385.8 - 135 = 250.8 \text{ l/s} = 7.909229 \cdot 10^6 \text{ mc/a} = 263.6 \text{ mm, pari ad un coefficiente di deflusso medio annuo di } 24.7 \%$$

In tal modo risulta che, relativamente alla conca endoreica, l'aliquota di assorbimento al suolo dell'altopiano e dalle fratture dell'ammasso roccioso affiorante è modesta e pari a 202.7 mm (19 % P o 34.9 % di PE). Se si estrapola tale valore ai versanti attraversati dalla rete carsica (4.5 Km² circa) si ottiene una portata trasmessa dalle fratture di:

$$Q_f = 0.91215 \cdot 10^6 \text{ mc/a} = 28.92 \text{ l/s}$$

Conseguentemente, il bilancio effettuato con questa tecnica fornisce i seguenti risultati:

$$IE = P - Ev_f - R = 1065.5 - 486.14 - 263.6 = 315.76 \text{ mm}$$

apportati dai sistemi di fratture e dai travasi dell'acquifero dell'Altopiano delle Rocche. L'infiltrazione efficace totale, comprensiva degli apporti provenienti dagli inghiottitoi è quindi: $IE_{tot} = PE = 263.6 + 315.76 = 579.36 \text{ mm}$ (54.7 % P).

Effettuando il bilancio in forma alternativa a partire dall'idrogramma sorgivo per il periodo 30.04.1994 - 04.04.1995 si desume che:

$$[Q_{em}] \text{ Portata totale media annua emergente a Stiffe} = 14.1597 \cdot 10^6 \text{ mc/anno} = 449 \text{ l/s}$$

$$[Q_f] \text{ Flusso idrico rilasciato da fessure} = 0.7884 \cdot 10^6 \text{ mc/anno} = 25 \text{ l/s} = 175.2 \text{ mm}$$

(rispondente ad una superficie di infiltrazione [A_f] pari a 4.5 km² ovvero all'area di rilievo calcareo all'interno della quale si sviluppa la rete carsica)

$$[Q_{acq}] \text{ Flusso idrico di base medio annuo} = 4.2479 \cdot 10^6 \text{ mc/s} = 135 \text{ l/s} = 202 \text{ mm}$$

(rispondente ad una superficie [A_{acq}] del bacino idrogeologico dell'acquifero dell'Altopiano delle Rocche di 21 Km² calcolata escludendo le aree di affioramento delle sequenze torbiditiche pelitico-arenacee e arenaceo - pelitiche e le parti di rilievo

calcareao appartenenti alla Catena del Monte Sirente, le cui acque di infiltrazione appartengono al contiguo Sistema Idrogeologico del Velino - Sirente e comprendendo le aree di versante soprastante le grotte di Stiffe)

$[Q_p]$ Flusso idrico impulsivo associato alle piene = $0.92038 \cdot 10^6$ mc/s = 30 l/s = 30.69 mm

(rispondente ad un bacino idrografico $[A_b]$ di 30 Km²)

$[Q_R]$ Portata media annua attribuita al ruscellamento (al netto delle piene) = $8.16782 \cdot 10^6$ mc/anno = 259 l/s = 272 mm (rispondente ad un bacino idrografico $[A_b]$ di 30 Km²)

Conseguentemente, tenendo in considerazione che la distinzione tra R e IE è puramente fittizia trattandosi di un'area endoreica, si ricava:

$$IE = \frac{Q_{acq}}{A_{acq}} + \frac{Q_f}{A_f} = 202 + 175.2 = 377.2 \text{ mm}$$

$$R = \frac{Q_p + Q_R}{A_b} = 30.69 + 272 = 302.69 \text{ mm}$$

$$PE = IE + R = Q_{em} = 377.2 + 302.69 = 679.89 \text{ mm con } IE = 55.4 \% PE \text{ ed } R = 44.5 \% PE.$$

Se si ammette che la precipitazione nell'anno di osservazione è nell'ordine di grandezza di quella media annua del ventennio '71-'91, allora questo bilancio indica una sovrastima dell'evapotraspirazione, calcolata con l'espressione di Turk, di 100.53 mm e l'evapotraspirazione risulterebbe pari a 385.6 mm mentre l'infiltrazione efficace totale $IE_{tot} = 679.89$ mm (63.8 % P).

Va tuttavia evidenziato che l'attendibilità di questo bilancio risulta inficiata dalla:

- ridotta serie temporale di osservazioni sulla portata idrica di Stiffe (1.5 anni con alcune interruzioni prolungate nelle registrazioni) che consente di stimare con incertezza il valore del deflusso medio annuo emergente;
- non corrispondenza temporale dei parametri meteorologici (gli ultimi dati del S.I. sono riferiti al 1991) con i dati del deflusso (le cui acquisizioni sistematiche iniziano nel 1994), che non permette di verificare il valore della precipitazione totale ed efficace.

Cronistoria delle misure

I dati in origine disponibili, riferiti a misure svolte all'emergenza dalla Cassa per il Mezzogiorno nell'ambito del P.S. 29-Risorse idriche, indicano un'elevata variabilità del regime di deflusso dell'emergenza, che presenta una portata massima stimata di 900 l/s, una media annua di 200 l/s ed una portata minima di 10 l/s (Celico, 1983). Dati della cassa del Mezzogiorno, PS n.29, riportano, per le misure effettuate all'emergenza:

7-10-1953 123 l/s con $T = 11$ °C

16-12-1977 393 l/s con $T_{aria} = 4$ °C e $T_{acqua} = 7$ °C resistività = 550 mO/m
Durezza totale = 36 gradi francesi
pH = 7.1

In questo contesto è stato quindi considerato di primaria importanza pianificare e porre in opera un sistema di rilevamento delle portate idriche in continuo.

I requisiti per le postazioni del sensore di velocità della corrente e di livello idrico sono differenti. Infatti, nel primo caso, occorre una sezione di deflusso con regime delle correnti rapide in cui l'alta velocità del flusso si attui in condizioni di moto laminare o assimilabile senza trasporto solido di dimensioni apprezzabili che possa danneggiare l'idromulinello. Ulteriore requisito ricercato per incrementare la significatività delle misure è stato di individuare una "sezione equivalente" della "sezione media" di deflusso della rete carsica in modo da osservare velocità circa corrispondenti a quelle medie dell'intera rete carsica.

Il sensore di livello idrico richiede requisiti meno vincolanti, sostanzialmente limitati all'assenza di moto ondoso o di increspature che possono indurre "rumore" nel segnale in acquisizione e al battente idrico di altezza adeguata (almeno 30 cm) anche in condizioni di magra estrema. Per tale motivo la ricerca di postazioni per questi sensori, vicine una all'altra, ha richiesto circa 3 anni di misurazioni nella rete carsica.

La sequenza operativa ha previsto inizialmente l'esame dei livelli idrici ottenuti da una serie di rudimentali aste idrometriche installate in differenti punti del circuito idrico, allo scopo di definire l'escursione del livello idrico nel corso dell'anno e l'energia associata allo scorrimento. Successivamente sono state svolte campagne di misure con idromulinello e sperimentazioni con traccianti per valutare le differenze in termini di velocità tra le sezioni precedentemente individuate e la rete carsica nel tratto compreso tra gli inghiottitoi e l'emergenza. In tal modo è stato possibile identificare le postazioni del sensore di livello idrico (IDR_0), quella del sensore di velocità della corrente (IDR_1) e quella per le osservazioni periodiche (IDR_2).

In particolare la cronistoria delle misure è la seguente:

- marzo 1992 - dicembre 1993: letture alle aste idrometriche ubicate presso l'ingresso della Sala a Meandri, con alveo roccioso di larghezza pari a 4 metri, circa a metà del percorso turistico, nella Sala a Mammelloni, con alveo ghiaioso di larghezza pari a 6 metri circa, e nel tratto finale del circuito turistico, nella Sala delle Concrezioni, presso un piccolo laghetto con alveo roccioso con larghezza della sezione di 2 metri;
- agosto 1993: sperimentazione con tracciante (NaCl) per valutare tempo di percorrenza e velocità del flusso idrico di magra;
- settembre 1993: verifica con idromulinello di perdite o acquisti in alveo nel tratto di rete carsica compreso tra il sifone e l'emergenza;
- ottobre 1993: misure di portata spot con costruzione di isotache di corrente in varie condizioni di flusso idrico alla stazione IDR_2 (105 metri circa dall'emergenza);
- novembre 1993: identificazione della postazione per il sensore di livello idrico IDR_0;
- marzo 1994: sperimentazione con tracciante (NaCl) per la velocità del flusso idrico nel tratto di rete carsica turisticizzato nel corso di una piena;
- dicembre 1994: identificazione della postazione per il sensore di velocità della corrente IDR_1.

CARATTERISTICHE DELLE POSTAZIONI DELL'IDROMETROGRAFO

All'inizio del periodo invernale la prima asta idrografica (Sala a Meandri) era stata strappata, la seconda era ancora in efficienza, la terza (Sala delle Concrezioni) era spaccata in corrispondenza del giunto di ancoraggio. Le verifiche sulla tenuta idraulica per il tratto di rete carsica posto a valle del sifone, è stata positiva con il seguente esito nelle misure di portata:

08-09-1993	sezione 1	7.6 l/s - ingresso paleosifone
	sezione 2	7.8 l/s - sala della I ^a cascata
	sezione 3	7.5 l/s - uscita Canyon
	sezione 4	7.8 l/s - ingresso Canyon
	sezione 5	8 l/s ingresso III ^o pseudosifone

Alcune differenze, peraltro nell'ambito degli errori della procedura di misura, sono riferibili ai tratti di alveo ghiaioso.

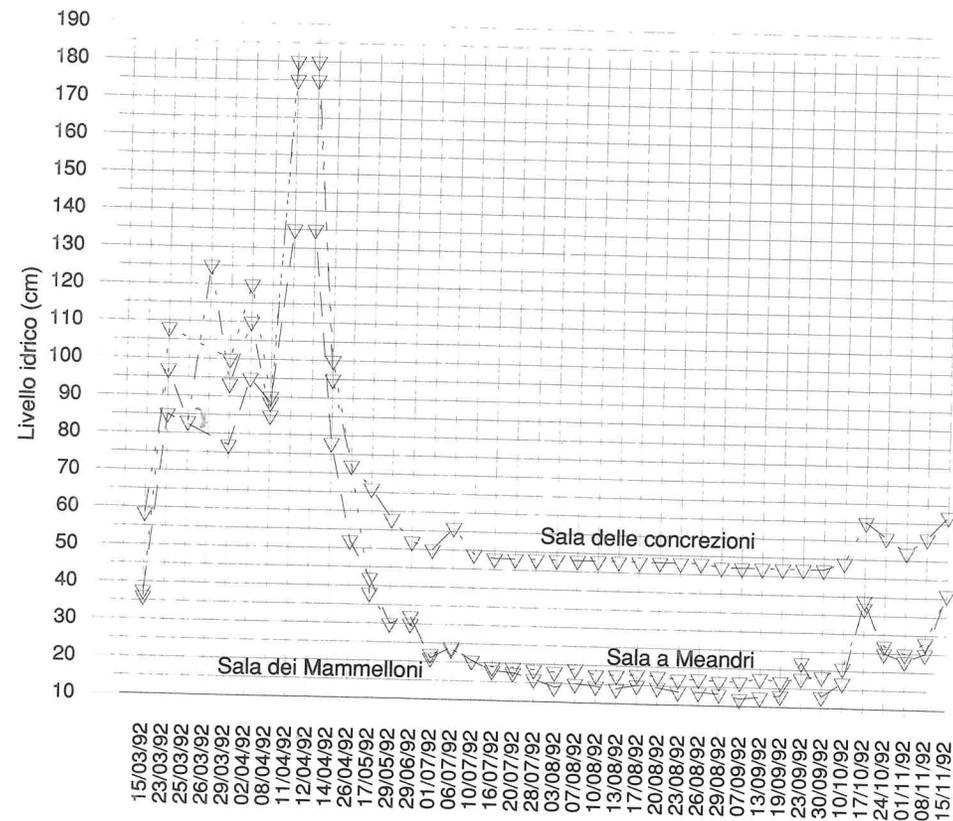


Figura 14: Livelli idrici osservati nel periodo 1992-1993.

Al termine di queste osservazioni, nell'ottobre del 1993 viene predisposta la prima stazione di riferimento per la misura delle portate spot con idromulinello, denominata IDR_2. Tale stazione, posta nella zona di uscita delle acque dal paleosifone, poco prima della scaletta speleologica, presenta alveo in roccia, liscio e privo di asperità per diversi metri a monte e tale da indurre a ritenere condizioni di moto laminare anche in piena.

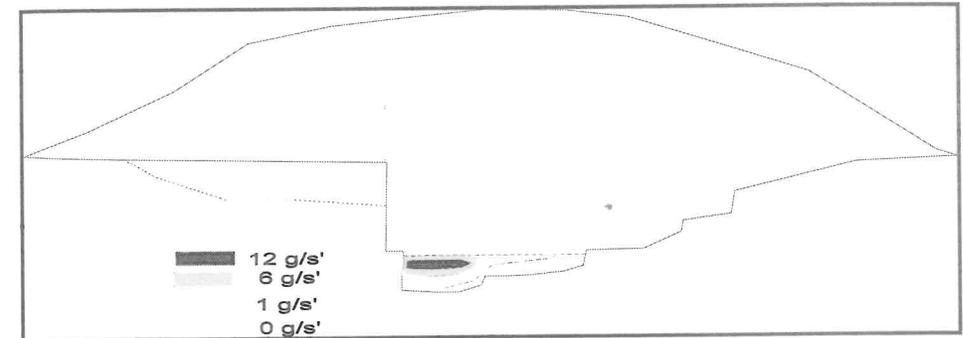


Figura 15: Isotache di corrente osservate il 28/08/93 alla sezione IDR_2.

Tabella 1: Caratteristiche della stazione IDR_2 per le osservazioni periodiche

Regime di scorrimento	livello idrico	sezione di deflusso	velocità della corrente al baricentro	velocità media della sezione	portata
	cm	m ²	m/s	m/s	l/s
laminare lento	40	0.45	0.3	0.12	54
laminare	77	0.54	0.56	0.32	173
rapido	95	0.88	0.65	0.49	431
turbolento	125	1.15	0.82	0.55	632

Successivamente, nella piccola ansa posta all'imbocco del paleosifone, viene identificata la postazione IDR_0 per il sensore di livello idrico. Attraverso un rilievo topografico di precisione sono stati desunti i parametri geometrici caratteristici della sezione.

La postazione per l'idromulinello (IDR_1) è stata individuata alla fine del 1994 ed è tutt'ora in fase di verifica sperimentale per quanto attiene la sua rappresentatività nei confronti dell'intera rete carsica. Il sensore si colloca all'interno del paleosifone, in una sezione con alveo in roccia trapezoidale modellato nella testata orizzontale di bancate calcaree con alveo ad assetto planimetrico lineare e fondo liscio, privo di sottoescavazioni. Le isotache di questa sezione, riferite ad una portata di 300 l/s, identificano un baricentro di corrente in posizione centrale, molto regolare nel bulbo di attenuazione (e quindi limitati attriti di fondo).

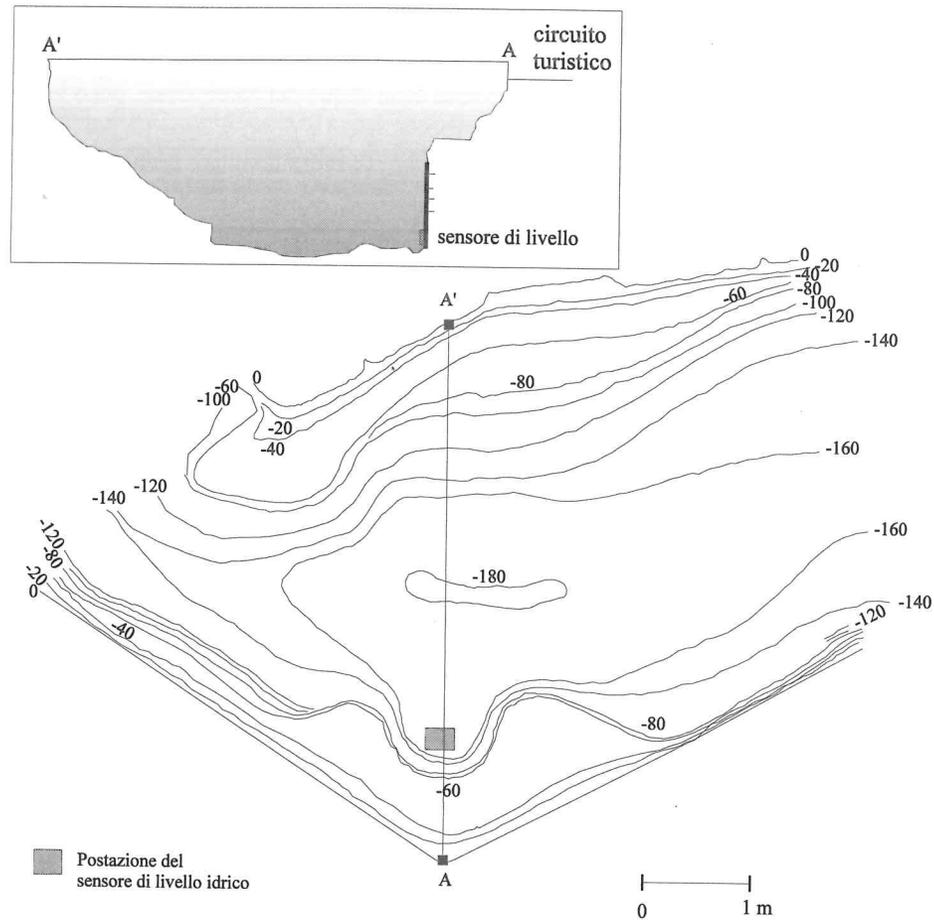


Figura 16: Caratteristiche morfologiche della sezione IDR_0

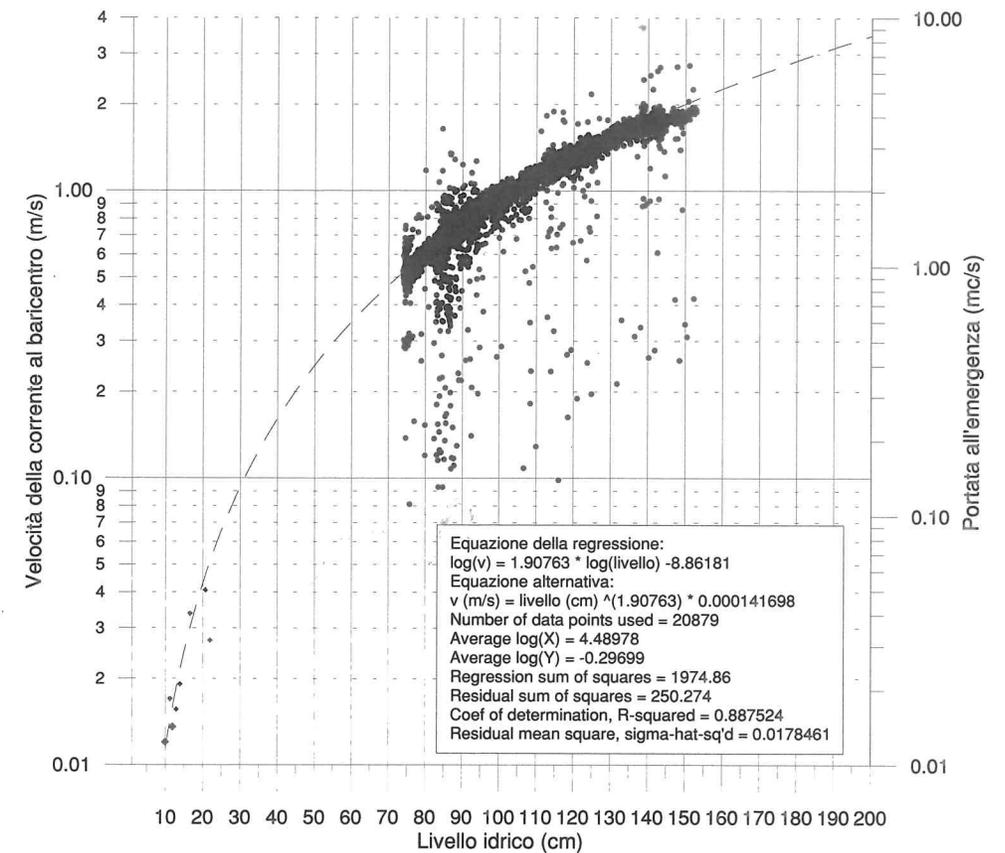
La costruzione della curva di taratura della stazione idrometrografica, tutt'ora in corso per i valori di portata più bassi, è stata compiuta mediante costruzione delle isotache di corrente alle due sezioni per varie situazioni di deflusso idrico. La velocità media della sezione liquida alla posizione dell'idrometrografo (IDR_0) è pari a circa 0.5 volte la velocità media della postazione dell'idromulinello (IDR_1). Nella figura seguente sono i valori ragguagliati delle misure di velocità in relazione al livello idrico. Successivamente, nota la portata e le caratteristiche geometriche della sezione di deflusso, sono state applicate le equazioni non lineari del moto uniforme per la valutazione dei coefficienti di scabrezza dell'alveo in varie condizioni di portata. In particolare è stata applicata la formula di Manning, esplicitandola in relazione al coefficiente di scabrezza dell'alveo per vari valori della portata:

$$n = \frac{A \cdot R^{2/3} \cdot I^{1/2}}{Q}$$

dove: n = coefficiente di scabrezza; A = sezione di deflusso bagnata, desunta dal rilievo

topografico; R = raggio idraulico medio della sezione, posto uguale al rapporto tra A/C ; C = perimetro bagnato, ottenuto dal rilievo topografico; I = gradiente topografico dell'alveo, desunto dal rilievo topografico.

I valori di n ottenuti, compresi tra 0.70 e 0.030, indicano che ai minori livelli idrici compaiono le influenze indotte dalla sezione di deflusso ridotta e dalla presenza di massi nei tratti antistanti la sezione di deflusso (sino a circa 25-30 metri a monte) e le irregolarità indotte dalla sinuosità dell'alveo. Ai livelli idrici maggiori, tali condizionamenti divengono trascurabili e sono più marcati gli effetti legati alle sponde subverticali.



Nella figura seguente sono le caratteristiche complessive della sezione e le portate idriche calcolate con le leggi del moto uniforme (Chezy). Le differenze ottenute rispetto alle portate effettivamente osservate indicano un errore del 18% alle portate estreme (circa 2 mc/s), attribuibile alle turbolenze che si instaurano nella sezione.

Fit Results

Fit 3: Power, $\log(Y)=B*\log(X)+A$
 Equation:
 $\log(Y) = -1.57631 * \log(X) + -2.40749$
 Alternate equation:
 $Y = \text{pow}(X, -1.57631) * 0.0900411$
 Number of data points used = 18
 Average $\log(X) = 0.0108854$
 Average $\log(Y) = -2.42465$
 Regression sum of squares = 13.2827
 Residual sum of squares = 0.0184432
 Coef of determination, R-squared = 0.998613
 Residual mean square, $\sigma\text{-hat-sq'd} = 0.0011527$

Fit Results

Fit 2: Power, $\log(Y)=B*\log(X)+A$
 Equation:
 $\log(Y) = 1.36556 * \log(X) + 1.06358$
 Alternate equation:
 $Y = \text{pow}(X, 1.36556) * 2.89673$
 Number of data points used = 8
 Average $\log(X) = -0.0379288$
 Average $\log(Y) = 1.01179$
 Regression sum of squares = 5.61118
 Residual sum of squares = 0.00696773
 Coef of determination, R-squared = 0.99876
 Residual mean square, $\sigma\text{-hat-sq'd} = 0.00116129$

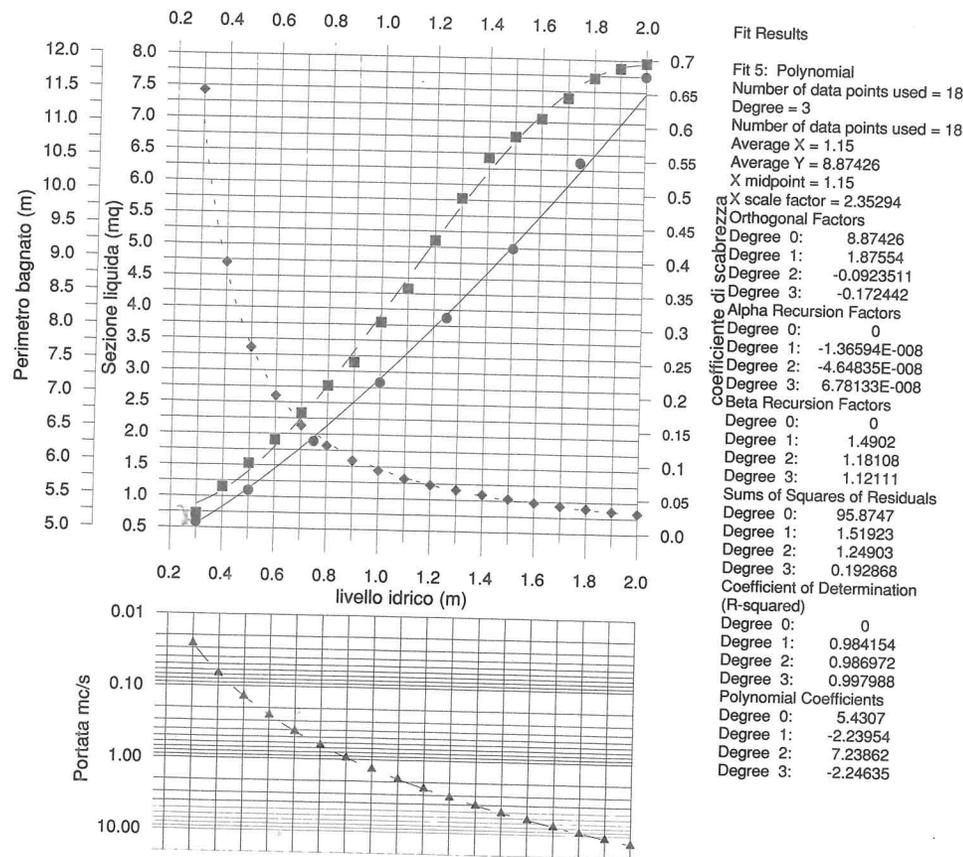


Figura 17: Caratteristiche idrauliche della sezione IDR_0

In questo contesto, quindi, la sezione di deflusso conserva quei requisiti ricercati di uniformità del moto anche alle portate maggiori, con un regime di deflusso complessivamente compreso tra il moto laminare delle correnti lente ($Q < 200$ l/s) e quello debolmente turbolento delle correnti rapide (sono a $Q \approx 7$ mc/s).

Prime sperimentazioni sulla velocità del circuito

Le sperimentazioni sulla velocità media del circuito idrico sono state svolte mediante l'impiego di traccianti salini (Soluzione satura di cloruro di sodio), immessi sia all'inghiottitoio che al termine del percorso turistico.

Il 23 agosto 1993 alle ore 10.40 è stato versato all'inghiottitoio n.3 - unico in attività ricetrice (alimentato da reflui urbani) 5 Kg di NaCl in soluzione satura. La conducibilità delle acque, da 720 si è innalzata a 1425. All'emergenza è stato collocato un conduttimetro registratore, compensato in temperatura, con tempo di acquisizione di 5 minuti. I dati acquisiti sono graficati nella figura seguente.

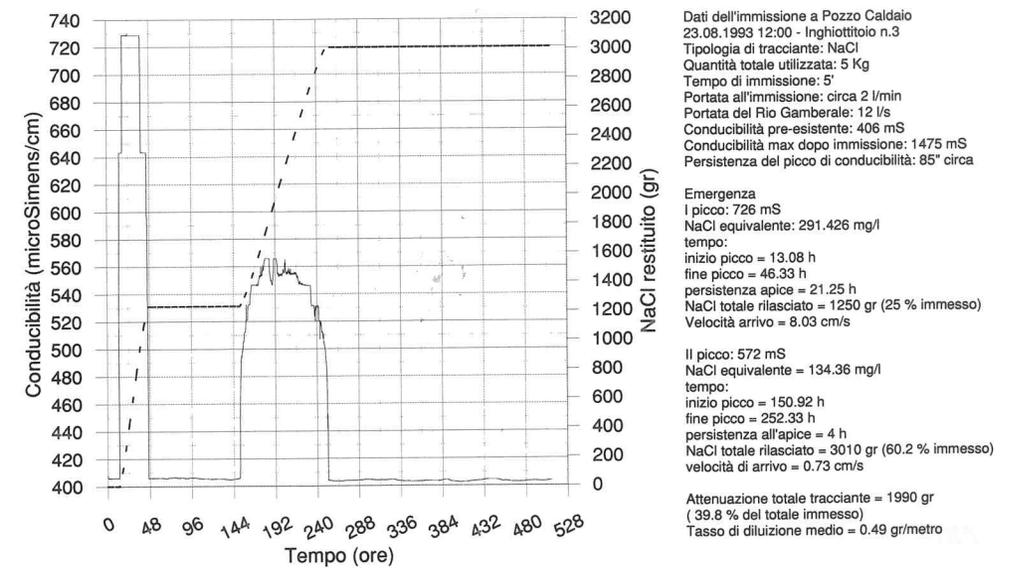


Figura 18: Risultati della sperimentazione con tracciante salino

L'andamento della conducibilità segnala l'esistenza di un circuito "lento" e di uno "veloce". Il primo picco raggiunge l'acme dopo 41,6 h e persiste per 24,15 h. Il secondo, più articolato e di valore assoluto inferiore, si registra il 30/8/93 con inizio alle 19h

15' e perviene al minimo in 14h e 35'. Seppure con oscillazioni, permane sino al 1/09/93 alle ore 19h e 30' quando la curva si riabbassa bruscamente.

La valutazione quantitativa delle quantità di NaCl rilasciate è stata effettuata trasformando l'incremento di conducibilità osservato in residuo fisso ed applicando le ben note formule di Rodier (1975) e di Richard - Nguyen Van Cu (1961) dopo opportuna correzione della conducibilità con la temperatura dell'emergenza. Le quantità di residuo fisso così ottenute sono state attribuite al solo NaCl immesso, date le condizioni di stazionarietà del flusso in entrata al sistema nel periodo di sperimentazione (23/08/1993 - 13/09/1993). In tali condizioni il circuito idrico, in fase di magra avanzata, presenta portata di 12 l/s con velocità media del flusso compresa tra gli 8 cm/s del primo picco (valutata ipotizzando una lunghezza totale della rete carsica di 4000 metri) e 0.7 cm/s del secondo picco. Una possibile interpretazione di questi risultati consiste nell'esistenza di un by pass idraulico nella rete carsica, alimentato parzialmente dal circuito principale. I calcoli relativi alle quantità di sale rilasciato indicano una restituzione del 60 % con un tasso di diluizione pari a circa 0.5 gr ogni metro in media con un'attenuazione totale di 1990 gr. I rapporti tra le quantità restituite ed il mancato rilascio, in considerazione di una portata in afflusso al sistema uguale a quella all'emergenza, indicano la probabile esistenza di laghi di piccole dimensioni (analoghi a quelli osservabili nel circuito turistico) in grado di svolgere la parziale diluizione.

Tuttavia va segnalato che lo strumento utilizzato (Thermos-data), posto a confronto con altra sensoristica tarata, è risultato in varie occasioni successive a questa sperimentazione poco affidabile.

La seconda sperimentazione, svolta con modalità analoghe nel maggio 1994, ha utilizzato il sistema di monitoraggio ed è stata compiuta per verificare le differenze di velocità del circuito carsico con quelle osservabili nella postazione che, successivamente, è stata scelta per l'idromulinello (IDR_1). In questo caso il circuito idrico, in fase di piena calante (evento del 18/05/94-20/05/94) presentava una portata di 570 l/s e la velocità ottenuta è risultata di 0.4 m/s su una distanza di 700 metri.

Le differenze di velocità del flusso con la precedente sperimentazione sono connesse alle diverse condizioni idrodinamiche. Lo scarto, dell'ordine di 100 volte, è una delle caratteristiche ben note dei circuiti idrici in rete carsica (Civita, 1990; Civita et alii, 1993; Forti, 1985).

PRIME ACQUISIZIONI DELL'IDROMETROGRAFO

I dati disponibili, relativi ai periodi di osservazione continuata 04/04/1994 - 21/06/1994 e 30/11/94 - 25/04/1995 indicano una grande variabilità del regime di deflusso dell'emergenza, del tutto analoga a quella corrispondente al corso d'acqua torrentizio del Rio Gamberale (l'indice di variabilità dell'emergenza sinora osservato risulta di 10.65). La portata, per il periodo 04.04.1994 - 04.05.1995, è risultata compresa tra un massimo di 5.5 mc/s e un minimo di 21 l/s, con un deflusso medio annuo valutabile in circa 500 l/s.

Purtroppo la caduta di un fulmine ha danneggiato il sensore idrometrico causando l'interruzione dell'acquisizione nel periodo estivo - autunnale (21.06.1994 - 11.11.1994). Per questo periodo si dispone di un'unica misura (07.09.1994) che dovrebbe corrispondere alla portata minima dell'anno della fase di fine esaurimento.

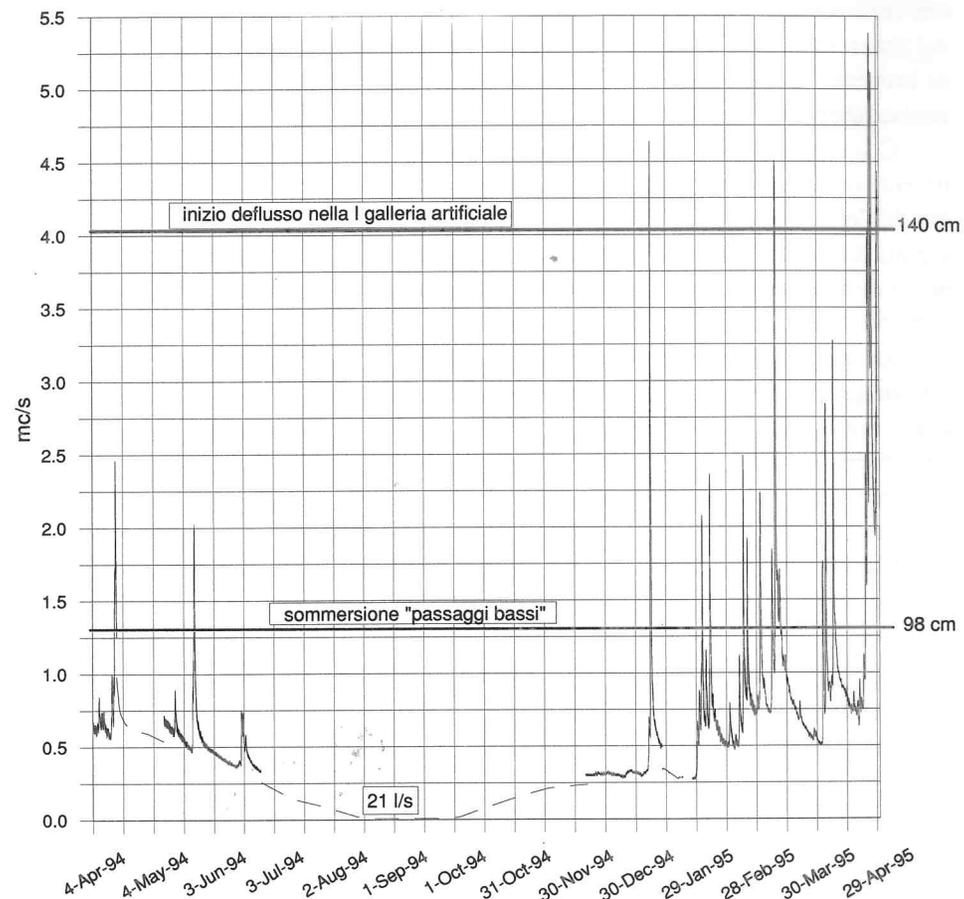


Figura 19: Idrogramma dell'emergenza di Stiffe

L'esame dell'idrogramma annuale registrato è sostanzialmente caratterizzato dalla sovrapposizione di una serie di eventi di piena su un flusso di base stagionalmente variabile, praticamente assente nel periodo estivo, quando la portata osservata è analoga a quella che si immette agli inghiottitoi di Pozzo Caldaio.

Queste evidenze hanno indotto all'impiego di tecniche di scomposizione dell'idrogramma sorgivo per la valutazione di quali contributi concorrono a costituire le portate osservate.

A partire dalle tecniche sviluppate dallo studioso cecoslovacco Molnar Ludovit (1970) e dall'Institute of Hydrology Crowmarsh Gifford Wallingford (1980), è stata messa a punto una tecnica rispondente all'interpretazione degli idrogrammi delle sorgenti carsiche con una risoluzione temporale più dettagliata (minuto) di quella normalmente utilizzata e disponibile (portata giornaliera). In particolare l'intervallo temporale con cui è possibile condurre l'analisi consente di evidenziare anche le minime variazioni del flusso idrico e di distinguere le aliquote rispondenti agli apporti a rapida circolazione immessi dagli inghiottitoi dai contributi relativi allo scorrimento subsuperficiale del bacino idrografico del Rio Gamberale.

Con queste tecniche di analisi i picchi in controtendenza che caratterizzano l'esaurimento del fenomeno di piena (regime di scorrimento influenzato successivo al passaggio dell'onda di piena) vengono attribuiti agli apporti a rapida circolazione (da 1 a 7 giorni) dai sistemi di fessure e fratture che alimentano la rete carsica mentre il flusso idrico di base viene identificato attraverso la congiunzione dei valori di portata minima corrispondenti alle fasi non influenzate dalla piena.

Identificate le componenti principali del deflusso idrico a diverso tempo di rilascio, sull'idrogramma permane una zona interposta tra il flusso idrico di base e gli apporti dagli inghiottitoi che dovrebbe attribuirsi alle acque a più lenta circolazione dell'epicarso e dalla zona insatura. Queste acque, infatti, generalmente si manifestano sulla curva tempo-portate in forma non individuale e con tempo più lungo di trasmissione (oltre i 5 giorni).

L'applicazione estensiva di questa tecnica di scomposizione dell'idrogramma mette in piena evidenza la presenza di differenti apporti nella costituzione della portata misurata. In particolare si distinguono:

1. aliquote di rapida circolazione in rete carsica, relative alle piene del Rio Gamberale e suddivisibili in "acque di scorrimento superficiale" e "acque di scorrimento subsuperficiali" (o "acque a più lenta scarica del bacino idrografico");
2. aliquota attribuibile sia "scariche" dai sistemi di fratture in regime influenzato dalle precipitazioni;
3. aliquota relativa ad apporti dall'epicarso a più lenta circolazione (risposta ritardata);
4. flusso idrico di base alimentato principalmente dall'acquifero sospeso dell'Altopiano delle Rocche.

I risultati ottenuti dalla scomposizione dell'idrogramma (fig. 20 e 21), che costituiscono un utile ipotesi di lavoro da sottoporre a conferma con i valori di portata in afflusso agli inghiottitoi, mostrano comunque l'esistenza di una sovrapposizione degli apporti idrici trasmessi dai diversi componenti del sistema (rete carsica, fratture, Rio Gamberale, Acquifero sospeso dell'Altopiano delle Rocche) che possiedono tempi di trasmissione differenti. L'effetto finale sull'idrogramma, generalmente composto da una laminazione dell'impulso meteorico iniziale, nel caso di eventi di piena temporalmente ravvicinati determina volumi di deflusso ben più sostenuti di quelli desumibili dal singolo evento di pioggia.

Risultati della scomposizione di un idrogramma di piena

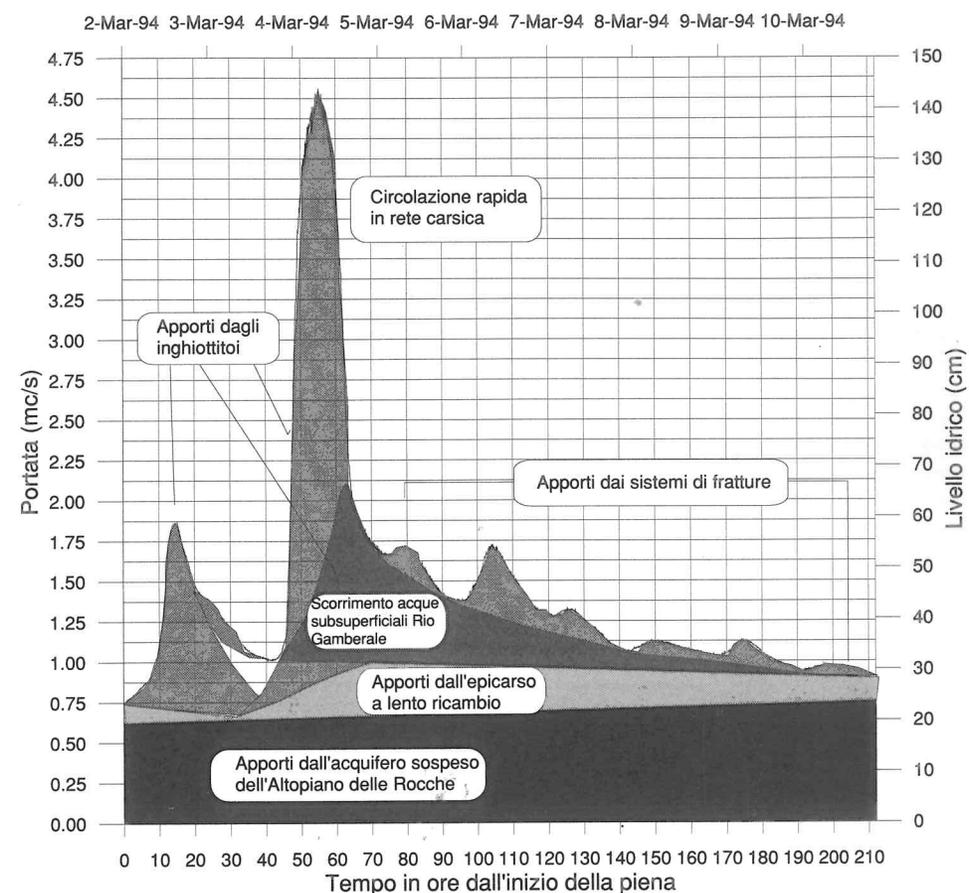


Figura 20: Esempio di risultato ottenuto dalla scomposizione di un idrogramma di piena

In termini di portate assolute trasmesse secondo queste diverse aliquote, si ottiene che il flusso idrico di base e le acque a lento rilascio dall'epicarso costituiscono circa il 30% della portata annua della sorgente mentre il 69% è associato agli apporti dalle acque superficiali Rio Gamberale. Pertanto le aliquote a rapido scorrimento in frattura costituiscono una percentuale irrilevante dalla portata annua, pari a circa 1%.

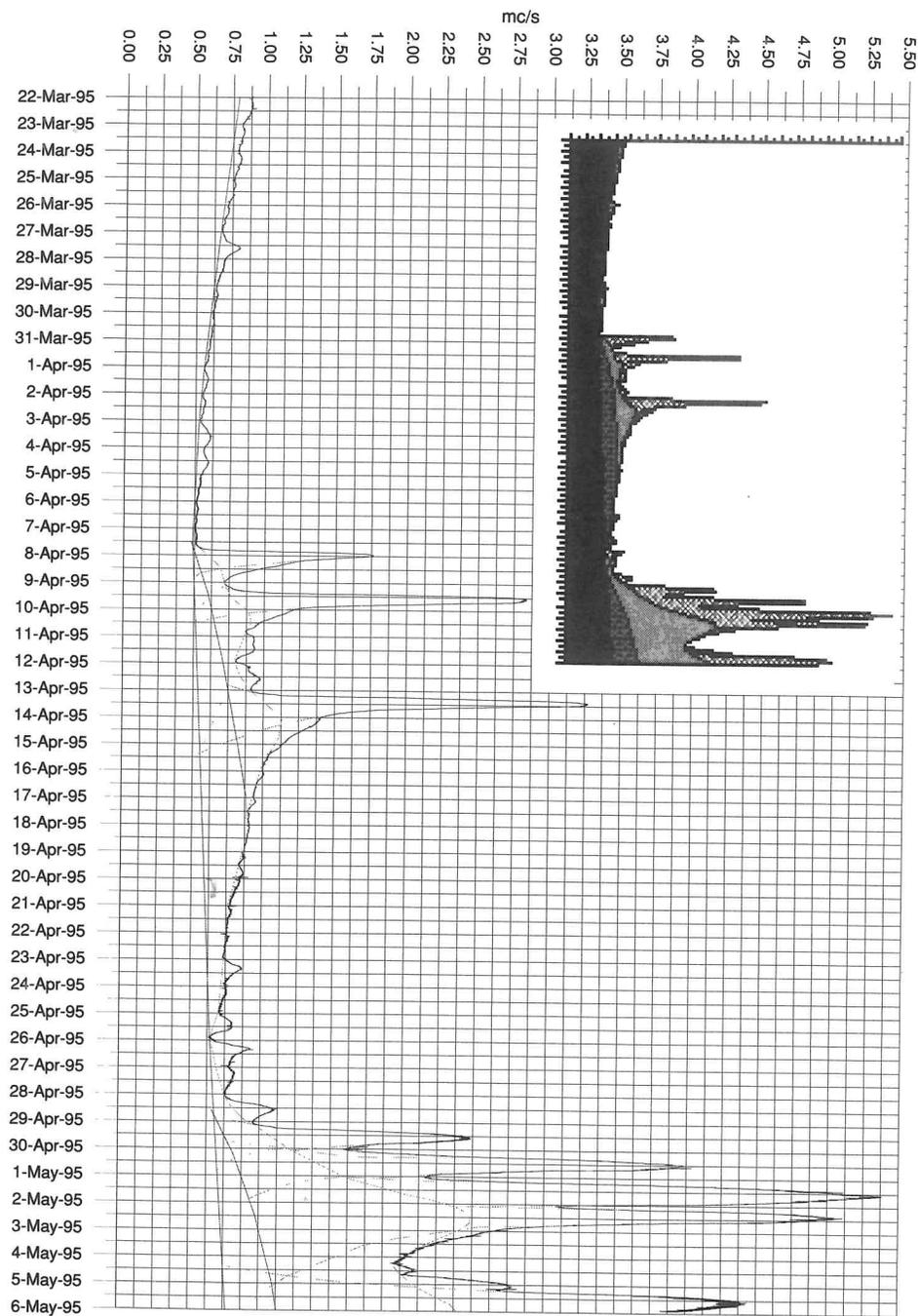


Figura 21: Risultati della scomposizione di un idrogramma a scala di periodo stagionale

LO SCHEMA IDROGEOLOGICO

Lo schema idrogeologico, ancora approssimativo ed in fase di ulteriore definizione, è il risultato delle analisi di scomposizione degli idrogrammi di piena e dei bilanci precedentemente esposti. Le forme di apporto idrico che costituiscono la portata dell'emergenza di Stiffe conducono a schematizzare alcune zone differenti per le funzioni capacitiva, trasmissiva e di "filtro idrochimico" ed a riconoscere nell'interazione tra questi settori l'eterogeneità dei comportamenti idrodinamici e idrochimici sinora osservati (fig. 13).

Catena M. Sirente

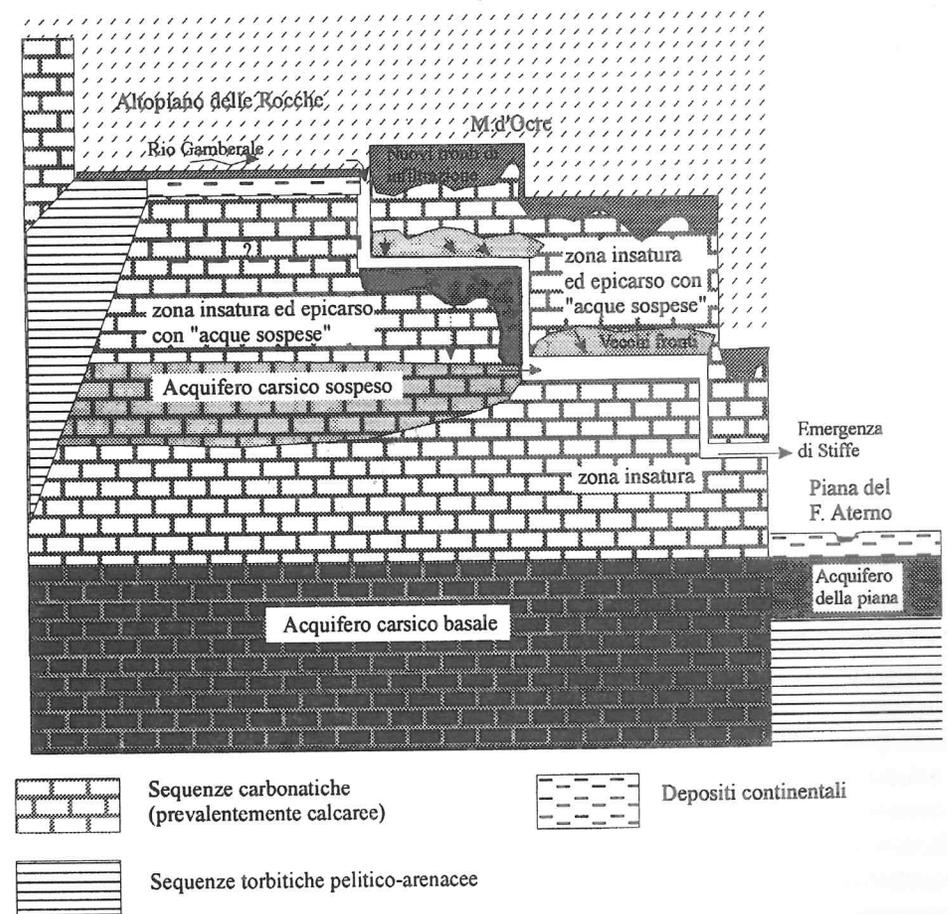


Figura 22: Schema idrogeologico.

In tal modo si identifica un "sistema carsico" definito da tre principali categorie di variabili e da specifiche relazioni di scambio idrico tra singole unità, ciascuna delle quali è individuata in base al proprio assetto idrodinamico ed alle caratteristiche idrochimiche delle acque che la attraversano. In prima approssimazione si distinguono le seguenti 4 "zone":

1. zona insatura, sede dei processi di percolazione e stillicidio con movimento prevalentemente verticale all'interno di un reticolo di fratture e fessure, variamente interconnesse e con una gerarchia nei valori di persistenza ed apertura dei sistemi che condiziona il parametro conducibilità idraulica ed il tempo di attraversamento dell'ammasso insaturo;
2. zona insatura con scorrimento di acque correnti catturate dalla superficie all'interno di una rete di cavità e condotti carsici, generalmente interconnessi e di varia origine speleogenetica, le cui dimensioni e sviluppo tendono ad accrescersi con la profondità;
3. zona satura del livello di falda dinamico in cui il deflusso delle acque risulta circoscritto ad un sistema fluvio - torrentizio sotterraneo, spesso dotato di tributari minori ("microreti carsiche" della zona insatura), con caratteri sia freatici (sistema ad elevato grado di evoluzione) che con trasmissione in pressione, dotato di alta velocità di scorrimento;
4. zona satura profonda, con lento deflusso sia in fratture che in piccoli condotti carsici interstrato, controllato dalle differenze di pressione idraulica tra l'area di alimentazione e quella di emergenza.

Questa schematizzazione trova conferma anche dall'associazione degli elementi idrostrutturali di maggior significato e con le conoscenze sulle quote di emergenza della risorsa idrica rinnovabile all'interno dell'ammasso calcareo dei Monti D'Ocre.

Zona n. 1 - zona insatura con sistemi di fratture

Tale zona, limitata dalla superficie topografica e dal livello piezometrico dinamico dell'acquifero dell'Altopiano delle Rocche e dalla rete carsica di Stiffe, ha spessori compresi tra 100 e 150 metri e svolge contemporaneamente funzioni di trasferimento alle altre zone degli impulsi meteorici e di temporaneo immagazzinamento. Il movimento dell'acqua avviene secondo percorsi tendenzialmente verticali all'interno del reticolo di fratture e fessure rese beanti dalla dissoluzione carsica: la conducibilità idraulica, marcatamente anisotropa e dipendente dalla frequenza, apertura e persistenza in profondità dei singoli sistemi di discontinuità, risulta condizionata dal rapporto tra l'accelerazione di gravità e la viscosità cinematica (Castany, 1967). L'entità dell'assorbimento per la ricarica dell'acquifero risulta dipendente dall'assetto topografico e, soprattutto, dalle caratteristiche della dinamica carsica epigea. In particolare, in relazione all'evoluzione geomorfologica ed agli assetti geologico-strutturali, sulle superfici carsificabili possono affermarsi tendenze all'espansione areale delle forme, senza ricerca di una connessione

idrica con la profondità o, viceversa, tendenze che conducono alla creazione di aree di assorbimento preferenziale, sia diffuso (substrato filtrante) che puntuale (inghiottitoio). Tali dinamiche carsiche nel rilievo di Stiffe sono a luoghi compenstrate all'interno della stessa area, determinano la stabilità degli accumuli di terre rosse e l'espansione/contenimento delle aree a carsismo coperto e, complessivamente, controllano le aliquote delle acque di ritenzione e del deflusso idrico superficiale. Il trasferimento delle acque in profondità si realizza comunque con velocità non confrontabili a quelle della rete carsica ipogea e, di conseguenza, si determina una funzione di immagazzinamento temporaneo con laminazione degli effetti all'emergenza dell'impulso piovoso. A Stiffe tale zona comprende differenti circuiti preferenziali, ciascuno dei quali possiede propri tempi e modalità di trasferimento delle acque immagazzinate (pistonaggio, trasmissione diretta, ecc.) e si manifesta in forma individuale sull'idrogramma. In quest'ambito convenzionalmente si distinguono in:

- a) circuiti rapidi con tempo di manifestazione sull'idrogramma inferiore ai 5 giorni, rappresentanti un campo di conducibilità equivalente (calcolato imponendo percorsi verticali) compreso tra 10^{-1} cm/s (fratture beanti particolarmente persistenti ed attribuibili a fenomeni di rilassamento tensionale dell'ammasso) e $3.5 \cdot 10^{-4}$ cm/s (reticolo di fessure dell'ammasso calcareo);
- b) circuiti lenti con tempo di trasmissione superiore ai 5 giorni i cui percorsi non sono probabilmente riconducibili alla schematizzazione di una percolazione verticale.

Zona n. 2 - rete carsica in zona insatura

A differenza della zona precedente, in questo caso si è in presenza di un reticolo di condotti e cavità carsiche gerarchizzato secondo un'asta principale direttamente interconnessa con le acque di scorrimento superficiali attraverso una zona di infiltrazione composta da inghiottitoi e substrati filtranti. L'asta principale, concettualmente equivalente a quella di un bacino idrografico, possiede rami abbandonati dalla circolazione idrica ("rami fossili") e tributari minori, a Stiffe generalmente effimeri ed attivi solo in corrispondenza degli impulsi piovosi. Tale reticolo, la cui area di alimentazione è la conca endoreica dell'Altopiano delle Rocche, si sviluppa attraverso una successione di "salti" verticali e di tratti suborizzontali, non infrequentemente ad andamento sinuoso e, talvolta, con anse e meandri. Questa rete carsica, nella zona della Valle di Fontavignone, intercetta la zona satura sospesa dell'Altopiano delle Rocche e mostra una maggiore continuità nei tratti orizzontali. Quindi il moto dell'acqua in questa zona del sistema carsico, pur rientrando negli schemi generali dell'idraulica, si presenta con una grande varietà e complessità di situazioni legata all'eterogeneità di forme e sezioni di scorrimento sviluppate dall'evoluzione della dinamica geomorfologica. Tuttavia le caratteristiche idrodinamiche hanno alcune costanti di riferimento quali le modeste altezze della lama d'acqua (solitamente inferiore a 1 metro), le alte velocità di scorrimento (correnti rapide), l'attivazione di tributari minori regolata da soglia nell'afflusso idrometeorico, la limitata capacità di immagazzinamento e laminazione dell'onda di piena. Infatti que-

st'ultima funzione a Stiffe può essere svolta solo dalle depressioni sede di laghi interni, la cui genesi è frequentemente connessa alla sovraescavazione dei flussi idrici in cascata o a cavità collegate mediante sifone.

Zona n. 3 - acquifero dell'Altopiano delle Rocche

Tale zona, di cui non si conosce ancora la struttura ed il grado di carsificazione, complica il comportamento idrodinamico della rete carsica fornendo apporti discontinui e di varia entità in relazione alle variazioni stagionali della falda carsica. Sull'idrogramma si osservano generalmente due aliquote attribuibili a questa zona ed entrambe assenti nel periodo di magra avanzata (fine estate). La prima di queste aliquote apportate al deflusso è relativa ad un regime di scorrimento "lento", con portate esprimibili mediante la ben nota legge di Maillet (1905), che risulta particolarmente evidente specialmente nel periodo giugno - luglio; la seconda si manifesta con i caratteri del travaso da soglia e determina un persistente incremento nel flusso di base sia all'inizio del periodo invernale (novembre) che nel periodo di fusione delle nevi (aprile). Quest'ultimi apporti contribuiscono a conservare elevato l'indice di variabilità dell'emergenza, indicando una posizione di "sfioro" della rete carsica nei confronti dell'acquifero dell'Altopiano delle Rocche.

Zona n. 4 - Acquifero carbonatico profondo

Questa zona costituisce il serbatoio delle risorse a lento deflusso e delle riserve permanenti, con una circolazione idrica in un reticolo congiunto di fratture beanti, piccoli condotti anastomizzati ed ampie gallerie carsiche ellissoidali e subcircolari in cui l'efficienza del trasferimento è determinata dalle differenze di pressione esistenti tra l'area di alimentazione e quella di emergenza. I gradienti idraulici in quest'area sono sempre modesti, dell'ordine di 1 - 0.5 m/km o meno e sono valide le leggi del moto dei fluidi in pressione in mezzo continuo. La rete carsica di Stiffe si configura, rispetto a questa circolazione idrica, come sospesa e non interagisce con questa zona, posta a maggiori profondità.

Sulla base di queste considerazioni, quindi, i processi di trasmissione e di scambio chimico/fisico definiscono un sistema carsico articolato in 3 unità di riferimento, ciascuna delle quali concorre a definire condizioni di equilibrio in permanente trasformazione. In questo contesto si ipotizza che "lo stato" in cui si collochino le interazioni tra queste unità determini nel medio - lungo periodo ciclici cambiamenti nella "risposta globale" del sistema carsico mentre nel breve periodo sia manifesta una successione impulsiva di situazioni riconducibili alla "risposta locale" di ciascuna unità. In quest'ultimo caso i tempi di interazione acque-atmosfera e acque-roccia si scompongono ulteriormente in ciascuna zona e diventano il fattore di controllo (variabile di processo) da assumere a riferimento per la comprensione delle situazioni che provocano una limitata capacità di immagazzinamento e laminazione dell'onda di piena, durante gli eventi di piena.

IDROCHIMICA

Il complesso carsico è oggetto di studio ed analisi di carattere chimico a partire dall'inizio del 1993. Le analisi sono state condotte sia sulle acque e su alcuni parametri dell'atmosfera della Risorgenza di Stiffe, con diverse stazioni di misura poste all'interno delle cavità, sia sulle acque di scorrimento presenti sull'Altopiano delle Rocche, principale zona di drenaggio delle acque sotterranee del complesso carsico. Sono stati considerati diversi aspetti connessi ai parametri monitorati che possono essere essenzialmente ricondotti a 3 punti:

- fenomeni di natura idrogeologica;
- fenomeni connessi alla qualità delle acque e relativo impatto antropico;
- fenomeni relativi al chimismo ossidativo delle acque sotterranee e relative influenze sui parametri chimici dell'atmosfera.

Inizialmente, con le analisi spot sono stati esaminati i parametri della tabella seguente; successivamente, con l'entrata in funzione della Stazione Scientifica si è potuto osservare in tempo reale le variazioni idrochimiche e relazionarle adeguatamente.

Tabella 2: misure spot

Parametri analizzati per le acque	modalità di acquisizione
COD	- volumetrico con metodo al bicromato
OD	- Kit Merk (volumetro winkler) ed ossidmetro ad elettrodo selettivo
Ph	- phmetro
Conducibilità	- conduttimetro portatile e registratore (Thermos-data)
Sedimenti	- Cono Imhof
Temperatura	- termometro a mercurio e termometro registratore Das
D _{tot}	- complessometrico EDTA e Kit Merk
Cl ⁻	- Kit Merk volumetrico
NO ₂ ⁻	- Kit Merk colorimetrico
NO ₃ ⁻	- Kit Merk colorimetrico
NH ₄ ⁺	- Kit Merk colorimetrico
Ca ⁺⁺	- complessometrico EDTA
Mg ⁺⁺	- Per calcolo da Ca ⁺⁺ e D _{tot}
Fe ⁺⁺⁺	- assorbimento atomico
K ⁺	- assorbimento atomico
Na ⁺	- assorbimento atomico
Parametri analizzati per l'atmosfera	modalità di acquisizione
O ₂	apparecchio Draeger
CO ₂	apparecchio Draeger

Nelle tabella seguente sono riportate le determinazioni spot effettuate.

FENOMENI OSSERVATI

Le acque in transito nel complesso carsico sono classificabili come acque bicarbonato calciche con una durezza totale prodotta quasi interamente dallo ione calcio per cui la durezza permanente e lo ione magnesio contribuiscono solo per un'aliquota percentuale modesta (circa il 10 %).

Le misurazioni bisettimanali svolte nel 1993 e le successive acquisizioni in continuo hanno posto in evidenza variazioni significative dello stato di qualità delle acque e delle concentrazioni di O_2 e CO_2 nell'atmosfera interna alle cavità. Tali variazioni sono state ricondotte alle alterazioni dei cicli naturali indotte dai carichi inquinanti immessi agli inghiottitoi di Pozzo Caldaio dal Rio Gamberale.

Innanzitutto sono state poste in evidenza differenze di pH nei 700 metri di circuito idrico direttamente accessibili relazionandole ad analoghe variazioni dell'ossigeno disciolto nelle acque ed alle concentrazioni di parametri indicatori dello stato di inquinamento (COD , NO_3^- , Cl^- , NO_2^- , ecc.). I trend osservati sono stati ulteriormente esaminati alla luce delle variazioni di concentrazione in atmosfera dell'ossigeno e dell'anidride carbonica nei settori turisticizzati più interni del complesso carsico.

I risultati di queste analisi mostrano univocamente la presenza di un chimismo ossidativo che degrada il carico organico immesso agli inghiottitoi secondo reazioni aerobiche esotermiche con grandi ripercussioni su tutto il sistema naturale è, in particolare, sugli scambi acqua-roccia e acqua-atmosfera.

E' noto in una situazione antropicamente non influenzata le acque agli inghiottitoi entrano ossigenate, satura di ione Calcio, sostanzialmente prive di carico organico e con pH prossimo ad 8 e COD prossimo a zero. Invece, sull'Altopiano delle Rocche, le acque del torrente di Rio Gamberale, durante il percorso in superficie, si arricchiscono di altre componenti chimiche in parte provenienti dalla vegetazione dell'altopiano e in parte derivanti dalle reti igienico - sanitarie dei paesi sulla piana (Rocca di Cambio e Rocca di Mezzo). Alcune di queste sostanze sono soggette ad un chimismo ossidativo rapido (sostanze organiche) che, consumando l'ossigeno, produce vari prodotti (tra cui l'anidride carbonica) e determina tendenze all'abbassamento del pH naturale nelle acque. E' significativo osservare che la rete carsica appare adeguatamente evoluta e con abbondanti risorse d'aria nelle cavità data la capacità di svolgere l'ossidazione della sostanza organica e di pervenire ad una pressochè totale depurazione delle acque. L'entità del fenomeno e della depurazione subisce importanti fluttuazioni nel corso dell'anno da relazionare alla variazione delle concentrazioni delle sostanze inquinanti immesse agli inghiottitoi. Tali variazioni dipendono dalla portata del torrente (effetti di diluizione), dalla velocità del flusso idrico (il cui incremento inibisce anche i fenomeni di attenuazione-filtro idrogeochimico) e dal numero di residenti sull'altopiano. Quest'ultimo è massimo nel periodo estivo, quando si raggiungono dalle 20.000 alle 30.000 presenze rispetto ad una popolazione permanente dell'ordine dei 2000 abitanti.

Sul Rio Gamberale insistono comunque due depuratori e per tale motivo i carichi inquinanti riscontrati negli effluenti che pervengono agli inghiottitoi sono generalmente

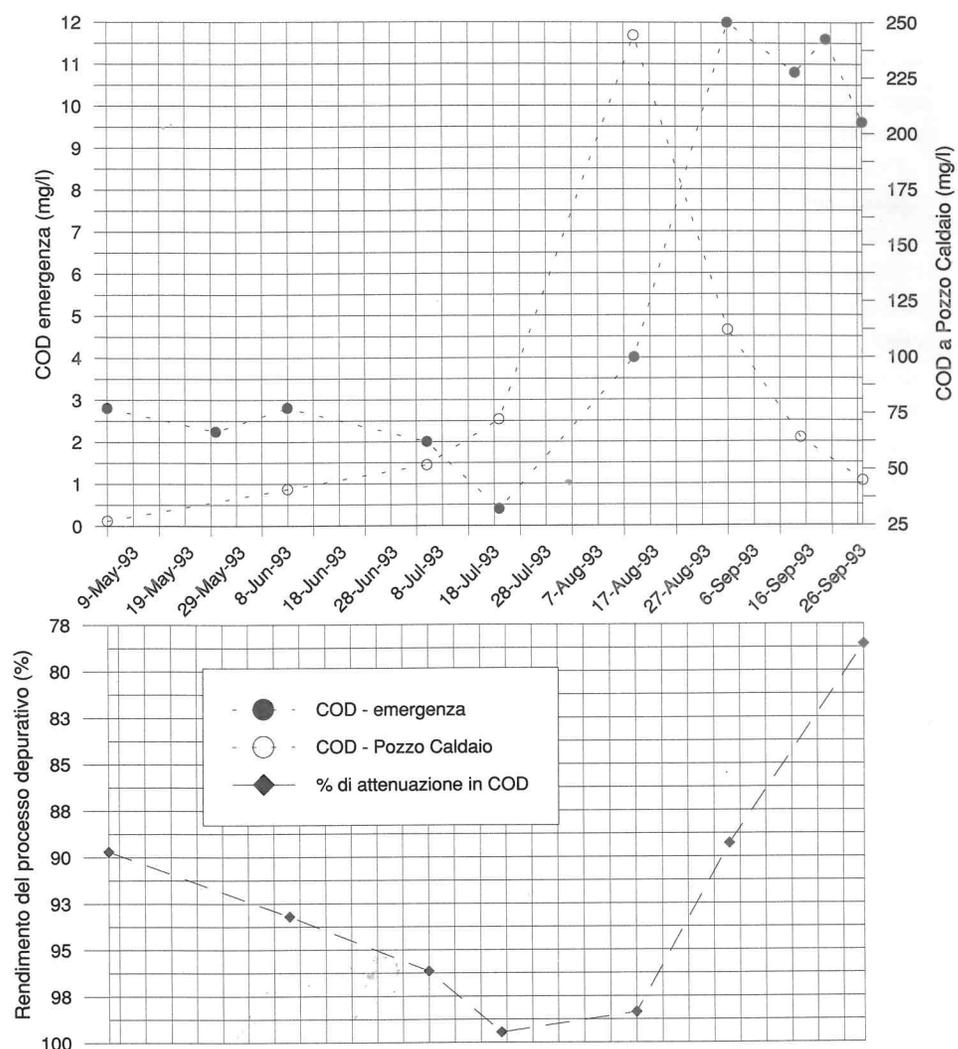


Figura 23: Processo depurativo e chimismo ossidativo desunto dalle variazioni in COD tra l'emergenza e gli inghiottitoi.

modesti, con l'unica eccezione per il periodo estivo. L'andamento osservato è schematizzabile nel modo seguente:

- all'inizio della primavera (marzo - aprile) le acque superficiali agli inghiottitoi presentano buone caratteristiche con valori di nitrati, cloruri ed ammonio contenuti e nitriti assenti; le acque in emissione dalla sorgente sono generalmente potabili ed hanno grandi fluttuazioni nelle concentrazioni causate dalle piene stagionali;
- alla fine della primavera (maggio-giugno) si identificano i nitriti ed un generale incremento delle concentrazioni delle altre sostanze inquinanti sino a distanze di circa 200 metri dal collettore di Rocca di Mezzo. In questo caso tali sostanze attenuano molto le loro concentrazioni sull'Altopiano senza compromettere in modo significa-

tivo la qualità delle acque che si immette agli inghiottitoi. Infatti il valore di COD in questa zona è mediamente intorno ai 27 mg/l; le acque alla sorgente permangono potabili;

- all'inizio del periodo estivo (luglio) la situazione peggiora rapidamente e, alla fine di agosto, agli inghiottitoi si osservano carichi inquinanti elevati con COD dell'ordine dei 270 mg/l, cloruri di oltre 60 mg/l, nitrati superiori ai 30 mg/l, ecc.; le acque all'emergenza, pur restando nella normativa della qualità delle acque destinate al consumo umano, hanno un'alterazione delle loro originarie caratteristiche chimico-fisiche;
- all'inizio del periodo autunnale (fine settembre - inizio ottobre) le acque assorbite dagli inghiottitoi riacquistano progressivamente standard di qualità prossimi a quelli primaverili; le acque alla sorgente viceversa divengono inquinate con grandi fluttuazioni delle concentrazioni e, episodicamente, sono riscontrabili anche i nitriti.

Non sono disponibili dati adeguati riguardanti il periodo invernale (Dicembre - Marzo).

La presenza di nitriti alla risorgenza fa escludere la possibilità di un processo di lento accumulo in un eventuale serbatoio sotterraneo, poichè questo composto è soggetto ad un chimismo ossidativo rapido che si esplica in pochi giorni (in genere è completo in 72^h). Comunque da queste osservazioni sembrerebbe che il complesso carsico funzioni da perfetto depuratore nel mese di agosto, realizzando un rendimento del 98 % del carico immesso, mentre nel mese di settembre il sistema vada in crisi manifestando un'efficienza media del 60 % con punte minime del 10-15 %. Analogo comportamento, ma con durata non persistente e con caratteri di saltuarietà e impulsività caratterizza il periodo del disgelo all'inizio della primavera.

Variazioni dell'ossigeno nell'atmosfera delle cavità

All'interno della risorgenza si è riscontrato un basso valore % dell'O₂ atmosferico (13.2 %) durante il periodo primaverile e quello autunnale. Il fenomeno si è manifestato soprattutto in occasioni di piene e si è protratto finchè le acque del torrente sotterraneo si sono mantenute su portate alte. Nel periodo estivo il fenomeno è praticamente assente. Le contemporanee analisi svolte sulle acque hanno mostrato che le stesse fuoriescono dal sifone terminale con un deficit di ossigeno disciolto (circa il 60 % del valore di saturazione) e durante il percorso in cavità acquistano O₂ per portare il valore dell'ossigeno disciolto prossimo a quello di saturazione (9.8 mg/l). Sono state rilevate sottrazioni di O₂, operate dall'acqua che attraversa la risorgenza nella zona del percorso turistico, comprese tra i 2 ed i 4 mg/l. Tali valori, moltiplicati per le portate (500-1000 l/s nella stagione primaverile), causano sottrazioni di O₂ dall'atmosfera interna oscillanti tra 1 gr. e 4 gr. di O₂/sec.

La struttura dell'ambiente sotterraneo inibisce il ricambio con l'esterno sia per la compartimentazione delle sale di maggiori dimensioni con passaggi bassi sommergibili durante le piene, sia favorendo la stratificazione termica con situazioni di sostanziale omeotermia in prossimità della lama d'acqua (e quindi della volta dei passaggi bassi). In

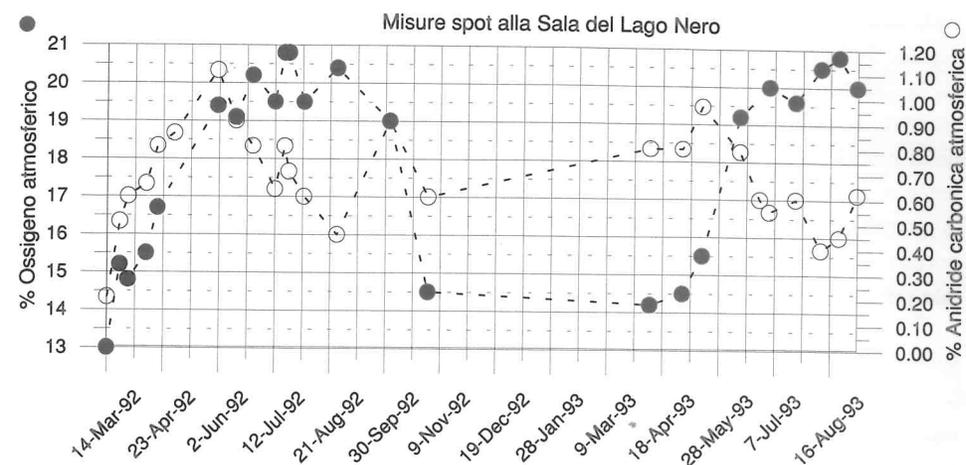


Figura 24: Andamento stagionale dell'ossigeno e dell'anidride carbonica nell'atmosfera delle cavità carsiche.

tali condizioni l'atmosfera interna alle cavità, durante l'esplicarsi del fenomeno di sottrazione di ossigeno, tende a ristabilire l'equilibrio con quella esterna soltanto attraverso moti di diffusione delle molecole di ossigeno. Tale scambio avviene con una velocità tale da non permettere una completa compensazione della quantità di ossigeno sottratto alle acque, generando un deficit nell'atmosfera. Questo deficit si distribuisce risultando maggiore negli ambienti più interni e via via minore in quelli più vicini all'emergenza. Tali condizioni deficitarie tendono a ridistribuirsi in forma omogenea all'interno del complesso carsico quando, con l'abbassarsi della portata, diminuisce anche la quantità di ossigeno sottratta nell'unità di tempo e la velocità di scambio di O₂ tra l'atmosfera di cavità adiacenti, per la riapertura dei passaggi bassi, è in questa fase sufficiente a ristabilire l'equilibrio. Successivamente, quando la portata scende nuovamente ai livelli del flusso di base stagionale, la percentuale di O₂ all'interno della cavità assume valori simili a quelli dell'atmosfera esterna.

Variazioni dell'anidride carbonica nell'atmosfera delle cavità

Analogamente all'ossigeno atmosferico sono state riscontrate anche significative variazioni della CO₂ atmosferica che evidenzia, in particolare, due grossi picchi: il primo si manifesta intorno alla fine della primavera, il secondo nella stagione autunnale.

L'aumento dei valori di CO₂ atmosferica è stato correlato alla differenza nei valori di pH delle acque rilevati tra il Sifone Terminale e l'emergenza. Si è riscontrato che le acque, durante il percorso all'interno della cavità conosciuta, subiscono un aumento massimo dell'ordine di una unità pH. Le acque al Sifone Terminale presentano dei valori di pH abbastanza bassi che potrebbero essere causati da una sovrassaturazione della CO₂ disciolta e durante il percorso conosciuto, 600 m con rapide e cascate, liberano CO₂ in eccesso nell'atmosfera della cavità. Le ultime misure spot (2-4 ottobre 93) di CO₂

sulle acque hanno mostrato una differenza di 40 mg/l tra il Sifone Terminale e l'emergenza. Nel periodo estivo i valori di CO₂ atmosferica si abbassano nonostante permanga la differenza di pH tra le acque del Sifone Terminale e le acque all'emergenza. La circostanza può essere giustificata considerando la bassa portata delle acque in transito nella cavità. L'aumento della CO₂ nell'atmosfera può essere correlato non solo alla degassazione delle acque ma anche alla portata. Ogni litro di acqua può liberare una certa quantità di CO₂, quindi la quantità totale liberata nell'ambiente è funzione anche della portata. I picchi si sono generati a partire da portate superiori ai 200 l/s mentre, per portate più basse, l'apporto di CO₂ è tale da non causare aumenti nei valori atmosferici.

Comportamento dello ione Cl⁻

Nel corso dell'anno i cloruri mostrano un andamento sinusoidale con un massimo posti in corrispondenza dei mesi di settembre-ottobre separati da un minimo posto in coincidenza con la fase invernale. La fluttuazione della concentrazione all'emergenza è particolarmente elevata, risultando compresa tra i 5 ed i 35 mg/l, con i valori massimi non coincidenti con le fasi di maggiore immissione di inquinanti negli inghiottitoi. Questo particolare comportamento presenta come ulteriore anomalia la diversificazione delle concentrazioni degli ioni Cl⁻ tra l'area di infiltrazione delle acque e l'emergenza: nel periodo estivo del '93 le misurazioni condotte presso gli inghiottitoi nel mese di agosto hanno segnalato valori più alti di cloruri rispetto a quelli presenti nelle acque dell'emergenza. Il fenomeno di sottrazione dei Cl⁻ durante il percorso sotterraneo perdura sino a circa metà settembre quando, con l'arrivo delle prime piene, queste differenze si attenuano molto per ricomparire nuovamente con la diminuzione della portata.

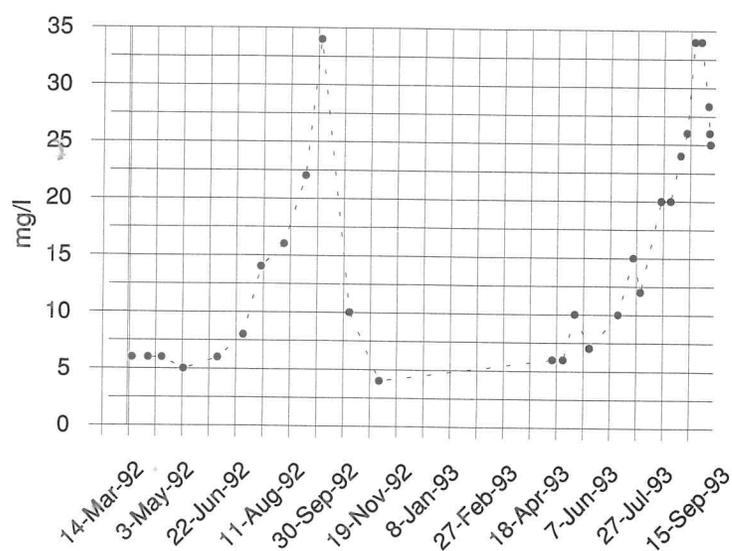


Figura 25: Andamento stagionale degli ioni cloruro all'emergenza desunto da misure spot.

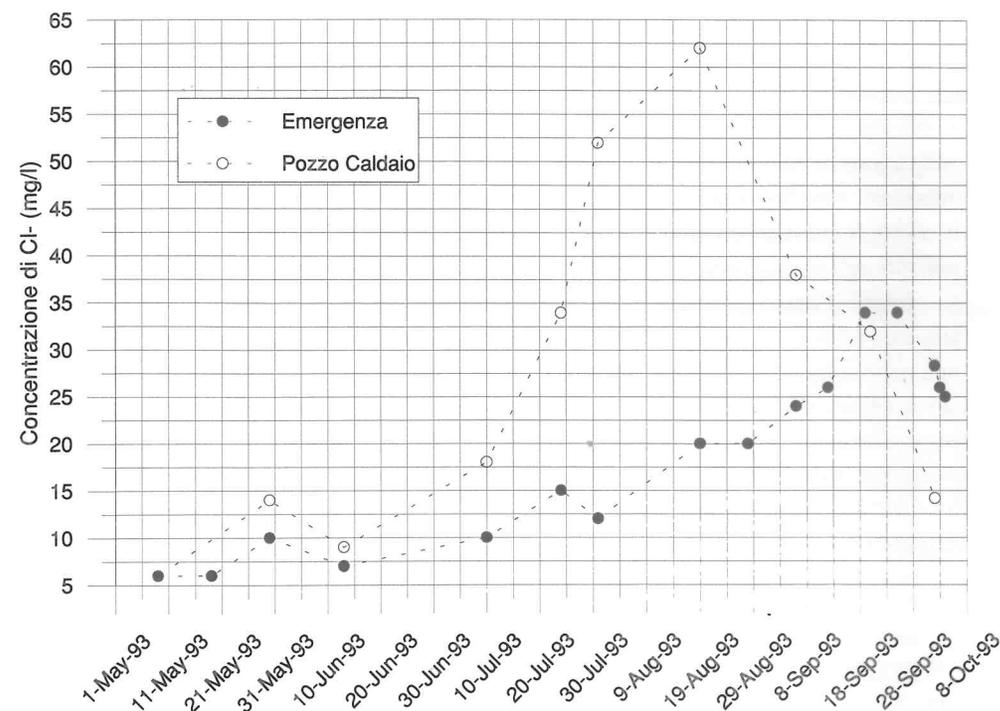


Figura 26: Differenze osservate nella concentrazione degli ioni cloruro sulle acque dell'emergenza e di Pozzo Caldaio.

Comportamento dello ione Ca⁺⁺

Un'ulteriore anomalia del sistema riguarda l'andamento delle concentrazioni di ioni Ca⁺⁺ nelle acque della sorgente. In particolare è stato osservato che:

- avviene una grande fluttuazione delle concentrazioni dello ione calcio nel corso dell'anno; i valori massimi osservati sono di 110 mg/l e quelli minimi sono di 48 mg/l;
- i valori riscontrabili all'emergenza e quelli presenti nelle acque superficiali del Rio Gamberale sono molto simili nel periodo di fine primavera-estate, indicando apparentemente un regime di equilibrio con una blanda corrosione della roccia calcarea (la differenza media osservata è di 5 mg/l); tale differenza nel periodo perturbato dagli eventi di piena si incrementa sino a divenire dell'ordine dei 50 mg/l;
- le osservazioni in continuo all'emergenza indicano variazioni impulsive delle concentrazioni con gli eventi di piena, talvolta associabili alla diluizione (fine primavera: minimi coincidenti con il massimo della portata), talaltra con effetto opposto (piene di fine settembre).

GLI EFFETTI DEL CHIMISMO OSSIDATIVO

Analizzando in primo luogo la qualità delle acque in ingresso e in uscita dal sistema carsico, appare evidente la scomparsa o attenuazione delle concentrazioni delle

sostanze ossidabili ed il rilascio di prodotti di degradazione. Tra questi vi è senz'altro l'anidride carbonica, presente in concentrazioni contenute nelle acque in immissione agli inghiottitoi. Questa constatazione, che induce ad ipotizzare un chimismo ossidativo svolto lungo il percorso sotterraneo delle acque, fornisce la chiave di lettura per dare spiegazione ai comportamenti osservati dei singoli parametri monitorati. Infatti se questi andamenti vengono analizzati in forma congiunta, essi si definiscono come un mosaico di effetti di quest'unico processo, artificialmente indotto dall'immissione di sostanze inquinanti agli inghiottitoi, ed interagente con la dinamica naturale del sistema.

Infatti il basso contenuto di ossigeno disciolto nelle acque efferenti il sifone terminale è da mettersi in relazione con l'ossidazione delle sostanze di natura organica contenute nelle acque che confluiscono negli inghiottitoi dell'Altopiano delle Rocche. Questo carico organico, espresso indicativamente dalle misure di COD, viene quasi completamente abbattuto nel corso dell'anno durante il percorso sotterraneo, determinando alla risorgenza valori di COD generalmente compresi tra i 2 ed i 14 mg/l. E' noto che l'ossidazione delle sostanze organiche comporta un consumo di ossigeno atmosferico secondo i seguenti passaggi:

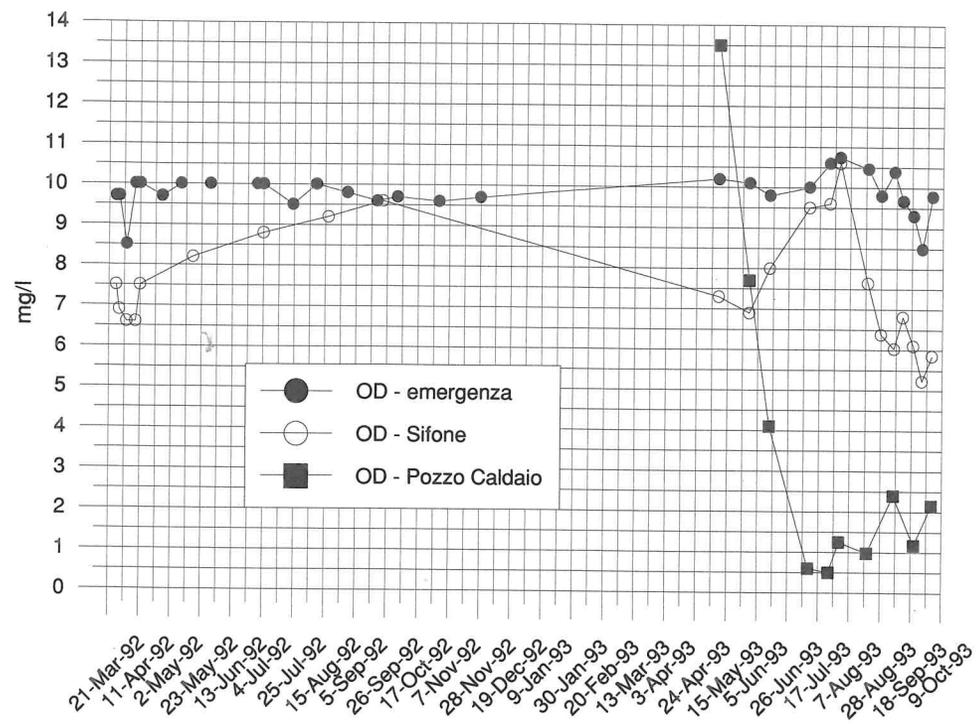
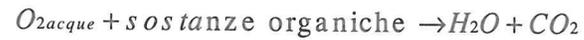


Figura 27: Valori dell'ossigeno disciolto osservati nelle acque dell'emergenza, del sifone e di Pozzo Caldaio.

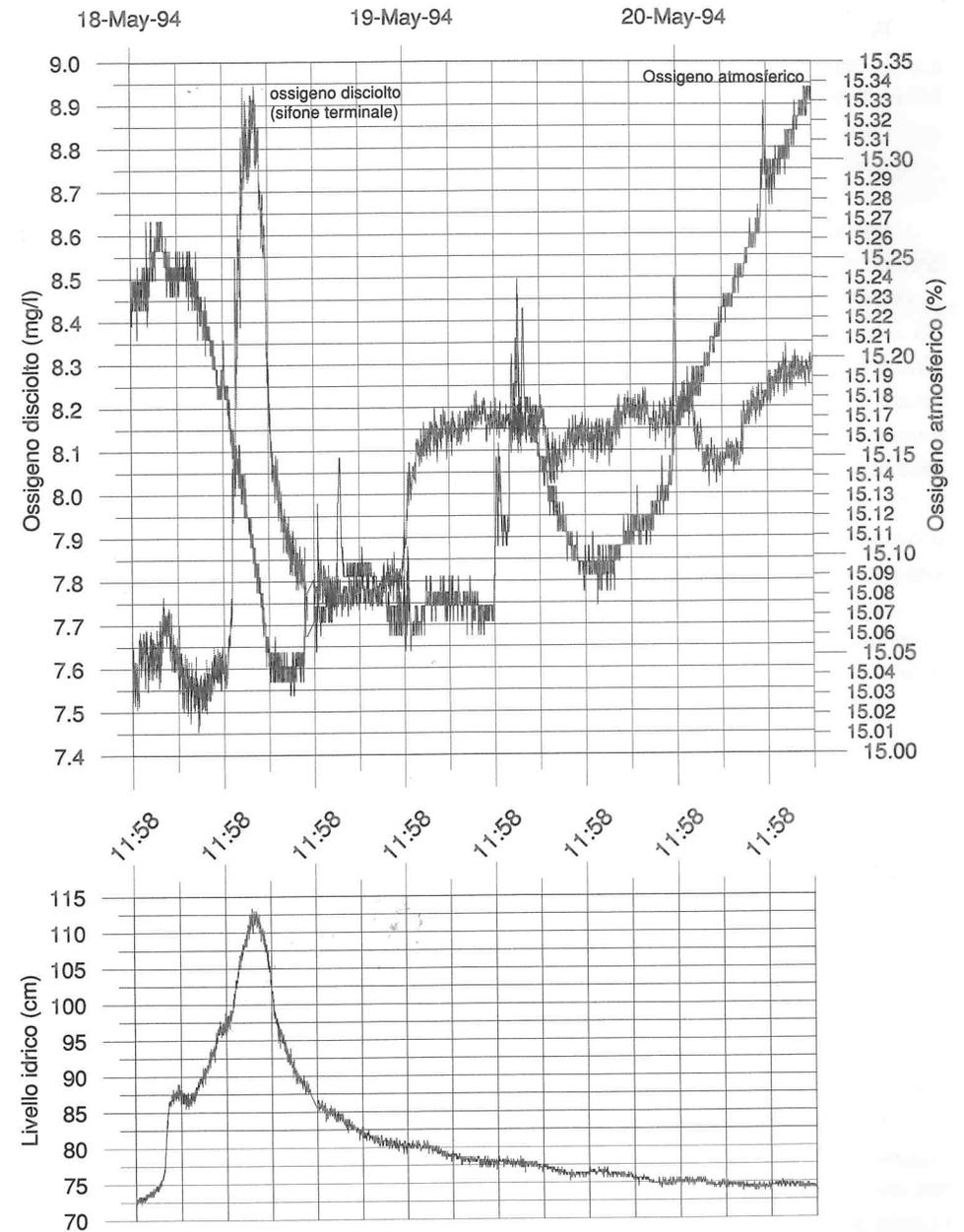


Figura 28: Variazioni dell'ossigeno disciolto nelle acque e dell'ossigeno atmosferico durante una piena di fine primavera. La velocità di incremento dell'ossigeno disciolto è di gran lunga maggiore rispetto al tasso di diminuzione dell'ossigeno atmosferico delle cavità carsiche in quanto indotta soprattutto dai fenomeni di rimescolamento delle acque associati alla turbolenza del flusso idrico. Il decremento dell'ossigeno atmosferico è viceversa condizionato dalle dimensioni del "serbatoio".

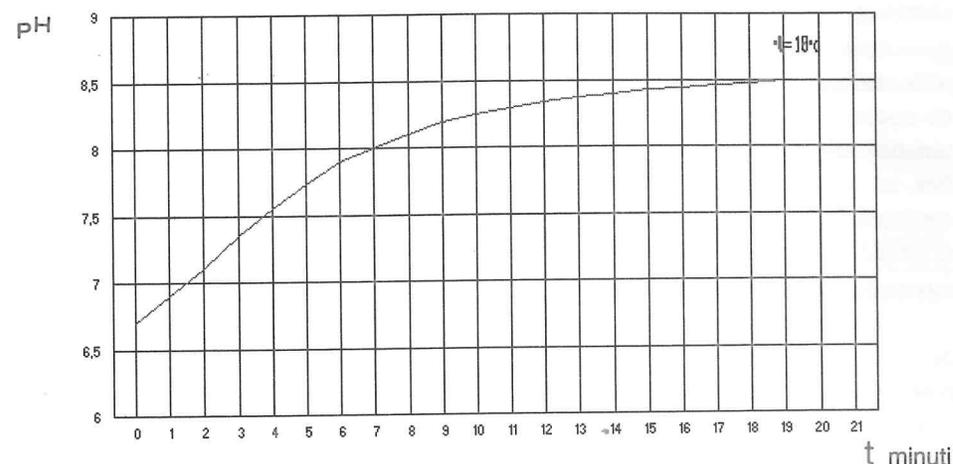
Poichè la quantità disciolta nelle acque di scorrimento superficiale non è sufficiente a soddisfare tale richiesta causata dal carico organico (l'ossigeno disciolto oscilla tra i 10 mg/l primaverili ed i 0,6 mg/l estivi), si ha una sottrazione di O_2 atmosferico in tutti quei tratti di percorso sotterraneo con caratteristiche vadose.

Proprio il valore basso di OD nelle acque del Sifone Terminale, rilevate anche nel periodo estivo quando le portate sono molto ridotte ed è massimo lo scambio di aria con l'esterno, rende lecito ipotizzare la presenza di un tratto, a monte del sifone terminale, in cui non vi è ricambio dell'atmosfera (una zona con ambienti vadosi, sezionata da sifoni idricamente attivi e quindi con scarsi collegamenti con l'atmosfera esterna). Infatti è da notare come nel periodo di magra il valore dell'OD delle acque efferenti dal sifone terminale (mediamente 6 mg/l) raggiunga dopo circa 40 metri di percorso nella cavità conosciuta il valore di saturazione. Se oltre il sifone terminale l'ambiente sotterraneo avesse dei contatti con l'atmosfera esterna simili a quelli della cavità conosciuta in precedenza descritti ed abbastanza ridotti, il valore dell'OD nelle acque del Sifone Terminale non potrebbero essere così bassi.

Durante le piene, nell'atmosfera interna del tratto turistico di risorgenza, la sottrazione di ossigeno è molto elevata e le acque conservano all'emergenza ancora parte del deficit nell'OD.

L'aumento dei valori di CO_2 atmosferica può correlarsi con la differenza nei valori di pH delle acque rilevati tra il sifone terminale e l'emergenza. Si è riscontrato che le acque, durante il percorso all'interno della cavità turistica, subiscono un aumento massimo di una unità pH. Le acque al sifone terminale presentano dei valori di pH abbastanza bassi che potrebbero essere causati da una sovra saturazione della CO_2 disciolta e, durante il percorso turistico, 600 metri con rapide e cascate, liberano la CO_2 in eccesso nell'atmosfera della cavità. Le ultime misure di CO_2 , estese alle acque, hanno mostrato una differenza di 40 mg/l tra il sifone terminale e l'emergenza.

Nel periodo estivo i valori di CO_2 atmosferica si abbassano nonostante aumenti la differenza di pH tra le acque del sifone terminale e le acque all'emergenza. La circostanza si giustifica considerando la bassa portata delle acque in transito nella cavità. L'aumento della CO_2 nell'atmosfera può essere correlato non solo alla degassazione delle acque, ma anche alla portata. I picchi si sono generati con portate di circa 200 l/sec., con portate più basse l'apporto di CO_2 è tale da non causare aumenti nei valori atmosferici, comportamento analogo alla sottrazione di ossigeno. Con portate più alte, soprattutto nelle piene si riduce la differenza tra i valori di pH nel sifone terminale e quelli dell'emergenza. Tale situazione può essere spiegata con il raggiungimento dei valori di equilibrio che regolano gli scambi acqua-atmosfera. La curva di equilibrio del sistema CO_2 -acqua carbonatica, mostra un andamento asintotico, ciò significa che il tempo di residenza delle acque nel tratto turistico, gioca un ruolo importante soprattutto quando si è vicini alle condizioni di equilibrio.



Curva di equilibrio CO_2 -Acqua Carbonatica (60 mg/l Ca^{++})

Il carico di CO_2 presente nelle acque del sifone terminale deriva dalla degradazione ossidativa del carico organico presente nelle acque del torrente Rio Gamberale nella zona di drenaggio. La quantità di CO_2 prodotta da questa azione ossidativa dipende sia dal carico organico iniziale, sia dal tempo di residenza. Durante il periodo di piena e di portata consistente, il carico organico agli inghiottitoi è minore ed il tempo di residenza delle acque è breve. In questa fase il contenuto di CO_2 prodotto dal chimismo ossidativo e presente nelle acque del sifone terminale, ha valori non molto elevati (pH 7.4). Con il progredire della stagione primaverile, aumentano le sostanze organiche presenti nelle acque, aumenta il tempo di residenza, aumenta la temperatura delle acque nella zona di infiltrazione, aumenta conseguentemente la quantità di materia organica ossidata e la CO_2 inizia ad accumularsi all'interno degli ambienti carsici presenti nella zona a monte del sifone terminale. La CO_2 può anche formare delle sacche più concentrate nei punti più bassi.

Il progressivo accumulo di CO_2 in questi ambienti sotterranei determina nelle acque un aumento del valore della CO_2 disciolta ed il pH assume valori più acidi. Le acque giungono al sifone terminale sovrassature e danno luogo agli scambi con l'atmosfera nel percorso turistico già descritto.

Questo comportamento permane per tutta l'estate fino alle prime piene autunnali. E' questa una fase di pulizia: grosse quantità di acqua di origine piovana penetrano nel complesso carsico con bassi contenuti di sostanze organiche e minerali, e gli accumuli di CO_2 presenti nella cavità a monte del sifone terminale vengono rapidamente rimossi (paradossalmente, ma in forma analoga alla sottrazione di ossigeno atmosferico, i valori massimi di CO_2 sono coincidenti con alcuni periodi di piena).

Il pH più acido ed il basso valore di OD nelle acque del sifone terminale ci informano che nella zona a monte del sifone terminale, l'atmosfera della cavità presenta una carenza di ossigeno e un eccesso di anidride carbonica da mettersi in relazione con il

chimismo ossidativo. Tali valori comunque, non sono in grado di caratterizzare quantitativamente il chimismo ossidativo e le effettive quantità di CO_2 e O_2 coinvolte nelle reazioni. I valori di CO_2 disciolta e di OD delle acque del sifone terminale, possono essere messi in relazione con i corrispondenti parametri dell'atmosfera del tratto non turistico solo nell'ipotesi che siano state raggiunte le condizioni di equilibrio. Ciò significa, ad esempio, che nel periodo estivo, in cui le condizioni sono più vicine a quelle di equilibrio per il maggior tempo di contatto tra acqua ed atmosfera, i valori di pH e OD al sifone terminale potrebbero essere confrontati con la composizione dell'atmosfera a monte del sifone terminale.

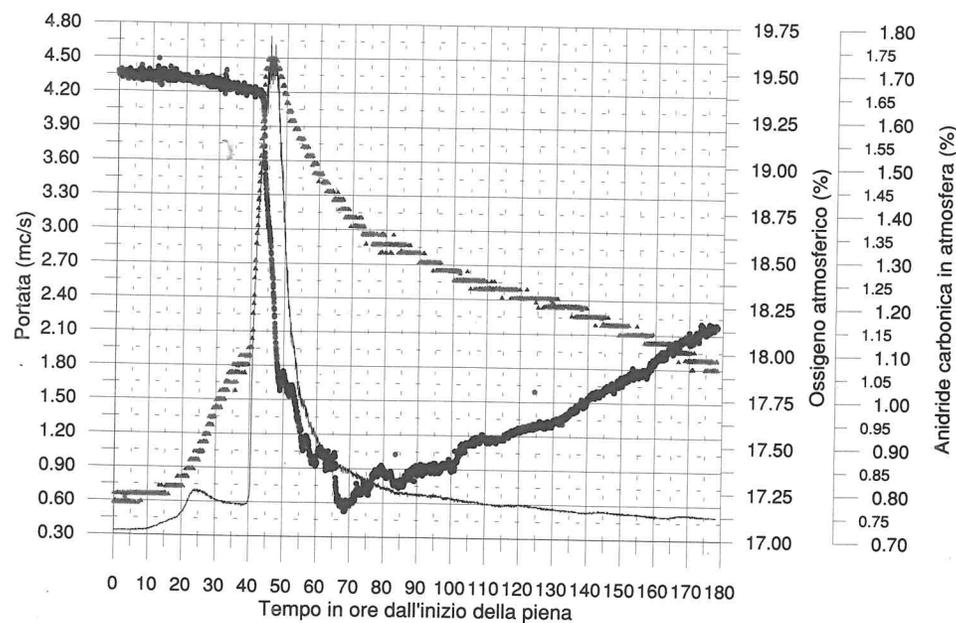
Non avendo informazioni riguardanti la morfologia, le cubature a disposizione dell'atmosfera e le velocità di scambio tra l'atmosfera interna e quella esterna, è difficile poter effettuare dei bilanci con le corrispondenti quantità di O_2 e CO_2 impegnate nei processi di ossidazione.

Il salto di pH tra il sifone terminale e l'emergenza, giustifica anche il deposito di ossido ferrico presente sulla roccia a contatto con il torrente sotterraneo. Nel settembre '93 è stata determinata la concentrazione del ferro sia nelle acque del sifone terminale che in quelle dell'emergenza, riscontrando i seguenti valori:

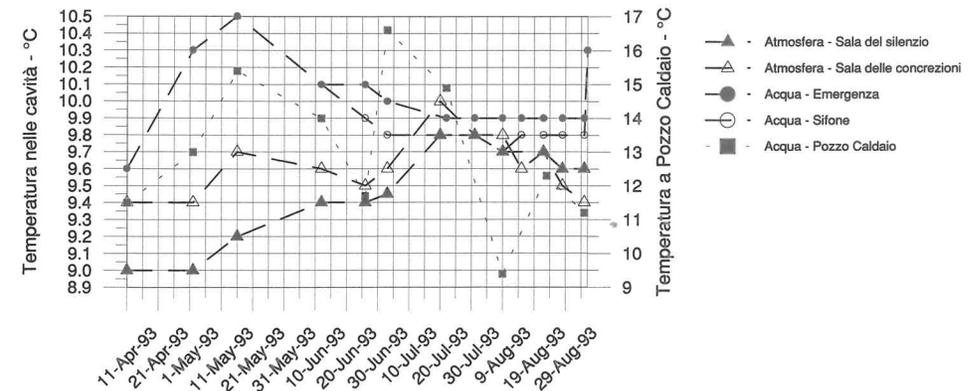
- Sifone terminale 0.6 mg/l
- Emergenza 0.3 mg/l

Nello stesso periodo si rilevava una differenza di pH tra i due punti pari ad una unità.

Lo spostamento del pH verso il campo alcalino induce la precipitazione di idrossido ferrico all'interno del tratto conosciuto.



I motivi delle variazioni di rendimento del chimismo ossidativo osservate potrebbero essere di natura climatica. Infatti nel mese di agosto le acque drenate agli inghiottitoi presentano valore medio di temperatura pari a circa 18 °C mentre a fine settembre il valore medio della temperatura scende a circa 12 °C.



L'acqua assorbita dalla superficie, caratterizzata da una grande capacità termica, tende a conservare per un discreto tratto del percorso sotterraneo sconosciuto, il calore immagazzinato nella propria massa. Poiché parte della cinetica delle reazioni chimiche inerenti il chimismo ossidativo sono influenzate dalla temperatura delle acque in ingresso dalla zona di drenaggio, risulta evidente come, a parità di velocità di flusso, l'incremento del tempo di reazione delle biodegradazioni può determinare sostanzialmente la presenza alla risorgenza di maggiori quantità di contaminanti, abbassando il rendimento depurativo (situazione primaverile). Questo fenomeno, giustifica la trasmissione impulsiva e la presenza di nitriti all'emergenza.

L'interazione del processo depurativo con l'idrodinamica naturale fornisce nell'ambito delle alterazioni indotte dall'inquinamento, ulteriori effetti collaterali nella generazione di banchi di schiuma, talvolta consistenti, durante il periodo primaverile ed autunnale, nelle ore successive ad eventi di piena con portata sostenuta.

In queste fasi di flusso sostenuto, quando le analisi effettuate non hanno evidenziato particolari carichi inquinanti (COD compresa tra 4 e 14 mg/l), nelle acque si rivelano con grande evidenza schiume generate da tensioattivi. Evidentemente è la forte agitazione meccanica delle acque che produce schiume anche con piccole quantità di tensioattivi. Tuttavia la comparsa delle schiume e la presenza dei tensioattivi nella rete carsica non è correlabile quantitativamente con le acque superficiali che si immettono agli inghiottitoi ed è, di conseguenza, espressione di un rilascio di depositi precedentemente costituiti durante la fase estiva. In particolare si ipotizza un processo di mobilitazione di tensioattivi, precedentemente immagazzinati durante la fase depurativa (estiva) nel sedimento, causato dagli eventi di piena. Questo fenomeno viene

inoltre ipotizzato anche per dare spiegazione alle sottrazioni di ioni cloruro dalle acque. E' noto che questo ione, particolarmente persistente, subisce variazioni di concentrazione nelle acque soltanto in relazione alla:

- azione di processi di diluizione tra acque di diversa origine;
- azione di fenomeni di "up - take" del tipo cattura/adsorbimento nei sedimenti precipitati prodotti dal chimismo ossidativo.

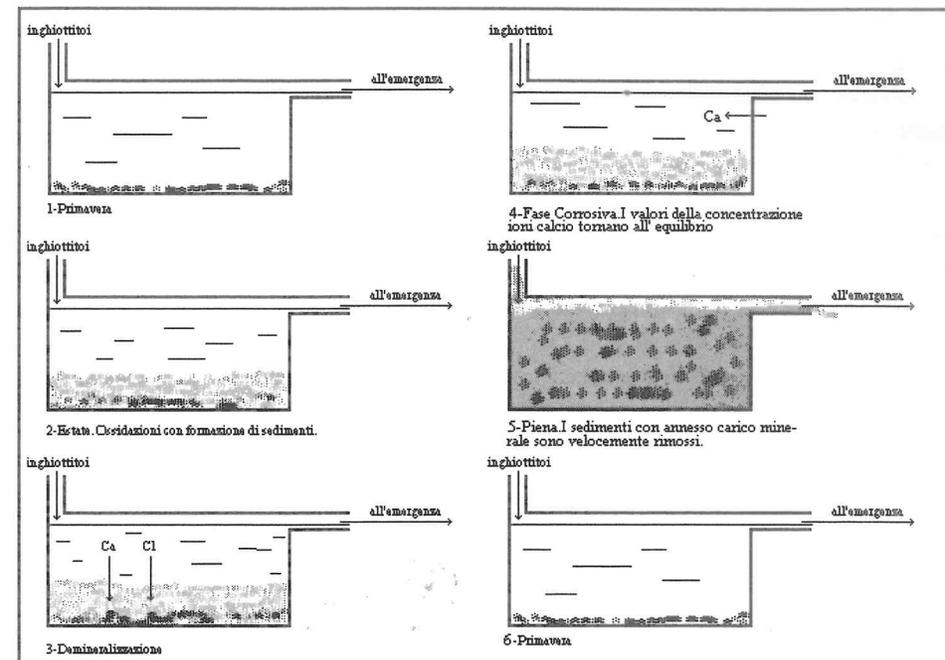
La prima ipotesi trova scarsa applicazione in quanto le maggiori sottrazioni sono state osservate nel periodo estivo quando le portate delle acque all'ingresso della piana sono simili a quelle dell'emergenza e la rete carsica non possiede significativa alimentazione dall'acquifero dell'Altopiano delle Rocche.

Per tale motivo viene avallata la seconda ipotesi, connessa alla possibilità che molti cationi metallici quali il Ca^{++} possono formare con la sostanza organica presente in queste acque molecole saline complesse insolubili che, a causa dell'eccesso di carica positiva non compensata, possono rimuovere significative quantità di anioni dalla soluzione (e dunque anche i cloruri).

Proprio in base a queste riflessioni, che inducono ad ipotizzare un processo di scambio tra le acque ed i sedimenti con fasi di immagazzinamento e di rilascio alternato nel corso dell'anno, è stata esaminata la variazione annuale dello ione calcio. Nelle fasi di piena di fine settembre le concentrazioni dello ione calcio all'emergenza mostrano anomali incrementi, nonostante la diluizione ed il ridotto tempo di interazione tra le acque e la roccia connesso alla velocità sostenuta del flusso idrico. Peraltro nelle piene primaverili le concentrazioni presentano minimi in corrispondenza del picco di portata, congruentemente a quanto prevedibile con una situazione di flusso perturbato dagli apporti meteorici. Questa diversità di comportamento, non indotta dalla diversità degli eventi di piena, è da relazionarsi evidentemente all'esistenza di un "serbatoio" di ioni calcio che non è condizionato dalla velocità del flusso idrico. Tale "serbatoio", per quanto è noto nella chimica dissolutiva, che ha precise cinetiche ed è dipendente dal tempo di interazione tra le acque e la roccia, non può essere evidentemente costituito dalla roccia calcarea. Si tratta allora di identificare un'ulteriore fonte di ioni calcio non associabile agli apporti dall'acquifero dell'Altopiano delle Rocche che viene, in prima istanza, identificata con i sedimenti rimossi dalle piene.

In particolare, considerando che la sperimentazione di laboratorio indica che il carico organico ossidandosi in acque carbonato-calciche forma generalmente precipitati, si dispone di un efficiente meccanismo di rimozione del Ca^{++} dalle acque e di accumulo nel sedimento. La presenza di questo processo, che richiede anche la sottrazione di anioni dalle acque (quali ad esempio i cloruri), rende conto degli incrementi dello ione calcio con le piene di Settembre e non di fine primavera ("fase di pulizia" annuale del sistema completata) e fornisce una plausibile spiegazione delle simili concentrazioni osservate nel periodo estivo nelle acque degli inghiottitoi e dell'emergenza. Infatti per conservare le concentrazioni immesse è necessario che vi sia un'azione aggressiva delle acque sulle rocce carbonatiche ben più intensa di quanto appare dai risultati analitici, in accordo sia al pH che ai tenori di CO_2 disciolta nelle acque.

A supporto di questa spiegazione vi è inoltre l'osservazione di laboratorio condotta alla fine dell'agosto 1993 su un precipitato di un campione di acqua prelevato dal torrente Rio Gamberale. Tale campione, analizzato all'atto del prelievo e conservato a temperatura ambiente (circa 22 °C) completando il suo ciclo ossidativo in laboratorio, è stato nuovamente analizzato ed ha mostrato un abbattimento di circa il 50% di ioni Ca^{++} e Cl^- . Questa prova, condotta a titolo di verifica "speditiva", merita un approfondimento sperimentale ed analitico ponendo, in condizioni controllate e simili all'ambiente carsico, campioni di acqua ed al contempo analizzando i sedimenti trasportati dalla piena.



Rappresentazione schematica delle interazioni Acqua-Sedimenti

UN POSSIBILE MODELLO INTEGRATO

Per modello integrato ci si riferisce alla possibilità di intrecciare e fondere in una sintesi finale intersettoriale considerazioni provenienti dai diversi campi della ricerca al fine di descrivere il più compiutamente possibile l'assetto ed i comportamenti del circuito idrico. Lo schema concettuale ipotizzato consente di collocare le variazioni idrochimiche a breve termine, connesse alla velocità del flusso idrico e morfo-dipendenti, da quelle ad andamento stagionale e dipendenti dalla temperatura e dal clima esterno.

La struttura della rete carsica, caratterizzata da tratti d'alveo con modesto gradiente raccordati da cascate in cui le sale di grandi dimensioni sono compartimentate da sifoni

e pseudosifoni di ridotta sezione verticale, comporta un regime di deflusso idrico torrentizio, con grande trasmissività degli impulsi meteorici, ridotta funzione di immagazzinamento e una trascurabile laminazione degli eventi di piena. Tale assetto morfologico condiziona inoltre la ventilazione delle cavità interne comportando situazioni di completo isolamento durante le piene e inibendo lo scambio d'aria tra sale adiacenti per le condizioni di omeotermia presenti nei "passaggi bassi" durante le magre. Queste ultime condizioni si instaurano perchè favorite dalla permanente vicinanza della superficie idrica alla volta. Con queste caratteristiche della rete carsica, il comportamento idrochimico osservabile si presenta quindi come risultato di una serie di alterazioni, indotte dallo stato di contaminazione delle acque che si immettono agli inghiottitoi, inserite all'interno di una dinamica idrogeologica espressione diretta dell'evoluzione geomorfologica e neotettonica che ha originato la rete carsica.

Con questa impostazione il circuito idrico in rete carsica appare scomponibile in tre ideali serbatoi, posti l'uno a contatto con gli altri due, elencabili valutandone le caratteristiche salienti rispetto allo spazio ed al tempo di azione dei processi:

1. l'acqua, con dimensioni dinamiche nello spazio e nel tempo, che accresce le sue dimensioni a spese della roccia carbonatica;
2. la roccia carbonatica, sede di una risorsa di ioni calcio, magnesio e anidride carbonica praticamente illimitata nel tempo e nello spazio se confrontata alle dimensioni degli altri due serbatoi;
3. l'atmosfera delle cavità interne, di dimensioni variabili nello spazio lungo tutto il circuito carsico, ma praticamente costanti nel tempo se considerate nell'ambito dello sviluppo dei processi in atto. Invece, nell'accezione temporale più estesa (l'era Quaternaria), è il serbatoio destinato all'invaso degli spazi precedentemente sommersi dalle acque.

L'interazione tra questi serbatoi, di volta in volta ricettori o donatori o con entrambe le funzioni, concettualmente consente di scomporre un'unico processo in una catena di singoli fenomeni, talora contemporanei e mutualmente attivanti per scambio diretto, talora gli uni conseguenti agli altri che li precedono e collegati da meccanismi di causa-effetto.

Questa schematizzazione, se la ricerca ne dimostrerà una validità spazio-temporale universale, consente di ricondurre una complessa dinamica idrogeologica, per il momento solo in parte individuata, all'azione combinata di tre categorie di variabili, gerarchicamente strutturate:

- a) le variabili climatiche che controllano l'afflusso e le caratteristiche fisiche (temperatura) delle acque e dell'atmosfera interna del complesso carsico, condizionando l'efficienza dei processi di rimozione o conservazione dei composti chimici nelle acque;
- b) le variabili idrodinamiche che regolano velocità e modalità di trasmissione dell'impulso e quindi anche i tempi di interazione tra l'acqua, la roccia e la capacità idrodispersiva del circuito idrico;
- c) le variabili chimiche che definiscono la qualità delle acque in ingresso al sistema e,

specificatamente per Stiffe, quelle del Rio Gamberale sulle quali si innestano le degradazioni chimico-fisiche-biologiche con un corredo di situazioni di scambio chimico-fisico acqua-roccia e acqua-atmosfera.

Lo studio allo stato odierno consente soltanto di delineare alcuni meccanismi con cui si esplicano le trasformazioni del sistema, identificando le variabili di attivazione dei processi ma senza peraltro quantificare i risultati dei processi di scambio. In futuro, attrezzando una stazione di osservazione in continuo agli inghiottitoi, sarà possibile pervenire ad un'articolazione più dettagliata del modello sulle interazioni tra questi "serbatoi" consentendo di definire le espressioni matematiche in grado di relazionare gli assetti idrogeologici e idrochimici con le "risposte" del sistema in termini di chimismo delle acque.

Nelle figure seguenti, che rappresentano i diagrammi temporali dei parametri chimico-fisici acquisiti dalla stazione in alcune situazioni di deflusso idrico, risulta evidente l'esistenza di un "comportamento di piena" ben distinto dal regime di scorrimento stagionale. La "risposta" del sistema agli eventi di piena, tuttavia, non è omogenea e costante per tutti i parametri ma, per alcuni, si differenzia durante l'anno.

I parametri che hanno variazioni in relazione lineare con le piene sono quelli condizionati dal regime di deflusso idrico e quindi, in particolare, dal livello idrico e dalla velocità dell'acqua. Tali parametri sono il pH, la conducibilità, l'ossigeno disciolto, l'ossigeno atmosferico, l'anidride carbonica atmosferica, la conducibilità e la temperatura delle acque.

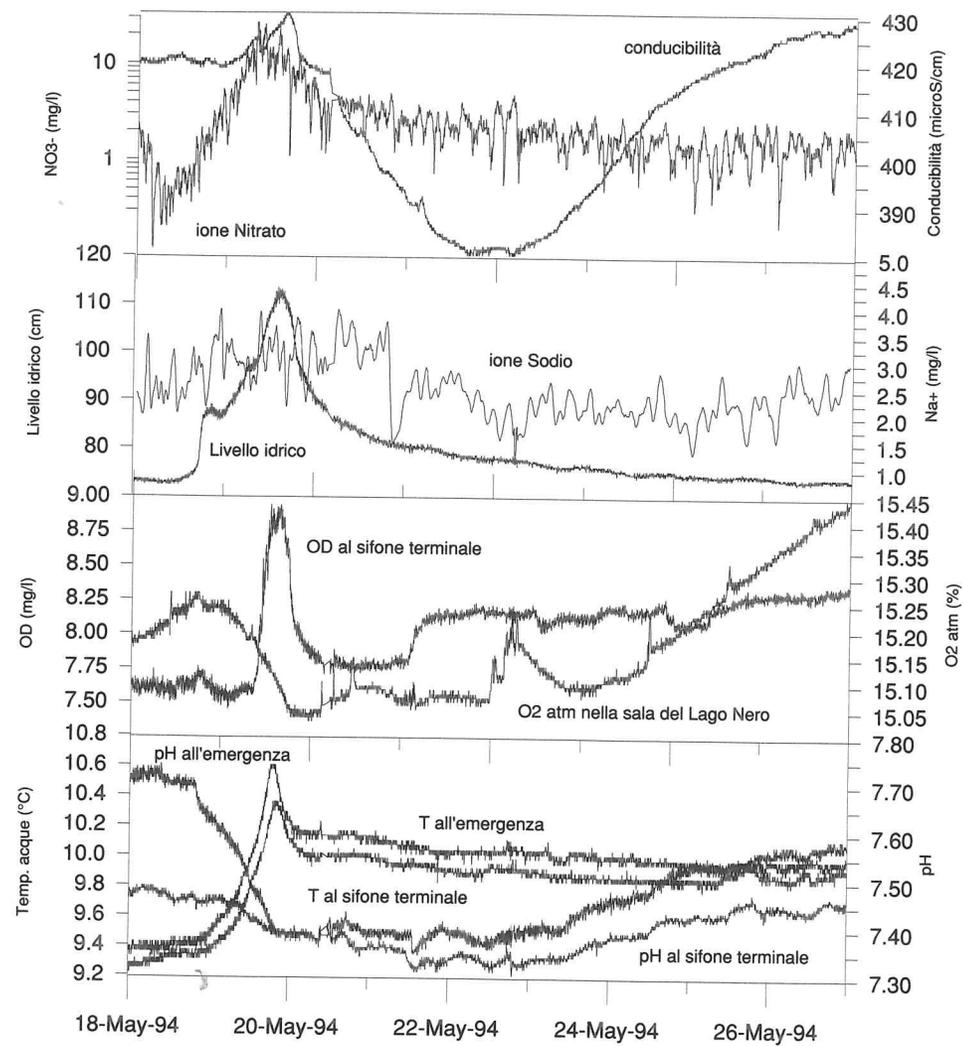


Figura 29: Andamento di alcuni parametri del sistema di monitoraggio nel corso di una piena primaverile.

In particolare la diminuzione del pH all'emergenza è molto più accentuata di quella osservabile nelle acque del sifone ed è rispondente ad una riduzione del tempo di interazione tra l'acqua e l'atmosfera nel tratto compreso tra questi due punti di osservazione automatizzata. In forma analoga si hanno variazioni della temperatura delle acque, con sensibili incrementi per le piene del periodo primaverile - autunnale e decrementi per quelle del periodo invernale. Per tali parametri quindi le piene costituiscono fasi in cui si rivelano condizioni di equilibrio atmosfera-acqua-roccia generalmente presenti, nei periodi di flusso non perturbato, in settori molto più interni della rete carsica.

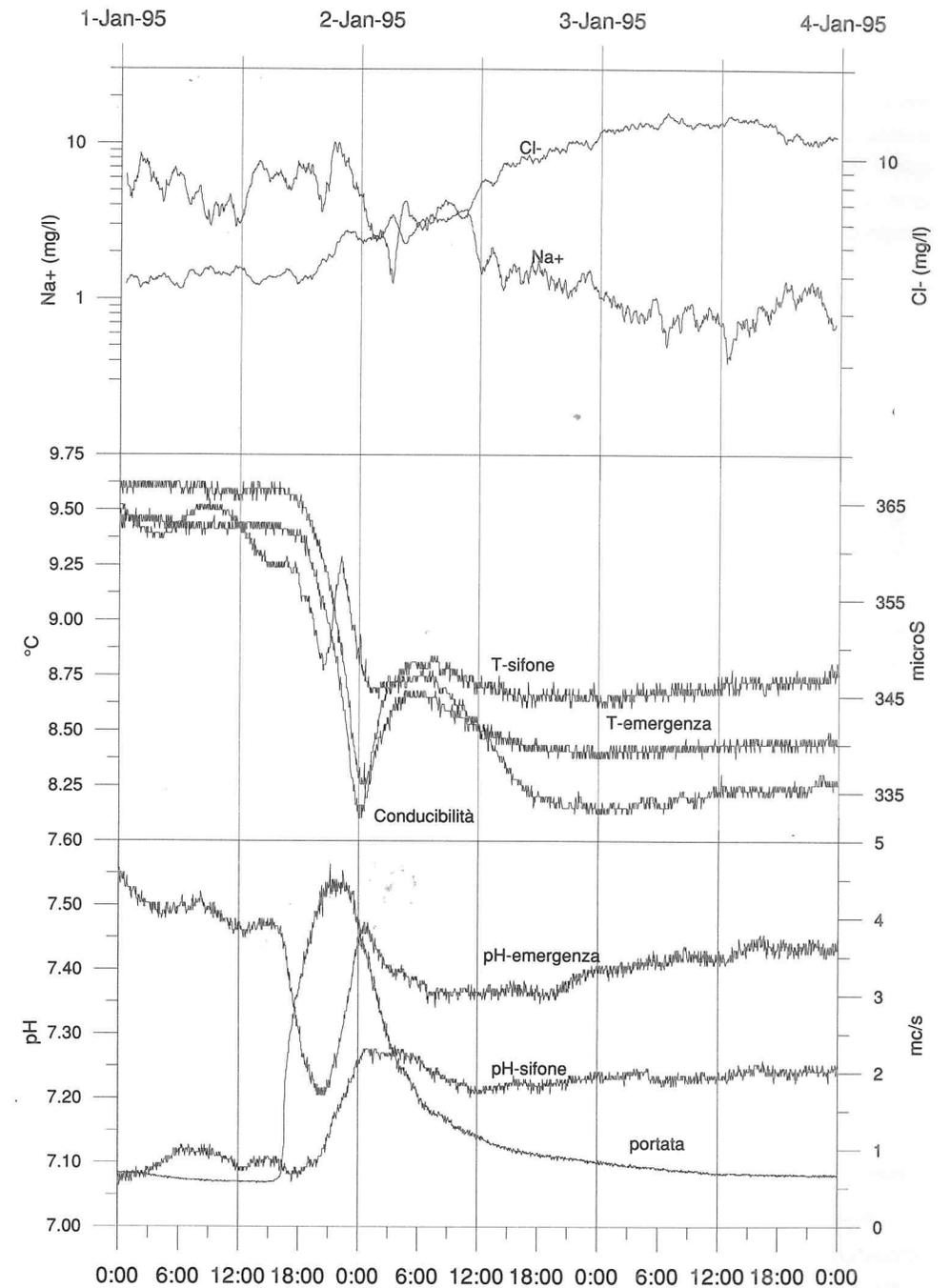


Figura 30: Variazioni della temperatura delle acque, del pH, degli ioni sodio e cloruri e della conducibilità nel corso di una piena del periodo invernale.

L'aumento di velocità del flusso idrico, oltre a ridurre i tempi di interazione acqua - roccia, causa anche l'ossigenazione delle acque attraverso la turbolenza. Viceversa è imputabile soprattutto al livello idrico il controllo della concentrazione di ossigeno atmosferico nelle sale interne. Infatti, diagrammando i valori di ossigeno atmosferico con quelli del livello idrico, si osservano andamenti a "cappio" in cui il ritorno alle condizioni iniziali del sistema è molto più lento a causa soprattutto del processo di rinnovamento della riserva di ossigeno atmosferico nelle cavità interne.

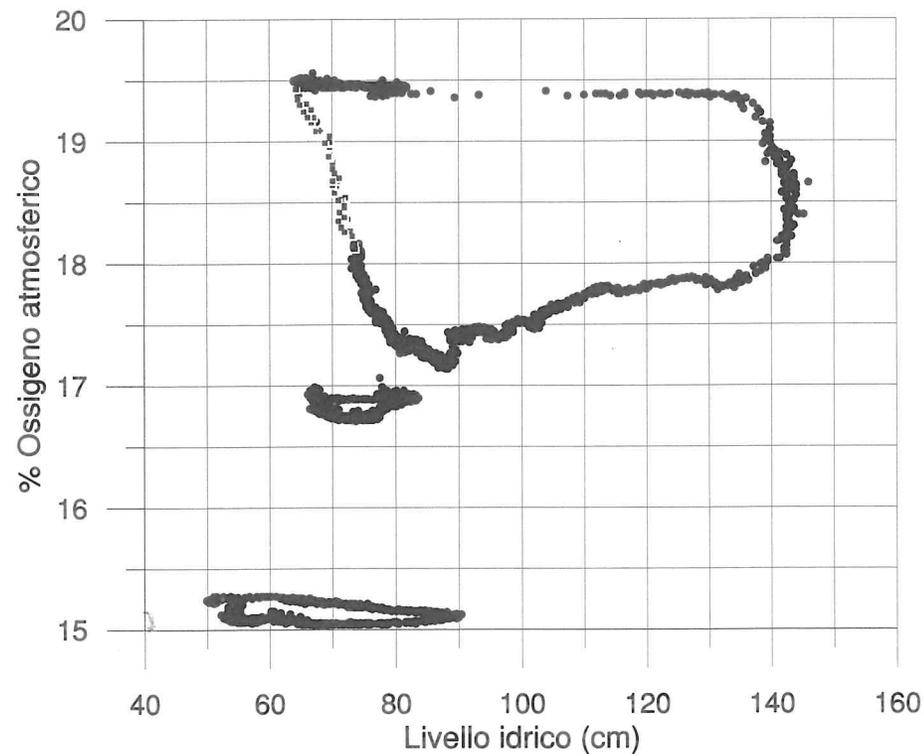


Figura 31: Variazioni dell'ossigeno atmosferico nel corso di alcuni eventi di piena.

Piene successive a breve intervallo l'una dall'altra causano sottrazioni di ossigeno atmosferico importanti e non compensate per le condizioni prolungate di chiusura dei "passaggi bassi" e non consentono il ritorno dell'ossigeno alle condizioni pre-evento. E' questo il caso dei fenomeni di piena di inizio primavera che, inserendosi su un flusso idrico già sostenuto per lo scioglimento delle nevi sull'Altopiano delle Rocche, determinano i valori più elevati di portata osservabili nel corso dell'anno.

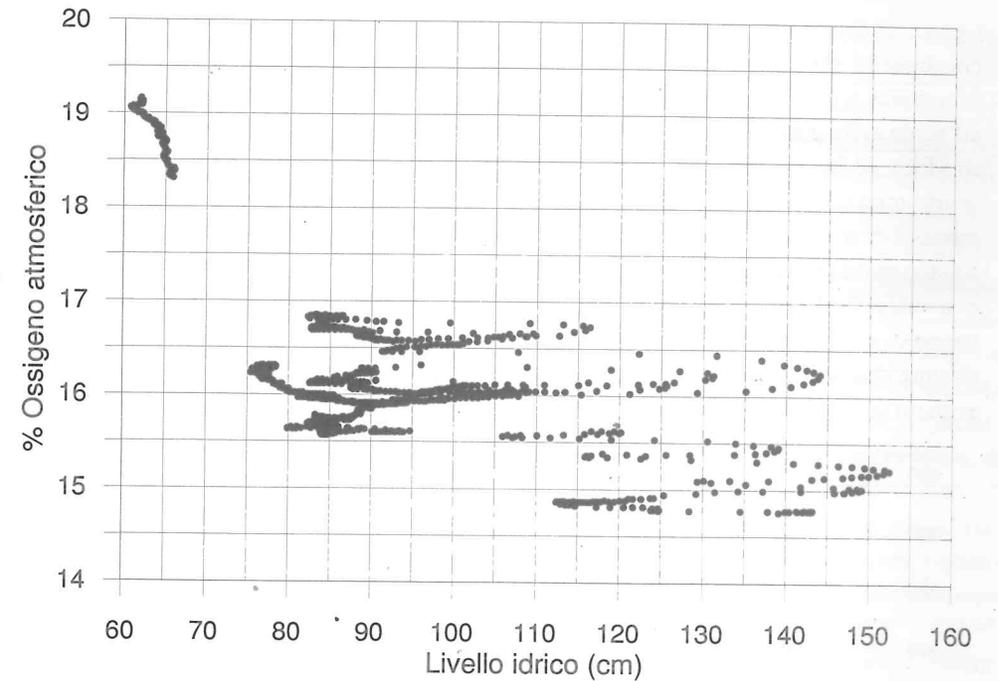


Figura 32: Effetto sull'ossigeno atmosferico della sala del Lago Nero di una serie di eventi di piena ravvicinati e sovrapposti ad un flusso idrico di base sostenuto nel periodo del disgelo primaverile.

L'anidride carbonica, che costituisce il prodotto della degradazione ossidativa responsabile del processo di depauperamento di ossigeno, presenta andamenti speculari a quello dell'ossigeno atmosferico con le fasi di rilascio in atmosfera più significative coincidenti con l'acme della portata idrica durante le piene. Tuttavia il processo di scambio acqua => atmosfera risulta in questo caso molto più rapido di quello atmosfera => acqua che coinvolge l'ossigeno in quanto viene regolato da un serbatoio (l'acqua) che ha una capacità di immagazzinamento elevata per l'anidride carbonica e bassa per l'ossigeno. Per tale motivo le risposte che si generano appaiono con velocità del tutto analoghe a quelle del flusso idrico.

La conducibilità nelle fasi di piena generalmente decresce, assumendo il valore minimo quando sono visibili sull'idrogramma gli apporti dai sistemi di fessure carsificate. In questo assetto generale unica anomalia è costituita da un picco positivo relativo, di breve durata, posto in corrispondenza dell'acme di piena e più o meno accentuato in dipendenza dell'entità della portata. Poiché l'andamento generale nel suo insieme riflette l'immissione nella rete carsica e nei circuiti idrici di acque meno mineralizzate provenienti dall'esterno, il picco in controtendenza all'apice della piena dovrebbe probabilmente attribuirsi alla rimozione di sedimento argilloso dotato di gruppi ionici. Infatti l'ipotesi di espulsione di acque mineralizzate non risulta congruente con

i generali decrementi delle concentrazioni degli ioni monitorati (Cl^- , NO_3^- , Ca^{++} , Na^+) conseguenti gli effetti della dispersione idrocinetica connessa alla turbolenza e alla diluizione legata alla portata idrica. Se si trascurano le situazioni che si generano all'acme della piena, la conducibilità appare linearmente connessa alla velocità del flusso idrico ed indicatrice, seppure qualitativamente, della dipendenza dei processi di trasporto minerale nelle acque dalle interazioni acqua-roccia. Infatti appare evidente che i processi di scambio/adsorbimento e di precipitazione/ridissoluzione/rimobilizzazione risultano condizionati anche dalle condizioni in cui si collocano gli scambi acqua/roccia e acqua/sedimento. La velocità del flusso idrico costituisce il fattore di controllo del tempo di interazione tra questi serbatoi e risulta l'elemento di maggiore importanza "nel sistema chimico" su quelle funzioni che normalmente contrastano l'acidificazione delle acque o consentono la formazione di precipitati e la decantazione del sedimento.

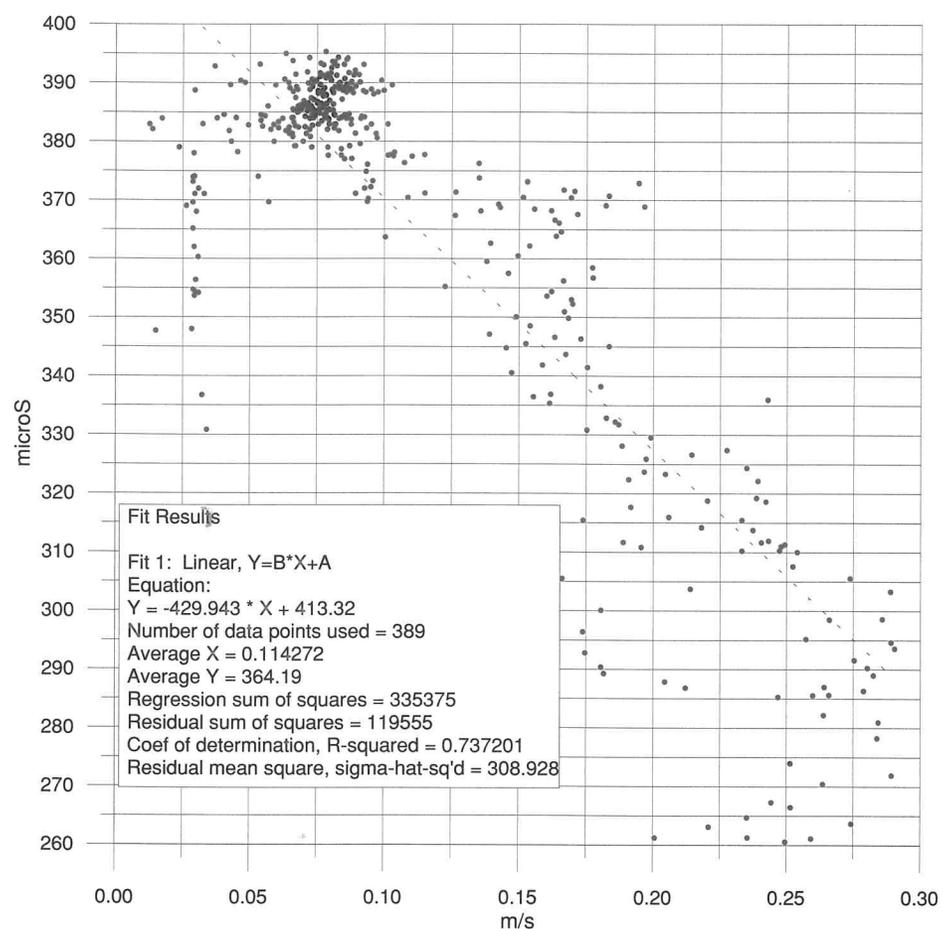


Figura 33: Relazione tra la conducibilità delle acque e la velocità del flusso idrico nel periodo 17.01.1995 - 23.04.1995.

Quest'azione di controllo appare particolarmente evidente nell'attenuazione delle differenze tra il pH al sifone e quello all'emergenza.

In questo contesto la concentrazione dello ione Ca^{++} dovrebbe sempre subire importanti flessioni con gli eventi di piena, anche in conseguenza degli effetti connessi alla diluizione - dispersione idrocinetica. Viceversa, per quanto il funzionamento dei sensori ione-selettivi non abbia sinora registrato l'affidabilità degli altri sensori (tendenza alla deriva ed alla staratura spontanea del sensore nell'arco di due settimane in media), si sono osservati andamenti contrastanti per piene differenti, sia con crescite della concentrazione durante l'esplicarsi dell'evento di piena sia con sensibili riduzioni (50 % circa).

Nelle piene di fine primavera e quelle estive, che si innestano su un flusso idrico di base in lento ma costante esaurimento, la concentrazione dello ione Ca^{++} passa da circa 100 mg/l della media stagionale a 55-60 mg/l durante la piena. Nelle piene autunnali, quando il flusso idrico di base è in aumento progressivo verso i massimi invernali, la concentrazione dello ione Ca^{++} tende all'aumento, manifestando picchi con la piena di 150 - 160 mg/l. I cloruri hanno andamento analogo con variazioni più ampie (di 10 volte il valore), registrando escursioni tra 1 mg/l e 11 mg/l. Lo ione sodio, in questo contesto, appare più regolare con numerose oscillazioni del valore, apparentemente non correlabili al livello idrico istantaneo ma piuttosto al flusso di base stagionale. I significati di tali comportamenti osservati dai sensori ione-selettivi sono in prima istanza relazionabili alla sovrapposizione sul comportamento "normale e naturale" del sistema di "fasi di pulizia" autunnale condizionate dai processi di rimobilizzazione del carico inquinante accumulatosi nel periodo estivo forse all'interno dei sedimenti o nei condotti del sistema. Tale spiegazione, peraltro ben nota come uno dei possibili fenomeni di maggiore pericolosità degli inquinamenti in aree carsiche, risulta tuttavia parzialmente soddisfacente in quanto non comprende i rilasci di cloruri e nitrati osservati in condizioni di flusso idrico non perturbato da eventi di pioggia. Evidentemente nei processi di trasmissione/accumulo/rilascio di inquinanti nel "sistema carsico" vi sono da considerare altri fattori di controllo la cui dinamica presenta cicli temporali di diversa durata e risulta praticamente indipendente dalle situazioni di flusso idrico del circuito carsico.

Ad esempio nelle concentrazioni dello ione calcio svolge un ruolo importante l'anidride carbonica disciolta nelle acque, originata in parte dalla cinetica ossidativa. Infatti per mantenere il bicarbonato di calcio in soluzione è necessaria la presenza di una certa quantità di anidride carbonica libera che, equilibrando la reazione, arresta la tendenza alla precipitazione. Tuttavia un eccesso di anidride carbonica libera causa un'azione corrosiva sulla roccia e l'assunzione di ioni calcio. L'incremento della pressione di anidride carbonica in atmosfera durante gli eventi di piena aumenta la solubilità della stessa disciolta nelle acque con riflessi sul processo corrosivo inizialmente inibiti dall'alta velocità del flusso idrico e dal ridotto tempo di interazione tra l'acqua e la roccia. Aumenti di concentrazione del calcio conseguenti i fenomeni di piena di maggiore intensità caratterizzano i periodi posti a distanza di qualche giorno dal passaggio dell'onda di piena e si esauriscono con rapidità quando la pressione dell'anidride carbonica atmosferica riacquista i livelli normali.

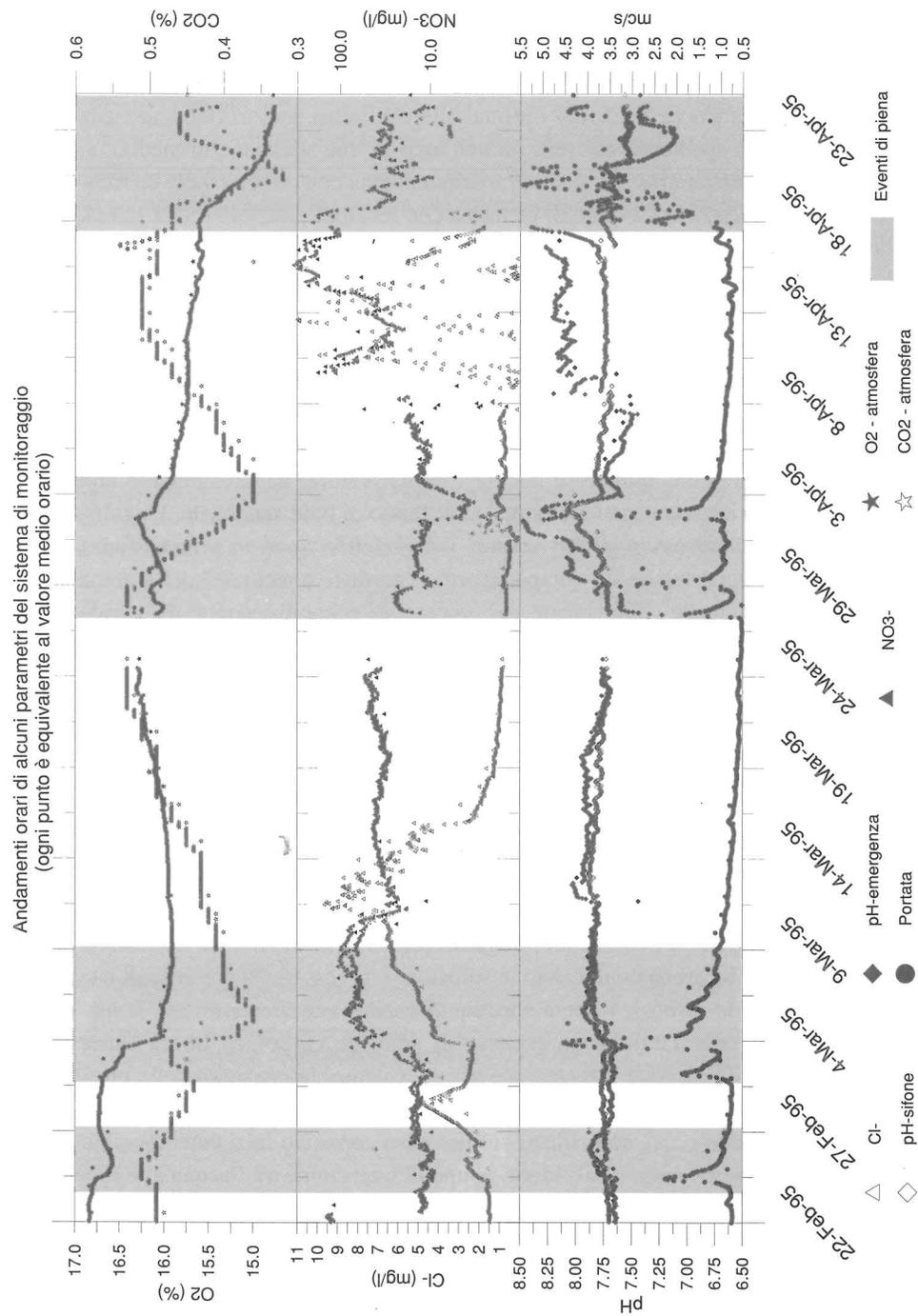


Figura 34: Andamenti orari osservati nel periodo 22-febbraio '95 - 22 aprile '95.

In questo caso, quindi, si è in presenza di un processo di rilascio dove l'idrodinamica del sistema agisce come elemento inibitorio. Le concentrazioni osservate risultano in tal modo dipendenti dalla combinazione di più variabili.

Comunque gli andamenti dei parametri della stazione scientifica fanno ipotizzare che la diversificazione del comportamento complessivamente osservato derivi dall'attivazione di una serie di variabili-soglia, sia idrodinamiche che idrochimiche, conseguente i condizionamenti impressi al "sistema" nelle fasi precedenti i periodi a flusso perturbato. In particolare "lo stato" chimico-fisico del circuito idrico nelle fasi precedenti la piena acquista grande importanza nell'incrementare o attenuare "le risposte" del sistema chimico in soluzione e nel determinare le concentrazioni all'emergenza dei composti ionici. In particolare i processi in osservazione a Stiffe definiscono un contesto dinamicamente reattivo alle alterazioni indotte dall'immissione di inquinanti agli inghiottitoi in cui gli scambi di materia tra le acque, la roccia calcarea e l'atmosfera delle cavità interne sono espressione di una concatenazione stabile di eventi mutualmente autoattivanti ed interagenti o dipendenti dalle situazioni a cui pervengono ciclicamente le trasformazioni globali del sistema carsico. Vi è evidentemente una gerarchia di variabili e meccanismi, ancora non adeguatamente investigata, in cui le funzioni primarie del sistema presentano andamenti stagionali ciclicamente rinnovati in occasione di eventi di breve durata temporale.

In questa ipotesi di lavoro iniziale le componenti stagionali delle variazioni del sistema possono essere poste in evidenza mediante uno schema in cui il clima (temperatura giornaliera e precipitazione) condiziona la cinetica ossidativa e il regime dello scorrimento idrico nella rete carsica. Da questi elementi deriva l'alternanza del "comportamento depurativo", associato alle basse velocità di flusso ed alla modesta altezza del livello idrico nell'alveo con il "comportamento trasmissivo", in cui i passaggi bassi di Stiffe sono in sommersione e la velocità dello scorrimento riduce significativamente il tempo di corrosione acqua - roccia determinando, inoltre, la rimozione dei sedimenti precedentemente apportati alla rete carsica.

In questa schematizzazione l'intero sistema ha carattere bifasico e viene quindi semplicisticamente espresso come un'alternanza tra lo stato in cui sono consentiti gli scambi tra le acque e l'atmosfera e le acque e la roccia calcarea (situazione di sistema aperto) e lo stato in cui tali scambi sono inibiti (sistema chiuso). Tali situazioni di apertura e chiusura sono riferite non soltanto agli scambi tra i vari serbatoi che compongono il sistema "rete carsica" ma anche agli scambi del serbatoio atmosfera con l'ambiente esterno.

La durata delle condizioni di chiusura del sistema regola sia i processi di accumulazione in atmosfera dell'anidride carbonica che quelli di depauperamento dell'ossigeno ed il rendimento della cinetica ossidativa responsabile della degradazione del carico organico immesso agli inghiottitoi.

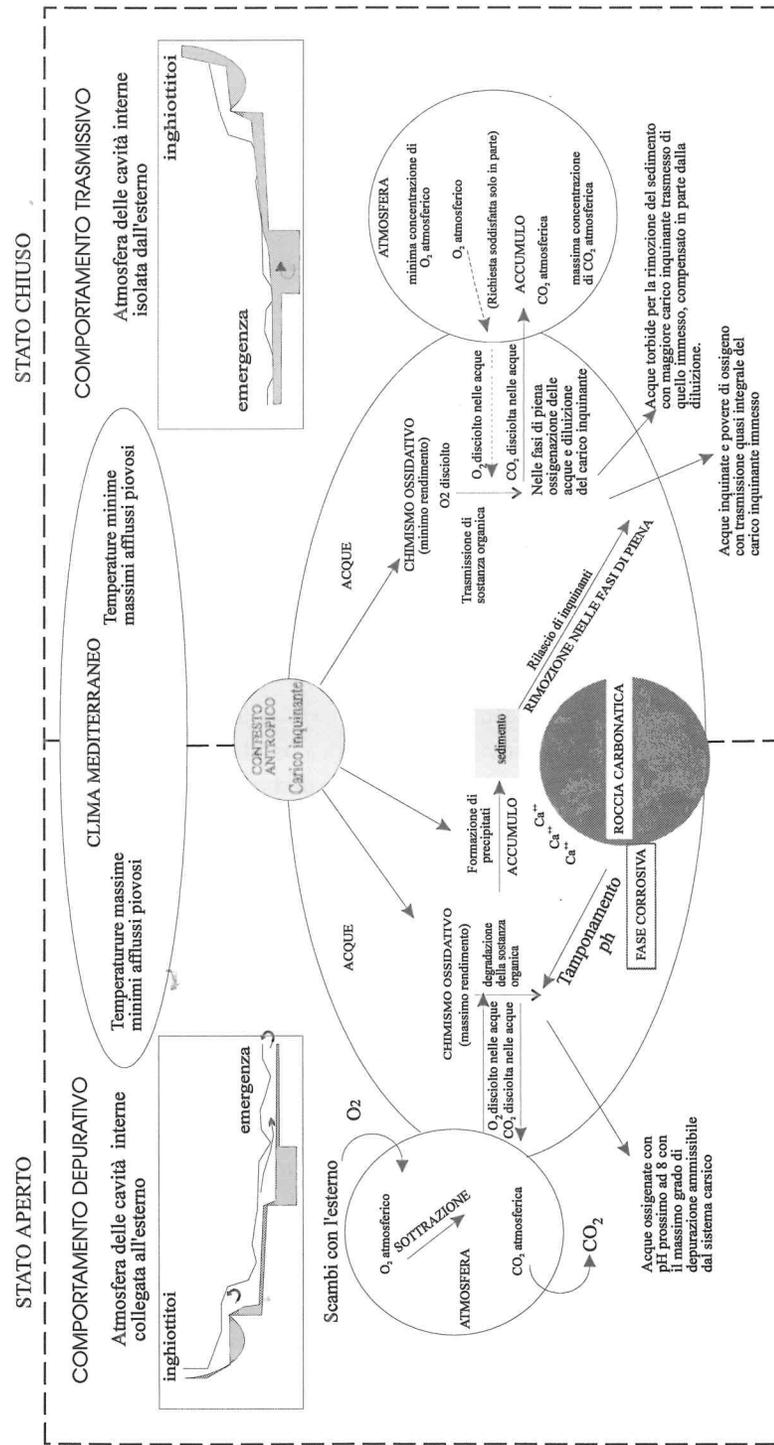


Figura 35: Relazioni del modello integrato.

SALVAGUARDIA DELL'AMBIENTE CARSIICO

SPERIMENTAZIONE ILLUMINOTECNICA NELLA GROTTA DI STIFFE

PREMESSA

E' inevitabile che quando si attrezza una grotta naturale per consentire la visita dei turisti, si provocano grosse alterazioni al delicato ambiente ipogeo.

In particolare l'alterazione più evidente, a seguito dell'apertura al pubblico di una grotta, è dovuta alla comparsa di particolari organismi fotosintetici, costituiti da alghe e muschi che vengono a formarsi sulle superfici illuminate dalle lampade utilizzate per l'impianto di illuminazione scenografica.

Il mondo vegetale non fa parte dell'ecosistema di una grotta naturale (fatta eccezione per qualche rara forma di vegetale della classe dei funghi); infatti la completa assenza di luce non consente la formazione di tutti quegli organismi che utilizzano la radiazione luminosa per la loro sussistenza.

La presenza di luce artificiale emessa dalle lampade dell'impianto di illuminazione scenografica, provoca l'attivazione del processo della fotosintesi da parte di spore vegetali, normalmente presenti in grotta perchè trasportate dall'acqua o dall'aria e, nel caso delle grotte turistiche, soprattutto dai visitatori.

Il processo di proliferazione delle alghe e dei muschi non è immediato ma comincia a manifestarsi dopo qualche anno.

Tale fenomeno dà origine a due problematiche entrambe negative: un problema di carattere estetico dato che le superfici illuminate e quindi anche le concrezioni calcaree si ricoprono nel tempo di uno strato verde che altera il loro aspetto naturale; un problema di carattere ecologico dovuto al fatto che alcuni tipi di alghe sono responsabili, come rilevato da studi effettuati nella grotta di Castellana, di fenomeni di corrosione dovuti all'azione biochimica sulla calcite delle concrezioni, da parte di sostanze contenute nelle alghe stesse.

Risulta pertanto opportuno che il progetto e la successiva realizzazione delle opere di sistemazione turistica di una grotta naturale ed infine la gestione dell'impianto turistico, tengano in dovuto conto il fenomeno di formazione e sviluppo delle alghe e dei muschi sulle superfici illuminate, al fine di rispettare la conservazione di un ambiente di notevole interesse naturalistico.

Gli studi in corso presso la grotta di Stiffe hanno lo scopo di giungere a dei risultati che consentano di controllare, sia nella fase preventiva di progettazione che nella fase della gestione di una grotta turistica, il fenomeno di formazione delle alghe, al fine di eliminarlo o per lo meno di ridurlo.

STUDI PRECEDENTI

Da prove sperimentali effettuate dall'autore (bibliografia) è risultato che l'impiego, negli impianti di illuminazione scenografica di grotte turistiche, di lampade caratterizzate da particolare emissione luminosa, può ostacolare la formazione di alghe e muschi sulle pareti direttamente illuminate.

A tali conclusioni l'autore è giunto inizialmente mediante considerazioni di carattere puramente teorico, basandosi sul confronto tra lo spettro di assorbimento dei pigmenti fotosintetici (tra i quali assume maggiormente importanza nel fenomeno la clorofilla di tipo "a") e lo spettro di emissione delle sorgenti luminose comunemente impiegate in campo illuminotecnico.

Da tali confronti è stato constatato come lo spettro di emissione di alcune lampade a scarica nei gas è complementare rispetto allo spettro di assorbimento dei pigmenti fotosintetici.

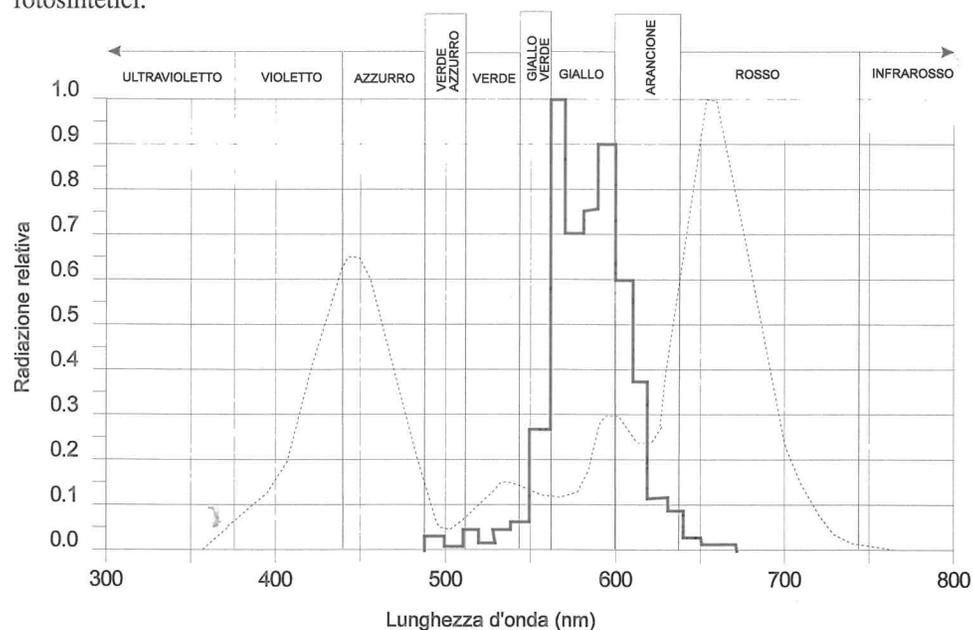


Figura 36: Spettro di emissione di una lampada a vapori di sodio ad alta pressione a confronto con la curva di risposta delle piante alla radiazione visibile (curva in tratteggio).

Più precisamente le lampade a scarica hanno, per motivi di efficienza luminosa e quindi di contenimento di consumi energetici, una emissione di radiazioni luminose concentrata prevalentemente nella zona centrale del campo delle lunghezze d'onda visibili e cioè nel campo del giallo-verde, mentre l'entità delle radiazioni emesse è esigua nel campo del blu ed è addirittura nulla, per alcune lampade, nel campo del rosso.

Lo spettro di assorbimento della clorofilla "a" presenta invece due massimi, uno in corrispondenza del blu e l'altro in corrispondenza del rosso, mentre ha un minimo in corrispondenza del verde.

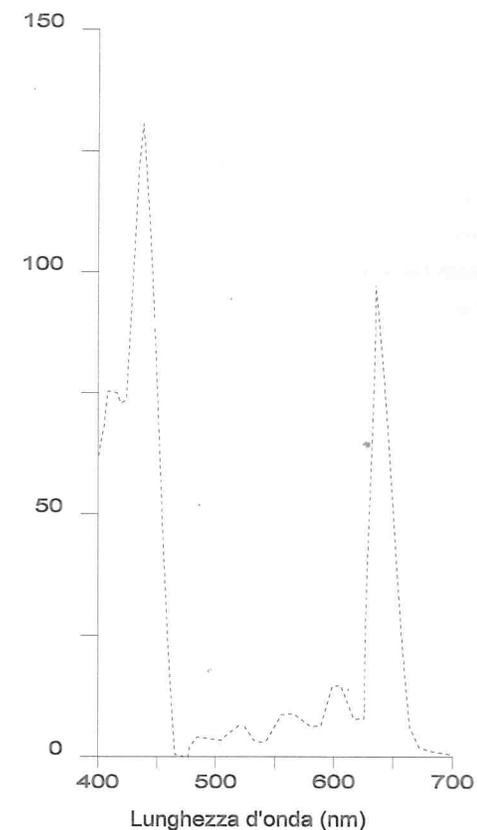


Figura 37: Spettro di assorbimento della clorofilla α pura, disciolta in etere.

Alla luce di tali considerazioni è risultato evidente individuare le lampade più adatte per l'illuminazione scenografica delle grotte turistiche.

Al fine di verificare la validità delle affermazioni teoriche a cui si è giunti è stata condotta una prova sperimentale di illuminazione presso una cavità artificiale (Imprescia & Muzi, 1989).

La conformazione della cavità, in particolare le sue ridotte dimensioni, non hanno consentito di installare più di due tipi di lampade senza avere interferenza tra le stesse; si è pensato pertanto di utilizzare due sorgenti luminose di caratteristiche notevolmente diverse in modo da ottenere risultati significativi in relazione agli studi teorici svolti in precedenza.

Le lampade scelte sono state: quella ad incandescenza caratterizzata da una emissione spettrale di tipo continuo su tutto l'intervallo di lunghezza d'onda del visibile, con forte emissione nel campo del rosso, e quella a vapori di sodio a bassa pressione che emette radiazione monocromatica posizionata in prossimità del centro dell'intervallo visibile, in corrispondenza della quale la clorofilla ha un minimo assorbimento.

Dopo circa due anni di osservazioni si è riscontrato che sulla parete illuminata dal-

la lampada ad incandescenza è venuta a formarsi una colonia abbastanza numerosa di alghe verdi, fino a zone in cui il livello di illuminamento era di 40-50 lux; mentre in corrispondenza della parete illuminata dalla lampada a vapori di sodio a bassa pressione, la presenza di alghe, peraltro in quantità abbastanza limitata, si è riscontrata in zone con livello di illuminamento superiore a 300 lux.

Si tenga conto che un livello di illuminamento di 100 lux comporta buone condizioni di visibilità in riferimento al compito visivo che l'occhio umano deve svolgere durante una visita di una grotta turistica.

I precedenti risultati sperimentali ottenuti inducono a pensare che il problema della formazione delle alghe sulle pareti illuminate delle grotte turistiche abbia trovato la sua soluzione.

In realtà l'impianto di illuminazione per una grotta turistica deve tener conto dell'aspetto scenografico, dato che proprio una adeguata illuminazione scenografica consente di metter in risalto le bellezze naturali presenti nell'ambiente ipogeo, destando l'interesse dei visitatori.

Per cui per esigenze scenografiche si è obbligati spesso ad impiegare lampade con elevata resa cromatica e con uno spettro di emissione adeguato ed inoltre ad utilizzare livelli di illuminamento del valore di alcune centinaia di lux.

Questo è il motivo per cui non risulta accettabile utilizzare esclusivamente lampade con emissione monocromatica; è opportuno allora ricercare, per la realizzazione dell'impianto di illuminazione, un compromesso tra l'aspetto scenografico a cui è affidato la riuscita turistica della grotta e l'aspetto non meno importante della protezione ambientale, per non deturpare ciò che rappresenta proprio l'elemento di interesse per i turisti.

ILLUSTRAZIONE DEGLI ESPERIMENTI NELLA GROTTA DI STIFFE

L'impianto di illuminazione della grotta di Stiffe è stato realizzato con una forte componente scenografica; sono state comunque utilizzate lampade a scarica nei gas il cui comportamento, nei riguardi del problema di formazione delle alghe risulta intermedio tra quello delle lampade ad incandescenza normalmente utilizzate in tutte le altre grotte turistiche e quello delle lampade a vapori di sodio a bassa pressione, le quali, secondo gli esperimenti effettuati in precedenza, risultano ostacolare il fenomeno delle alghe.

Dopo circa tre anni di funzionamento dell'impianto, in corrispondenza di alcune lampade sono iniziate a svilupparsi alcune tipi di alghe.

Per la conduzione degli esperimenti in corso, sono state individuate all'interno della grotta di Stiffe delle stazioni di rilevamento in corrispondenza di alcune lampade installate; nelle vicinanze di queste lampade sono stati collocati dei campioni di roccia calcarea.

Per accelerare il fenomeno e controllarlo in tempi sufficientemente brevi, su ogni campione è stato posto uno strato di alghe già presenti in grotta.

In ogni stazione, caratterizzata da un certo tipo di sorgente luminosa, sono stati posti 5 campioni a distanze diverse, allo scopo di verificare a parità di altre condizioni, il valore del livello di illuminamento al di sotto del quale è inibita la formazione delle alghe.

Per ogni stazione vengono rilevati tutti i seguenti parametri che si ritiene abbiano influenza sul fenomeno:

- *parametri elettrici (pe)*; tipo di lampada, potenza lampada, energia elettrica erogata ovvero tempo di esposizione alla lampada;
- *parametri fotometrici (pf)*; livelli di illuminamento sui campioni, indice di resa cromatica e temperatura di colore della lampada,
- *parametri ambientali (pa)*; condizione della superficie illuminata (secca, umida, bagnata), tipo di substrato (roccia, terriccio), composizione dell'aria (ossigeno, anidride carbonica), temperatura, umidità relativa, distanza dal percorso turistico.

Ad intervalli regolari di tempo vengono prelevati i campioni di calcare per controllare la eventuale crescita delle alghe.

Scopo degli esperimenti è quello di giungere alla determinazione di quanto i singoli parametri elettrici, fotometrici ed ambientali influenzano il fenomeno della crescita delle alghe e di definire una grandezza globale che potremmo definire *GPA*: "*Grado di Protezione Ambientale*", funzione dei singoli parametri opportunamente pesati a seconda della loro influenza.

$$GPA=f(pe,pf,pa)$$

E' possibile allora definire un valore critico del *GPA* al di sopra del quale risultano favorevoli le condizioni per la formazione delle alghe nell'area circostante ad un determinato punto luce.

Un'altra parte degli esperimenti riguarda l'utilizzo di lampade germicide con emissione della radiazione UV del tipo "A"; è già stato rilevato che l'esposizione a tale radiazione, delle alghe formatesi in alcune zone della grotta nei tre anni di funzionamento dell'impianto di illuminazione, ha portato nel giro di poche settimane alla eliminazione completa della flora.

Scopo di questo tipo di esperimento è quello di arrivare a definire la quantità di radiazioni UV (in termini di mW/cm^2), necessaria per eliminare in un determinato tempo i diversi tipi di alghe che si formano all'interno delle grotte turistiche.

CONCLUSIONI

Il calcolo del *GPA* risulta utile già in fase di progettazione dell'impianto di illuminazione scenografica, allo scopo di stabilire se in corrispondenza dei diversi punti luce progettati, si hanno le condizioni più o meno favorevoli per la formazione delle alghe; ciò consente eventualmente di variare uno dei parametri in gioco, per far sì che il *GPA*

assuma un valore che sia al di sotto del valore critico.

Inoltre il controllo dei parametri elettrici, fotometrici ed ambientali è utile anche nella fase di gestione della grotta turistica; infatti nel caso in cui in prossimità di una sorgente luminosa viene a formarsi della flora, è necessario agire su alcuni dei parametri suddetti, ad esempio utilizzare lampade di potenza più bassa per diminuire il livello di illuminamento sulla superficie illuminata, oppure cambiare la lampada con un'altra la cui radiazione luminosa sia tale da ostacolare il processo di crescita delle alghe e così via.

Tutti gli accorgimenti suddetti possono comunque essere efficacemente integrati con l'utilizzo di lampade germicide il cui funzionamento dovrà avvenire in assenza delle persone, a causa dei pericoli (congiuntiviti, eritemi) causati dalla radiazione emessa da tali lampade.

BIBLIOGRAFIA

Bertini T., Bosi C., Galadini F. (1989): La conca di Fossa - San Demetrio Nè Vestini. In elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Laziale-Abruzzese. Guida all'Escursione della S.G.I. - Esa Grafica. Roma.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986): Schema Idrogeologico dell'Italia Centrale. Mem. Soc. Geol. It. 35.

Bosi C. & Bertini T. (1970): Geologia della Media Valle dell'Aterno. Mem. Soc. Geol. It. 9.

Bosi C., Cittadini A., De Casa G., Messina P. & Palieri L. (1991): Dati preliminari su alcune successioni tufacee pleistoceniche dell'Appennino Abruzzese. Studi Geologici Camerti. Vol. Spec. 1991/2, CROP11.

Bosi C. & Locardi E. (1991): Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino Laziale - Abruzzese. Studi Geologici Camerti Vol. Spec. 1991/2, CROP11.

Bosi C. & Messina P. (1991): Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litografiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale - Abruzzese. Studi Geologici Camerti Vol. Spec. 1991/2, CROP11.

Cappa G. & Felici A. (1990): La Grotta di Stiffe: osservazioni preliminari. Documento inedito depositato presso la sede del G.S.A.

Cassoli A. (1986): Il glacialismo quadernario del Gruppo Velino-Ocre-Sirente. Mem. Soc. Geol. It. 35.

Castany G. (1967): *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod Paris X° Ed.

Celico P. (1983): Idrogeologia dei massicci carbonatici delle pianure quadernarie e delle aree vulcaniche dell'Italia Centro-meridionale (Marche, Lazio, Abruzzi, Molise e Campania). Quad. Cassa Mezzogiorno, Roma 4/2.

Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli L., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C. & Ridolfi M. (1990): Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene Inf. Dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle avanfosse limitrofe. Studi Geologici Camerti Vol. Spec. 1991/2 CROP11.

Civita M., Gregoretti F., Morisi A., Olivero G., Peano G., Vigna B., Villavecchia F. & Vittone F. (1990): Atti della Stazione Scientifica di Bossea. Tip. L'Artistica di Savigliano.

Forti P. (1986): Problemi di inquinamento e di salvaguardia degli acquiferi carsici. In: Ambiente Protezione e Risanamento vol. 2: Le Acque. Pitagora Editrice.

Galadini F. & Giraudi C. (1989): La zona di Ovindoli-Piani di Pezza. In Elementi di tettonica plio-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Laziale - Abruzzese. Guida all'Escursione della S.G.I. Esa Grafica. Roma.

Imprescia U. & Muzi F. (1985): Criteri di scelta delle lampade per illuminazione di grotte turistiche. Luce, 2.

Imprescia U. & Muzi F. (1989): Analisi dei risultati sperimentali riguardanti l'illuminazione di grotte turistiche. Luce 3.

Mangin A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doc.ès.Sci., Dijon.

Molnar L. (1972): Separation of hydrograph components. Studies and Report in hydrology. Proceedings of the Reading Symposium, July 1970. Vol. 3 Co-Edition IASH Unesco WMO/Co Edition AISH Unesco OMM 1972.

FINITO DI STAMPARE
NEL MESE DI SETTEMBRE 1995
PRESSO LA TECNOVADUE
CHIETI SCALO