

LE GROTT E D'ITALIA

RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA

(SEZIONE DELL'ISTITUTO DI GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA DELL'UNIVERSITA' DI BOLOGNA)

E DELLA SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

Direttore: Prof. FRANCO ANELLI

Redattore: Dr. GIANCARLO PASINI

Serie 4ª

Vol. III - 1970-72

BOLOGNA

1976

LE GROTT E D'ITALIA

RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA

[SEZIONE DELL'ISTITUTO DI GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA DELL'UNIVERSITA' DI BOLOGNA]

E DELLA SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

Direttore: Prof. FRANCO ANELLI

Redattore: Dr. GIANCARLO PASINI

Serie 4^a

Vol. III - 1970-72

BOLOGNA

1976

Fascicolo pubblicato
con i fondi dell'Istituto Italiano di Speleologia
(Sezione dell'Istituto di Geologia e Paleontologia
dell'Università di Bologna)

INDICE DEL III VOLUME

PASSERI L. - <i>Ricerche sulla porosità delle rocce carbonatiche nella zona di M. Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano) in relazione alla genesi della canalizzazione interna</i>	pag.	5
BALBIANO D'ARAMENGO C. - <i>Analisi di alcune risorgenze di grotte piemontesi</i>	»	45
PASSERI L. - <i>Porosità primaria delle rocce carbonatiche e canalizzazione freatica</i>	»	55

LEONSEVERO PASSERI

RICERCHE SULLA POROSITÀ
DELLE ROCCE CARBONATICHE NELLA ZONA
DI M. CUCCO (APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO)
IN RELAZIONE ALLA GENESI
DELLA CANALIZZAZIONE INTERNA ⁽¹⁾

RIASSUNTO - Vengono analizzate tutte le formazioni carbonatiche affioranti nella zona di M. Cucco allo scopo di valutarne la permeabilità e viene riconosciuta l'esistenza di un'alta porosità « primaria », sindeposizionale, in corrispondenza di numerosi livelli di Calcare Massiccio. Vengono poi esaminati i fenomeni carsici superficiali e sotterranei noti nella zona di M. Cucco e, in base alla carta delle permeabilità, viene stabilita una relazione idrogeologica tra la Grotta di M. Cucco e la Sorgente di Scirca. In base ai numerosi dati morfologici raccolti nella Grotta di M. Cucco, viene esaminata l'evoluzione della canalizzazione carsica a partire da una situazione freatica e viene riconosciuto il seguente ciclo evolutivo: fase freatica dinamica con canalizzazione in regime di condotta forzata, fase di scorrimento a pelo libero e fase di semplice percolazione ed occlusione. Viene infine riconosciuta l'esistenza di un'evoluzione avvenuta per cicli successivi pilotata dalle successive migrazioni verso il basso della Sorgente di Scirca.

ABSTRACT - The study of the limestone porosity has considerably helped to clarify some points of fundamental importance for a thorough understanding of the karst processes:

- a) in the « Calcare Massiccio », the canalization may be independent of the joints;
- b) in the « Corniola », « Grigio Ammonitico », « Maiolica », « Scaglia Bianca », and « Scaglia Rosata » formations the canalization depends solely on the joints;
- c) the « Scaglia Rossa » and the lower portion of the « Scaglia Cinerea » are but little permeable, and the karst canalization can be found only in connection with open lithoclasts;
- d) the upper portion of the « Scaglia Cinerea », the « Marne a Fucoidi » and the « Calcarei Diasprini » - « Rosso Ammonitico » - « Marne del Monte Serrone » formations constitute three impermeable levels; only the first two of them are

(¹) Lavoro eseguito presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Perugia con il contributo finanziario del C.N.R. Si ringrazia pertanto il Comitato delle Scienze Geologiche e Minerarie. Ringrazio inoltre il Gruppo Speleologico del C.A.I. di Perugia per l'attiva collaborazione.

- continuous, while the third may be missing or laterally substituted by « Grigio Ammonitico »;
- e) subterranean reservoirs develop easily in the reduced sequences areas; this is due partly to the considerable thickness of the « Calcare Massiccio », partly to its higher permeability degree, partly to the fact that karst canalization can develop directly from this formation to the bottom of the « Marne a Fucoidi ».

Therefore, both the superficial and the hypogeous karst phenomena are mainly to be found in the « Calcare Massiccio » formation. In the studied zone, the largest karst feature is represented by the M. Cucco grotto, one of the foremost in Italy for depth and length. The geological survey and the permeability map prove this subterranean system to be connected with the Scirca spring. As most of the examined cavities present fossil characters, the origin of these karst phenomena is clearly connected with a pre-existent hydrographic situation. The fossilization can be explained by admitting the ground water's lowering. The study of canalization in the M. Cucco grotto also shows the great importance of the pressure pipe cavities, because the greatest part of this grotto consists either of tubular conduits or of channels and cavities derived from these through a later evolution.

The systematic study of the M. Cucco cavities and of other type-localities chosen in the Umbro-Marchigiano Apennine (M. Nerone and Frasassi) allows some general reflexions on the processes of subterranean canalization. It is ascertained that karst solution can take place directly in the phreatic zone, provided that the water permeating the rock can be rapidly replaced; this prompt replacement occurs every time the bottom water is out of balance owing to sudden changes in the base level.

Conduits with circular or elliptical sections are generally believed to have originated in such conditions.

The evolution of the phreatic conduits through a successive free level flowing leads instead to the formation of high, narrow channels, whose variously arched ceilings are characterized by pot holes, often of small size. This kind of evolution is possible thanks to the slow lowering of the ground waters.

The widening of conduits, channels and every other kind of cavity or pore may also occur in the vadose zone, in conditions of percolation. This solvent action, being associated to a rockfall evolution, is partially and locally counterbalanced by the concretionary filling.

The three phases now described are therefore three successive steps in the evolution of a karst territory.

Among the examined cavities, the most important ones have developed, more or less markedly, in overlaid levels. The cause of this phenomenon must be searched for in successive lowerings of the bottom water's level. It is pointed out that in the area of the Umbro-Marchigiano Apennine these lowerings are substantially due to the progressive rise of the karst massif, and to the erosion of the impermeable formations' mantles. The rise of the karst massif and/or the erosion of the impermeable formations to which the suspended base levels are correlated, cause a more or less rapid lowering of the ground waters. These waters have thus been subject to violent dynamics, a conclusion that well agrees with the chief observed morphotypes. Thus seen, the evolution of a karst massif can be dynamically connected with the evolution of the whole territory, and may therefore present a cyclic development.

PREMESSA

L'evoluzione di un territorio carsico è legata alla formazione e all'approfondimento di una rete idrografica sotterranea che sostituisce in tutto o in parte la rete idrografica superficiale. L'evoluzione carsica è perciò strettamente connessa all'evoluzione idrografica.

In un territorio carsico, lo scorrimento dipende essenzialmente dalla topografia degli orizzonti impermeabili e dal grado di permeabilità delle formazioni calcaree attraversate. L'andamento degli orizzonti impermeabili è ricostruibile con i normali metodi del rilevamento geologico; la permeabilità di una roccia carbonatica è invece una funzione della porosità s.l. La porosità può essere primaria (cioè sindeposizionale) o secondaria (cioè acquisita per diagenesi, fratturazione e soluzione).

La porosità primaria può essere di tipo strutturale (*Framework porosity*) (come nei calcari ad associazioni algali, a coralli, ecc.) o intergranulare (*Sand porosity*) (cioè tra granuli di taglia arenitica). I pori primari mostrano una generale tendenza ad essere riempiti da cemento calcitico (HARBAUGH 1967).

La porosità secondaria deriva dall'ampliamento di pori preesistenti singenetici (o primari s.s.), diagenetici e paragenetici (fratture s.l.). L'ampliamento è operato dalle acque sotterranee di origine meteorica le quali sciolgono il calcare purchè il loro movimento sia sufficientemente rapido da mantenerle sottosaturate. La massima parte degli AA. ritiene che la maggior parte delle azioni solventi avvenga al di sopra della superficie freatica dove le acque sotterranee tenderebbero a essere leggermente acide, mentre al di sotto di tale superficie le acque sotterranee tenderebbero a diventare leggermente alcaline e in condizioni normali la precipitazione dovrebbe prevalere sulla dissoluzione. Questa idea non è vera in senso assoluto in quanto è possibile dimostrare che, in particolari condizioni, la dissoluzione del calcare è operata anche nella zona freatica. Infatti la soluzione dipende, in sostanza, dalla velocità con cui il soluto viene allontanato dall'interface cristalli/liquido (HARBAUGH 1967).

Numerosi pori secondari sono costituiti dall'ampliamento delle superfici di discontinuità, di frattura e di strato. La rete litoclasica è generalmente molto sviluppata in tutte le rocce carbonatiche a causa della loro fragilità. Il tipo e la densità di fratturazione sono però funzione sia delle caratteristiche dello sforzo tettonico sia delle caratteristiche litologiche della roccia. Un determinato sforzo tettonico, infatti, può produrre una deformazione plastica con pieghe anche a piccolo raggio di curvatura (come

nella Scaglia Rossa, nei Calcari Diasprini ecc.) o rigida con pieghe a largo e larghissimo raggio di curvatura, completate da associazioni di diaclasi e faglie (come nel Calcare Massiccio).

Come premessa allo studio di un territorio carsico occorre perciò:

- 1) valutare la permeabilità delle formazioni calcaree tenendo conto sia della porosità primaria, sia del tipo di deformazioni tettoniche;
- 2) ricostruire l'andamento tettonico in relazione alle caratteristiche di permeabilità.

STRATIGRAFIA E POROSITÀ

La geologia del M. Cucco è caratterizzata dalla presenza di sequenze stratigrafiche diverse e parzialmente eteropiche indicate come serie Completa e serie Ridotta (COLACICCHI e PIALLI 1967, COLACICCHI, PASSERI e PIALLI 1970). Questa differenziazione si riscontra, con frequenza, in corrispondenza degli affioramenti giurassici dell'Appennino Umbro-Marchigiano dove le fasi Cimmeriche dell'orogenesi Alpina determinarono, all'inizio del Lias Medio, la disarticolazione del fondale con la formazione di strutture relativamente sollevate e ribassate. Soltanto nel Cretaceo, queste eterogeneità batimetriche vennero colmate dalla sedimentazione che, in tal modo, ritornò uniforme su tutta l'area Umbro-marchigiana.

Le ricerche condotte sull'alto tettonico di M. Cucco hanno permesso, inoltre, di dimostrare l'esistenza, nel Lias Medio-Titonico, delle seguenti facies:

- 1) facies completa, tipo serie della Valle delle Prigioni e della Valle del Sentino;
- 2) facies ridotta, tipo M. Cucco Ovest (fig. 1);
- 3) facies estremamente ridotta disposta ai margini della precedente, tipo Serie del Fossa Secca;
- 4) facies completa, di passaggio tra le facies completa e quella ridotta, caratterizzata dalla presenza di grandi quantità di materiali clastici accumulati in corrispondenza dei fianchi dell'alto tettonico e con spessori rapidamente variabili, tipo serie del Colle d'Orlando (fig. 2).

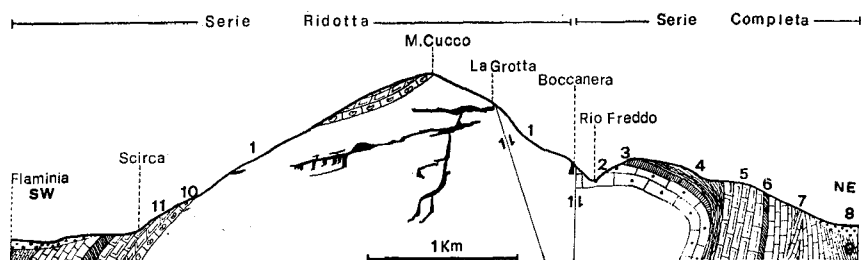


Fig. 1 - Sezione geologica attraverso il M. Cucco.

1) Calcare Massiccio; 2) Corniola; 3) Rosso Ammonitico - Marne del M. Serrone; 4) Calcari Diasprini; 5) Calcare Maiolica; 6) Marne a Fucoidi; 7) Scaglia Bianca Rosa e Rossa; 8) Coperture detritiche; 9) Scaglia Cinerea; 10) Corniola Ridotta - Grigio Ammonitico; 11) Maiolica dolomitizzata. Lo schema della Grotta del M. Cucco (in nero sulla sezione) è tratto dai rilievi topografici e speditivi eseguiti dal Gruppo Speleologico del C.A.I. Perugia. In questo schema è possibile distinguere, dall'alto in basso, il piano della Sala Margherita, il gruppo dei canali verticali Birone-Baratro, il piano del Salone E. Saracco - Ramo dei Barbari e il gruppo dei canali verticali inferiori.

1) SERIE DELLA VALLE DELLE PRIGIONI - VALLE DEL SENTINO

- *Calcare Massiccio* (Hettangiano ca.) (da 0 a 120 m). Il Calcare Massiccio della Valle delle Prigioni è costituito prevalentemente da micrite, pelmicrite ed oncomicrite. La porosità primaria sia intergranulare che intragranulare è scarsa, ma sembra aumentare verso la base della sezione con la comparsa di litotipi meno ricchi di fango calcareo. I pori secondari sono dovuti all'allargamento dei pori primari e delle litoclasti. In alcuni casi si è inoltre riscontrata l'esistenza di pori romboedrici la cui origine è legata ai processi di dedolomitizzazione. Il Calcare Massiccio è una formazione estremamente rigida dove gli sforzi tettonici hanno provocato, quasi sempre, deformazioni di tipo disgiuntivo (rappresentate da pieghe a larghissimo raggio di curvatura spezzate da frequenti sistemi litoclastici). La rete di fratture è perciò abbastanza diffusa e molto sviluppata. In conclusione, la permeabilità del Calcare Massiccio di questa sezione è legata prevalentemente alla fratturazione.
- *Corniola* (Lias medio) (da 120 a 225 m). La parte inferiore (65 m ca.) della formazione della Corniola è caratterizzata dall'alternanza Corniola-Marmarone; la parte superiore (40 m) è invece costituita dalla sola Corniola. La Corniola è un calcare micritico, ben stratificato e scarsamente selcifero. Il Marmarone compare sotto forma d'intercalazioni calcarenitiche e costituisce banconi massicci i cui spessori diminuiscono rapidamente verso la parte alta della formazione. La porosità primaria del Marmarone, in qualche caso, è simile a quella

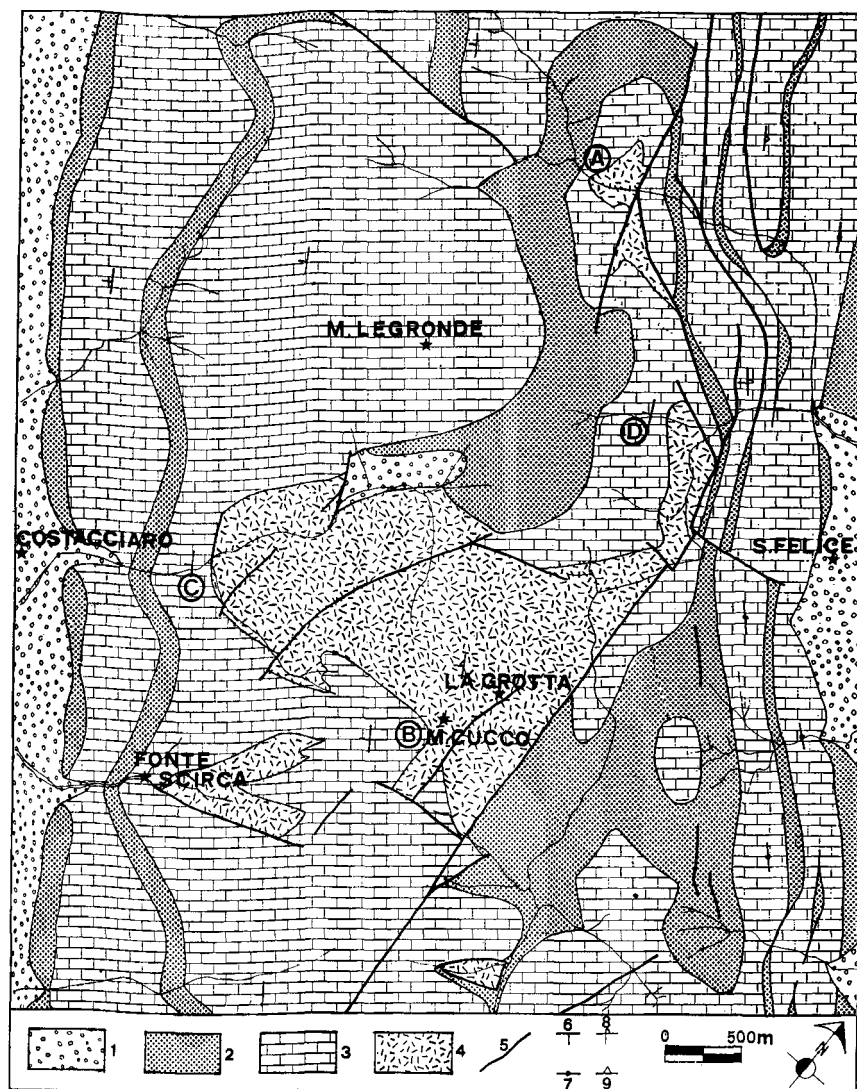


Fig. 2 - Carta delle permeabilità.

- 1) Coperture detritiche (permeabili per porosità); 2) Formazioni impermeabili (Rosso Ammonitico - Marne del M. Serrone - Calcari Diasprini, Marne a Fucoidi, Scaglia Cinerea); 3) Formazioni da molto permeabili a poco permeabili per canalizzazione interna impostata esclusivamente su pori secondari (Corniola, Maiolica, Scaglia Bianca, Rosata e Rossa fino alla parte inferiore della Scaglia Cinerea, Corniola Ridotta e Grigio Ammonitico); 4) Formazioni permeabili per canalizzazione interna impostata su pori sia primari che secondari (Calcare Massiccio); 5) Principali faglie; 6) Immersione degli strati; 7) Strati verticali; 8) Strati rovesciati; 9) Strati molto inclinati. Ubicazione delle serie stratigrafiche descritte nel testo: A) Serie della Valle delle Prigioni; B) Serie di M. Cucco; C) Serie del Fossa Secca; D) Serie del Colle d'Orlando.

del Calcare Massiccio, ma i pori mostrano una netta tendenza a essere riempiti da micrite (frequentemente ricristallizzata). La porosità primaria della Corniola (*Mud porosity*) è invece praticamente nulla.

La porosità secondaria può dipendere dai piani di stratificazione e dalla fratturazione. Il tipo di fratturazione si avvicina a quello del Calcare Massiccio solo in corrispondenza della litozona inferiore (Corniola-Marmarone); verso l'alto, infatti, la plasticità della formazione aumenta e lo sforzo tettonico ha dato origine a fenomeni plicativi. Anche la stratificazione diventa, verso l'alto, più fitta e regolare. La presenza di sottili pellicole di argilla tra strato e strato può aver facilitato, in tal caso, una deformazione di tipo plastico.

In conclusione, la permeabilità della formazione della Corniola si avvicina a quella del Calcare Massiccio solo in corrispondenza della litozona inferiore, mentre se ne differenzia nettamente in corrispondenza della litozona superiore.

- *Marne del M. Serrone - Rosso Ammonitico* (da 225 a 300 m) (Toarciano-Aaleniano). Le Marne del M. Serrone (60 m) (PIALLI 1969) e il Rosso Ammonitico (15 m) sono costituite da marnomicriti, argille e calcareniti. La sedimentazione di base è rappresentata da argilla, marnomicriti e micriti (marne gialle e grigiastre tipo M. Serrone e marne e calcari marnosi rossi con Ammoniti); le intercalazioni calcarenitiche e, talvolta, calciruditiche rappresentano episodi la cui importanza è variabile da zona a zona, dipendendo essenzialmente dalla maggiore o minore vicinanza di strutture sopraelevate (alti tettonici giurassici).

La porosità primaria è di tipo intergranulare solo in corrispondenza delle calcareniti, mentre è nulla altrove. La leptoclasizzazione è poco evidente, a causa dell'elevato grado di plasticità. L'alta percentuale di argilla determina inoltre l'intasamento degli eventuali pori così che le Marne del M. Serrone e il Rosso Ammonitico si comportano nel complesso come un tipico orizzonte impermeabile.

- *Formazione Calcareo-Diasprina* (da 300 a 405 m) (Baiociano-Titonico-Inferiore). La parte inferiore della formazione (20 m) è costituita da calcare micritico ben stratificato e selcifero (calcare a *filaments* Auct.). Le parti centrale e superiore della formazione sono invece rappresentate da una fitta alternanza di straterelli calcarei e selciosi biomicritici (radiolariti), micritici e da frequenti livelli di calcareniti a grana finissima. La porosità primaria è nulla. La leptoclasizzazione, escludendo i calcari basali a *filaments*, è scarsa; la reazione agli sforzi tettonici fu

infatti di tipo plastico, come è dimostrato dalle frequenti spiegazzature. Inoltre, la grande abbondanza di selce determina la presenza di un'alta percentuale di residuo insolubile che comporta l'intasamento degli eventuali vacui.

- *Calcare Maiolica* (405 a 655 m) (Titonico superiore - Barremiano). La Maiolica è un calcare micritico ben stratificato e selcifero. La porosità primaria è nulla; la rete litoclasica può essere però ben sviluppata. Le vie di canalizzazione sono rappresentate perciò dai piani di frattura e di stratificazione, ma l'importanza dei primi è generalmente superiore a quella dei secondi.
- *Marne a Fucoidi* (da 655 a 730 m) (Aptiano-Albiano). Questa formazione, costituita da marne variegata, rappresenta un importante livello impermeabile. Lo spessore può essere notevolmente ridotto in caso di frizione e laminazione tettonica (come lungo il fianco orientale della catena M. Culumeo - M. Motette).
- *Scaglia Bianca - Scaglia Rosata - Scaglia Rossa* (da 730 a 1205 m) (Cenomaniano-Eocene). La Scaglia Bianca e la Scaglia Rosata sono costituite da calcare micritico, ben stratificato e talvolta selcifero. La Scaglia Rosata sfuma verso l'alto nelle marno-micriti della Scaglia Rossa. La porosità primaria è dovunque nulla; la leptoclasizzazione e la permeabilità diminuiscono verso l'alto con l'aumento della componente argillosa. Le frequenti spiegazzature presenti nella Scaglia ed in particolare nella Scaglia Rossa, dimostrano come questa formazione reagisca plasticamente agli sforzi tettonici. La canalizzazione, in particolare nella parte alta della formazione, è perciò legata esclusivamente all'esistenza di piani diaclasici ben marcati e dovuti a distensione.
- *Scaglia Cinerea* (da 1205 a 1305 m) (Eocene-Oligocene). La parte inferiore (calcareo-marnosa) della Scaglia Cinerea, è scarsamente permeabile. La canalizzazione può avvenire solo in corrispondenza di piani litoclasici di distensione (litoclasti slabbrate) (PASSERI 1969).

2) SERIE DI M. CUCCO

- *Calcare Massiccio* (Hettangiano ca.) (da 0 a 500 m ca.). Il Calcare Massiccio di M. Cucco è costituito prevalentemente da intraspariti, oospariti e biospariti e presenta rari ma ben delineati giunti di stra-

tificazione. Tali giunti di strato sono nette superfici di discontinuità che riflettono fedelmente l'esistenza di brusche variazioni litologiche ripetute ciclicamente. In genere, in ogni ciclotema è possibile distinguere un'unità subcotidale centrale limitata, inferiormente e superiormente, dalle unità intercotidali. Le unità intercotidali, ed eventualmente supracotidali, sono caratterizzate dalla presenza di associazioni algali (tipo oncoliti e stromatoliti), strutture di essiccamento (tipo *sheet cracks*, *prism cracks*, *shrinkage pores*) ed esili orizzonti dolomitici (FISCHER 1964; BOSELLINI 1967).

La porosità primaria, sia di tipo strutturale che intergranulare, è quasi sempre elevata. La porosità strutturale è massima in corrispondenza degli orizzonti ad associazioni algali e a strutture di essiccamento, cioè in corrispondenza delle unità intercotidali (tav. I, figg. 1, 2, 3, 4). Gli orizzonti dolomitici, talvolta contenuti in queste unità, presentano spesso un'elevata porosità in quanto il processo di dolomitizzazione è accompagnato da una riduzione di volume e quindi un aumento di spazio poroso (tav. I, fig. 5). I pori intergranulari sono rappresentati da spazi vuoti tra ooliti, pellets, bioclasti, ecc.

La fratturazione del Calcare Massiccio di M. Cucco è sempre evidente e diffusa. Numerosi dati tettonici e stratigrafici (COLACICCHI, PASSERI e PIALLI 1970) dimostrano inoltre che il Calcare Massiccio fu fratturato già durante il giurassico; la quasi totalità di queste fratture fu in ogni caso riempita da fanghi calcarei marini che attualmente costituiscono un insieme di filoni sedimentari. Alcune tra le principali linee di fratture giurassiche furono tuttavia riprese durante le fasi parossistiche e finali dell'orogenesi Alpina. Queste spinte orogenetiche non determinarono un piegamento, ma uno sgretolamento in blocchi rigidi con conseguente sviluppo della rete litoclasica.

- *Corniola condensata* (da 500 a 515 m) (Lias Medio) - *Grigio Ammonitico* (da 515 a 520 m) (Oxfordiano - Titonico Inferiore). Le due formazioni sono costituite da micrite, biomicrite e dolomicrite stratificate. La porosità primaria è scarsa nei tipi dolomicritici e nulla nei tipi micritici. Le vie di canalizzazione possono essere rappresentate per ciò da interstrati e fratture.
- *Maiolica dolomitizzata* (da 515 a 540 m ca.) (Titonico superiore). La Maiolica dolomitizzata è costituita generalmente da dolomie idiotopiche con cristalli che, in relazione al grado di dolomitizzazione, possono essere o fittamente distribuiti o isolati nella pasta micritica. Le

dolomie xenotopiche sono invece meno diffuse.

La porosità della Maiolica dolomitizzata è variabile con il grado di dolomitizzazione. Generalmente le dolomie saccaroidi costituiscono una tipica roccia serbatoio in quanto la dolomitizzazione di un sedimento calcareo comporta una riduzione del volume fino al 12 o 13% (HARBAUGH 1967). Tuttavia, l'aumento di spazio poroso causato dalla dolomitizzazione, può essere controbilanciato dalla compattazione del sedimento. In ogni caso, la relativamente bassa solubilità della dolomite non favorisce lo sviluppo dei pori secondari ostacolando così la formazione di una canalizzazione di tipo carsico.

In conclusione, le dolomie del M. Cucco possono essere permeabili per porosità, ma questo tipo di porosità non si traduce necessariamente in una permeabilità per canalizzazione interna.

La Maiolica dolomitizzata è seguita, verso l'alto, da Calcare Maiolica normale, Marne a Furoidi e Scaglia già descritte nella serie di Valle delle Prigioni - Valle del Sentino.

3) SERIE DEL FOSSA SECCA

— *Calcare Massiccio* (Hettangiano ca.) (da 0 a 75 m ca.). Il Calcare Massiccio del Fossa Secca contiene, nella parte superiore, alcuni orizzonti biosparitici (a Gasteropodi, Brachiopodi e Coralli) leggermente decalcificati e con altissima porosità primaria, ma, nel complesso, presenta le stesse caratteristiche tessiturali e di porosità del Calcare Massiccio della serie di M. Cucco.

— *Corniola* (Lias medio) (da 75 a 76 m) - *Grigio Ammonitico* (Kimmeridgiano - Titonico Inferiore) (da 76 a 78,50 m). La Corniola è rappresentata soltanto da un banco di biomicriti ad Echinodermi mentre il Grigio Ammonitico è costituito da biomicriti verdastre e bianche che nella parte superiore sono simili alla Maiolica sia per litologia che per permeabilità. La serie continua verso l'alto con Calcare Maiolica, Marne a Furoidi e Scaglia.

4) SERIE DEL COLLE D'ORLANDO

— *Calcare Massiccio* (Hettangiano ca.) (da 0 a 175 m). Il Calcare Massiccio della serie del Colle d'Orlando presenta le stesse caratteristiche del Calcare Massiccio della serie della Valle delle Prigioni.

- *Corniola* (Lias medio) (da 175 a 250 m ca.). La Corniola della serie del Colle d'Orlando si differenzia dalla Corniola della serie di Valle delle Prigioni per la frequenza delle facies calcareo-clastiche e per la presenza di intraclasti di taglia ruditica. Le caratteristiche di permeabilità sono però molto simili a quelle della Corniola tipica.
- *Rosso Ammonitico - Marne del M. Serrone* (Toarciano-Aaleniano) (da 250 a 390 m). Il Rosso Ammonitico si differenzia da quello della Valle delle Prigioni - Valle del Sentino per la presenza di banconi ruditici a cemento micritico, contenuti nella parte inferiore della formazione, e di argille, contenute nella parte superiore. Le Marne del M. Serrone presentano uno spessore estremamente elevato a causa di potenti intercalazioni calcarenitiche e calciruditiche.

Le calcareniti contenute nelle Marne del M. Serrone presentano una porosità primaria di tipo intergranulare talvolta abbastanza elevata e una porosità secondaria impostata su giunti di strato e fratture. I livelli argillosi e argilloso-marnosi costituiscono invece un orizzonte impermeabile ben definito.

- *Formazione Calcareo-Diasprina* (Bajociano - Titonico Inferiore) (da 390 a 430 m e oltre). Questa formazione, esposta solo in corrispondenza della parte basale, è costituita prevalentemente da livelli calcareo-selciosi contenenti intercalazioni calcarenitiche. Le calcareniti possono presentare una porosità primaria di tipo intergranulare. La parte medio-superiore della formazione calcareo-diasprina non è esposta. Lo spessore complessivo è valutabile intorno ai 100-120 m.

La formazione Calcareo-Diasprina è seguita verso l'alto da Calcare Maiolica, Marne a Furoidi e Scaglia.

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SULLA PERMEABILITÀ

A) Il Calcare Massiccio e, parzialmente, la litozona inferiore della Corniola delle serie complete sono permeabili per canalizzazione interna impostata su pori sia primari che secondari. *La canalizzazione può essere perciò indipendente dalla rete litoclasica.*

La porosità primaria del Calcare Massiccio della zona a serie Ridotta è superiore a quella del Calcare Massiccio della zona a serie Completa. La fratturazione, invece, assume ovunque una stessa importanza e risulta estremamente, anche se non omogeneamente, diffusa. Il rilevante spessore degli affioramenti (500 m ca. in corrispondenza della struttura di M. Cuc-

co) unitamente alle caratteristiche generali di porosità fanno del Calcare Massiccio una tipica roccia serbatoio. Le massime manifestazioni carsiche e le principali sorgenti (nel caso specifico di M. Cucco, la Grotta di M. Cucco e la sorgente di Scirca) sono infatti connesse regolarmente con l'esistenza di potenti masse di Calcare Massiccio.

In questi casi, il Calcare Massiccio funziona come serbatoio naturale: il grado di evoluzione carsica e di canalizzazione interna determina direttamente le caratteristiche di portata di una sorgente nel senso che una canalizzazione spinta comporta un rapido smaltimento delle acque sotterranee in regime di tipo torrentizio, mentre lo scarso sviluppo della canalizzazione carsica comporta la lenta percolazione delle acque vadose attraverso la rete di pori e di canalicoli allo stato embrionale.

Da questo punto di vista, la porosità primaria giuoca un ruolo molto importante, in quanto favorisce lo sviluppo di un sistema di canali capillari che, essendo indipendenti dalla situazione tettonica, possono permeare tutta la massa calcarea.

B) La litozona superiore della Corniola della serie completa, la Corniola della serie condensata, il Grigio Ammonitico, la Maiolica non completamente dolomitizzata, la Scaglia Bianca e la parte inferiore della Scaglia Rosata sono permeabili per canalizzazione interna impostata *esclusivamente* su pori secondari (litoclasti e interstrati allargati per soluzione). Inizialmente, la soluzione è sempre ristretta ai pori (giunti e fratture) essenzialmente verticali. Perciò, dove gli strati non sono raddrizzati, l'importanza delle fratture prevale su quella degli interstrati così che le principali vie di canalizzazione sono, in genere, strettamente legate alla presenza e all'andamento delle litoclasti. Poichè la porosità primaria manca, lo scorrimento è strettamente pilotato dalla situazione tettonica. La presenza di pacchi di strati non fratturati può così permettere l'esistenza di falde freatiche e sorgenti sospese (come la F.te delle Liscarelle e la sorgente presso S. Pietro Urticheto nel calcare Maiolica). Di contro, la presenza di una rete litoclastica ben individuata può favorire lo sviluppo di una canalizzazione spinta che, dipendendo strettamente dai piani di frattura, presenta un andamento rigidamente geometrico (come la Grotta-Inghiottoio dell'Acqua Ferrata nella Corniola).

Le formazioni descritte possono perciò comportarsi come vere rocce serbatoio solo grazie all'esistenza di una estesa rete leptoclastica che raccordi le superfici d'interstrato con un insieme di canalicoli embrionali.

C) La parte superiore della Scaglia Rosata, la Scaglia Rossa e la

parte più bassa della Scaglia Cinerea sono da permeabili a poco permeabili. La canalizzazione interna può essere impostata esclusivamente su pori secondari (in particolare fratture beanti). La penetrazione delle acque superficiali nel sottosuolo può avvenire solo in corrispondenza di precisi fatti tettonici a cui la canalizzazione rimane sempre strettamente legata; infatti, la componente argillosa della roccia tende, sotto forma di residuo insolubile, ad intasare i pori più piccoli ed isolati.

D) La parte medio superiore della Scaglia Cinerea, le Marne a Fucoidi e i Calcari Diasprini+Rosso Ammonitico+Marne del M. Serrone rappresentano tre tipici orizzonti impermeabili; tuttavia, mentre la Scaglia Cinerea medio-superiore, e le Marne a Fucoidi sono costituite da litotipi esclusivamente impermeabili, i Calcari Diasprini+Marne del M. Serrone+Rosso Ammonitico formano un insieme impermeabile *solo in senso complessivo*. Queste ultime formazioni comprendono, infatti, anche litotipi permeabili, come le calcareniti e i calcari a *filaments*, i quali possono comportarsi come rocce serbatoio specialmente dove la loro potenza sia sufficientemente elevata (come in corrispondenza delle facies di passaggio, tipo serie del Colle d'Orlando). In questi casi, i membri micritici e/o calcarenitici delle suddette formazioni possono alimentare piccole sorgenti (come la F.te Acqua Passera, la sorgente a q. 1112 nel versante SW del Colle d'Orlando e la sorgente a q. 919 nel versante NE del Colle d'Orlando).

Scaglia Cinerea, Marne a Fucoidi, e Calcari Diasprini+Rosso Ammonitico+Marne del M. Serrone costituiscono in ogni caso tre complessi impermeabili ben distinti a cui sono connesse tutte le principali sorgenti della zona.

In conclusione, è possibile distinguere tre gruppi di rocce serbatoio a diverse caratteristiche e tre distinti orizzonti impermeabili. Nella zona a serie ridotta manca però l'orizzonte impermeabile dei Calcari Diasprini+Marne del M. Serrone+Rosso Ammonitico, e di conseguenza, le formazioni del Calcare Massiccio e del Calcare Maiolica si trovano sostanzialmente a contatto diretto. L'esistenza della serie Ridotta può assumere, perciò, un ruolo di grandissima importanza idrogeologica.

FENOMENI CARSICI

A) CARSISMO SUPERFICIALE

Dirupi e forre. Dirupi e forre caratterizzano il paesaggio carsico di media montagna. L'erosione lineare esercitata dai torrenti lungo la zona di scorrimento non è pienamente accompagnata dall'evoluzione dei versanti per erosione areale in quanto le acque dilavanti penetrano nel sottosuolo e, in conseguenza, non possono esercitare una completa azione di modellamento. Perciò in un territorio carsico, la rete idrografica superficiale, quando sussiste, è incassata al fondo di profonde forre dalle pareti verticali o strapiombanti.

Nella zona di M. Cucco, gli esempi più vistosi in tal senso sono rappresentati dalle forre incise dal Rio Freddo e dal Rio delle Prigioni (fig. 3) nell'attraversamento del nucleo anticlinalico in Calcare Massiccio.

Il canyon di Rio Freddo inizia a q. 900 presso Passo Porraia e termina a q. 518 dopo un percorso di 2 Km ca. quasi esclusivamente in Calcare Massiccio. Il canyon è caratterizzato da numerose cascate e matmitte d'erosione oltre che da versanti subverticali di 200-250 m d'altezza. Da un punto di vista idrologico, il corso del Rio Freddo, tra le sorgenti e q. 518, può essere diviso in due parti: la superiore è impostata su rocce impermeabili; l'inferiore, invece, è impostata su rocce permeabili. In questo secondo caso si può supporre l'esistenza di perdite. Queste contribuirebbero ad alimentare le sorgenti occidentali (Scirca) come mostra la fig. 1; l'unica eccezione a questa generale tendenza potrebbe essere rappresentata dalla faglia antiappenninica di M. la Croce che provocherebbe un deflusso verso le sorgenti di S. Felice. Per il momento la possibilità di tali perdite è accettabile solo *in via teorica*; infatti solo l'esecuzione di un bilancio idrologico potrà dimostrarne l'eventuale esistenza.

Scannellature e karren. L'azione chimica e fisica delle acque dilavanti può formare scannellature variamente articolate che, nella zona di M. Cucco, non raggiungono mai grandi dimensioni e rimangono limitate agli affioramenti di Calcare Massiccio. Questa stessa formazione presenta talvolta un aspetto cariato e tormentato senza però raggiungere la tipica morfologia dei karren.

Inghiottitoi, doline, piani chiusi. Ogni poro della roccia rappresenta una possibile via di penetrazione delle acque nel sottosuolo. Nel caso di zone assorbenti ben differenziate, la cattura non avviene omogeneamente

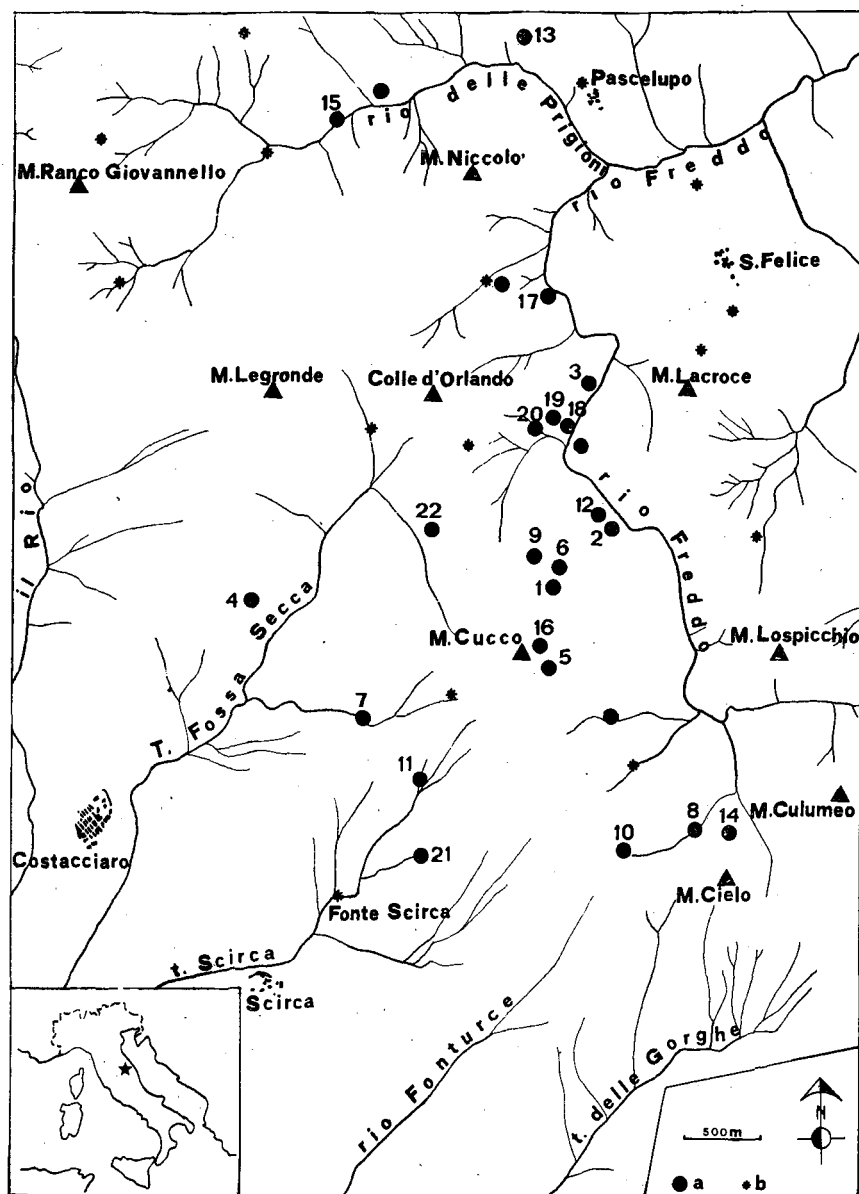


Fig. 3 - Carta idrografica del M. Cucco.

a) Cavità carsiche e inghiottitoi; b) sorgenti; 1) Gr. M. Cucco; 2) Boccanera; 3) Gr. Bianca; 4) Forno; 5) Buca del Ferro e Buca della Sorgente; 6) Gall. Nuova; 7) Gr. S. Agnese; 8) Gr. Madre dei Faggi; 9) Sabbado Russo; 10) Pozzarelli; 11) Gr. Alberto; 12) Buca e Condotto del Rifugio; 13) Trabocco; 14) Poz. to Mario; 15) Gr. Valle Prigioni; 16) Inghiottoio Fossile; 17) Gr. Nera; 18) Tana del Lupo 1 e 2; 19) Pianella del Papa 1 e 2; 20) Gr. Acqua Ferrara; 21) Risorg. Fossile Valle Orsara 1 e 2; 22) Inghiottoio Macinaie.

su tutto il territorio, ma è localizzata in corrispondenza delle principali vie di scorrimento e di canalizzazione. In questi casi l'azione erosivo-corrosiva esercitata nella zona immediatamente circostante il punto di assorbimento può portare alla formazione di caratteristiche forme d'impluvio.

Nella zona di M. Cucco non si conoscono grandi doline, ma sono stati rinvenuti numerosi inghiottitoi generalmente allo stato fossile. Questi paleoinghiottitoi sono veri relitti di precedenti fasi carsiche connesse con una situazione idrografica completamente diversa dall'attuale, le cui tracce sono spesso completamente cancellate (MARUSSI 1941). Un gruppo di paleoinghiottitoi semidemoliti è situato intorno ai 1300-1400 m a non grande distanza dalla Grotta di M. Cucco. Tra questi l'Inghiottitoio Fossile è il meglio conservato. Anche il pozzo di accesso alla Grotta di M. Cucco deve essere considerato come una parte relitta di un paleoinghiottitoio, troncato superiormente dall'erosione superficiale. Un secondo gruppo di paleoinghiottitoi è situato nei pressi della sorgente Acqua Passera (Pianella del Papa, Grotta dell'Acqua Ferrata, Inghiottitoio di Pian delle Macinaie). L'inghiottitoio di Pian delle Macinaie è posto al margine W di un piano chiuso poco depresso e di modeste dimensioni (Pian delle Macinaie: 250 m² ca) e si apre in corrispondenza di un piano di faglia. Un altro esempio di cavità-paleoinghiottitoio è rappresentato dalla voragine Boccanera.

B) CARSISMO IPOGEO

La canalizzazione interna può assumere aspetti vistosi con la costituzione di cavità sotterranee anche di grandi dimensioni. Queste cavità sono esplorabili, ovviamente, solo nei casi in cui comunichino in qualche modo con la superficie esterna. Questa comunicazione può avvenire per mezzo di una normale via di canalizzazione (cioè un inghiottitoio o una risorgente) o per affioramento della cavità in seguito a erosione inversa (MAUCCI 1942) e/o in seguito all'abbassamento della superficie topografica esterna.

La zona di M. Cucco presenta un carsismo sotterraneo molto sviluppato e ben concentrato. Il fenomeno carsico più significativo è costituito dalla Grotta di M. Cucco: questa è formata da una complessa rete di gallerie e pozzi di sviluppo planimetrico, profondità e cubatura estremamente elevati. Alcune cavità paleoinghiottitoi e paleorisorgenti (Inghiottitoio Fossile, Gr. dell'Acqua Ferrata, Boccanera, Risorgenti Fossili di Valle Orsara) sono inoltre di grande interesse anche se le loro dimensioni sono

relativamente modeste. Tutte le altre cavità conosciute fino ad oggi nella zona possono essere considerate invece come fenomeni secondari minori e di scarsa importanza (v. Appendice).

Inghiottitoio Fossile

Questa cavità si apre ai margini di una depressione doliniforme nel versante E di M. Cucco, a q. 1475 ed è costituita da due brevi canali sovrapposti. La cavità si apre e si sviluppa in Calcare Massiccio e appartiene al bacino idrogeologico della sorgente Scirca (fig. 1).

Grotta dell'Acqua Ferrata

Si apre nella formazione della Corniola a non grande distanza dalla fonte Acqua Passera; presenta due bocche di accesso di cui una è a pozzo e l'altra è a portale; questa cavità è articolata secondo due piani diaclasici vicini e paralleli e raggiunge la profondità di 70 m ca. La Grotta dell'Acqua Ferrata potrebbe ancora appartenere al bacino idrogeologico della Sorgente Scirca.

Voragine Boccanera

Si apre in corrispondenza della parete E di M. Cucco, di fronte al passo Porraia ed è profonda 70 m. È costituita da un ampio pozzo provvisto di due bocche di accesso. La voragine Boccanera è impiantata sulla faglia meridiana della Fida e si sviluppa per intero in Calcare Massiccio. Questa voragine, stagionalmente, svolge ancora un ruolo di inghiottitoio attivo. La massa d'acqua catturata non è tale però da giustificare le dimensioni della cavità. Il Boccanera rappresenta perciò un fenomeno di canalizzazione ormai allo stato fossile.

Il deflusso dell'acqua catturata e poi dispersa attraverso il detrito del fondo potrebbe essere chiarito con l'impiego di traccianti. Si hanno, infatti, due possibilità: a) deflusso verso le sorgenti occidentali secondo i giunti di strato; b) deflusso verso il vicinissimo Rio Freddo secondo la faglia meridiana della Fida.

Risorgenti Fossili di Valle Orsara

Sono due piccole cavità situate 300-320 m sopra la sorgente Scirca al termine di un vallone a fondo cieco. Si aprono in Calcare Massiccio e sono interpretabili come paleorisorgenti del torrente Scirca.

La Grotta di M. Cucco

La Grotta di M. Cucco (fig. 1) è caratterizzata da un andamento estremamente complesso; presenta uno sviluppo planimetrico di vari chilometri e la profondità massima raggiunge gli 800 m. Questa grande cavità carsica appartiene al bacino idrogeologico della sorgente di Scirca (fig. 1).

La Gr. di M. Cucco fu sicuramente visitata fin dal 1500 (MILIANI 1891); la prima descrizione risale al 1755 (GABRIELLI 1759). MILIANI nel 1891 ne descrisse dettagliatamente la parte superiore di cui redasse una esatta planimetria. Recentemente il Gruppo Speologico del C.A.I. di Perugia ha scoperto e parzialmente esplorato un grandioso sistema di diramazioni di sviluppo, profondità ed interesse eccezionali (1967-1971).

La Gr. di M. Cucco presenta un andamento a piani sovrapposti. I vari piani, ciascuno di diversa importanza, entità e caratteristiche, sono collegati da gruppi di canali verticali variamente sviluppati.

a) *Collegamento Esterno - Piano superiore.* L'accesso alla grotta avviene tramite un pozzo di 26 m, leggermente inclinato e di forma tubolare. Il pozzo di accesso rappresenta un canale secondario, parte relitta di un probabile paleoinghiottitoio, decapitato dall'erosione superficiale.

b) *Piano superiore o della Sala Margherita.* Tale piano corrisponde alla parte di grotta descritta da MILIANI 1891; è molto ben individuato e presenta un andamento orizzontale. Lo sviluppo planimetrico complessivo si avvicina ai 2000 m; il ramo principale da solo ha una lunghezza di 700 m ca. Questa parte della grotta raggiunge una profondità massima di 30-40 m ca. La parte iniziale è costituita da due successive gallerie di gigantesche dimensioni denominate Cattedrale (lung. 180 m $\times$ largh. 10-15 m) e Sala Margherita (lung. 130 m $\times$ largh. 30 m ca.). I vani suddetti presentano un soffitto a volta arcuata spesso interessato da cupole di erosione, e sezioni trasversali a forma di U rovesciata. Dalla Sala Margherita si accede alle Gallerie Terminali, al Laghetto e Pozzo Terni, oltre che a numerose diramazioni secondarie.

c) *Collegamento tra il Piano della Sala Margherita e il Piano del Salone E. Saracco.* Una rete di anguste gallerie tubolari e sovrapposte congiunge il pozzo Terni con il pozzo Birone (26 m) e con il sottostante Pozzo Perugia (25 m). Un secondo sistema di gallerie tubolari collega la base del Pozzo Perugia con la sommità del Baratro. Il Baratro è un canale quasi verticale suddiviso in una successione di singoli salti (12 m, 20 m, 28 m, 9 m, 26 m) separati da brevi terrazzini.

d) *Piano del Salone E. Saracco e del Ramo dei Barbari.* Il Baratro confluisce lateralmente nel salone E. Saracco. Questo misura 100 m di lunghezza, 30-40 m di larghezza, 20-40 m di altezza ed è diviso in due parti da un « gradone » di 16 m. La parte superiore del Salone comunica con il Ramo dei Barbari. Questo è costituito da un labirintico sistema di gallerie subparallele, discendenti, sovrapposte e intercomunicanti; presenta uno sviluppo complessivo di vari chilometri, alcuni vani di gigantesche dimensioni (Sala Canin) e un ampio canyon (Infernaccio) in cui si aprono numerosi pozzi interni. Questo piano della grotta può essere messo in relazione con le risorgenti fossili di Valle Orsara.

e) *Sistema di canali verticali inferiori.* Una serie di canali verticali si sviluppa inferiormente al piano del Salone Saracco-Ramo dei Barbari. Il canale che raggiunge la massima profondità tra quelli attualmente scoperti e discesi è quello che inizia come inghiottitoio al fondo di una dolina interna nel Salone E. Saracco. Questo canale raggiunge la q. -783 con la seguente successione di pozzi: Pozzo Gizmo (180 m), Pozzo X (120 m), Pozzo Franco (126 m). Parallelamente al Pozzo Franco si sviluppa il Pozzo Miliani (90 m) che raggiunge un ramo attivo a q. -760. La maggior parte degli altri canali verticali si apre lungo il Ramo dei Barbari (Infernaccio). Questi ultimi pozzi raggiungono generalmente una profondità di 350-400 m e terminano contro intasamenti di detriti e fango o tramite cunicoli più o meno discendenti.

Per la descrizione dettagliata della Grotta di M. Cucco si rimanda a MILIANI 1891, GIAMPAOLI 1968, 1969, 1969a, SALVATORI 1968, 1969, 1969a e alle prossime pubblicazioni del G.S. C.A.I. Perugia.

Gli aspetti più importanti dell'intero complesso sono rappresentati dall'andamento a piani sovrapposti, dall'estrema frequenza dei condotti tubolari, subtubolari o derivati da questi per successiva evoluzione ed infine dal carattere quasi ovunque fossile della canalizzazione. I principali morfotipi sono rappresentati, oltre che da condotti tubolari (a sezione circolare o ellittica), da gallerie a volta arcuata e sezione a U rovesciata, da tracce di canali di volta (PASINI 1967) e da cupole e marmitte d'erosione.

La Gr. di M. Cucco e gli altri fenomeni carsici della zona presentano un aspetto generalmente fossile. Infatti la massima parte dei canali carsici osservati non è mai interessata da uno scorrimento idrico tale da giustificare le attuali dimensioni. La presenza di un carsismo fossile, già ampiamente trattato per il Carso triestino dal MARUSSI 1941, può essere

spiegata ammettendo l'esistenza di un paleodrenaggio diverso da quello attuale. La fossilizzazione di un carso dipende infatti dall'abbassamento della falda freatica. Questo abbassamento può essere dovuto indipendentemente sia al sollevamento del massiccio calcareo sia all'effettivo abbassamento del livello di base o a tutte due le cause contemporaneamente. L'esistenza di fenomeni di paleocanalizzazione presenti sotto la cima del M. Cucco a quote variabili dai 1300 m ai 1500 m (come la Grotta di M. Cucco, l'Inghiottitoio Fossile, la Grotta Sabbado Russo, ecc.) sono infatti giustificabili solo in uno di questi casi. La stessa cosa può essere affermata per gli altri fenomeni carsici minori, la cui esistenza appare coordinata dall'evoluzione del Rio Freddo (Tana del Lupo 1 e 2, Buca del Rifugio, Grotta Bianca, Grotta Nera, Boccanera, ecc.) e del T. Fossa Secca (Grotta di S. Agnese e il Forno) (fig. 3).

C) LA SORGENTE DI SCIRCA

F.te Scirca rappresenta la più importante sorgente della zona di M. Cucco. Ad essa è allacciato uno dei principali acquedotti che alimentano Perugia. La portata di questa sorgente varia da oltre i 110 l/sec. (fino a 150-160 l/sec. ca.) a meno di 50 l/sec. (fino a 40-30 l/sec. ca.). In prima approssimazione le variazioni di portata sono in funzione delle precipitazioni e le punte di minimo si registrano di regola alla fine dell'estate.

Il bacino idrografico della sorgente di Scirca è piuttosto limitato ed è individuato dalla Valle Scirca, tra la cima di M. Cucco, la Costa degli Spicchi e il Sasso Baldo. Il bacino idrogeologico è invece molto più ampio e comprende quasi tutto il massiccio del M. Cucco dal Fossa Secca al Pian delle Macinaie, da il Giogo a Pian del Monte ca.; spingendosi a E quasi fino all'alto corso del Rio Freddo (fig. 2). Il bacino idrogeologico di F. Scirca è limitato infatti a E e a N dallo sbarramento impermeabile dei Calcari Diasprini + Rosso Ammonitico + Marne del M. Serrone, ma è aperto a S e a SW dove la serie ridotta sostituisce la serie completa e dove l'orizzonte impermeabile dei Calcari Diasprini + Rosso Ammonitico + Marne del M. Serrone manca (Figg. 1e 2). A SW del M. Cucco, il drenaggio, perciò, è effettuato dalla più esterna formazione delle Marne a Fucoidi, che, immergendo a franapoggio, costituisce uno sbarramento di ritenuta delle acque di fondo (fig. 1). La sorgente di Scirca è localizzata nel punto più basso di questo sbarramento impermeabile. Anche la situazione litoclasica favorisce il drenaggio sotterraneo in direzione di F.te Scirca: le principali faglie che limitano a S e a E il massiccio di M. Cucco

convergono infatti verso questa sorgente costituendo una specie di imbuto di raccolta (fig. 2).

Questa situazione geotettonica spiega le massime portate di Scirca connettendole con un bacino idrogeologico molto più ampio di quello strettamente geografico. Le variazioni di portata hanno invece una giustificazione nel fatto che il massiccio carsico di M. Cucco è altamente canalizzato. L'alto grado di canalizzazione comporta che le acque meteoriche, invece di percolare lentamente attraverso sistemi di pori, scorrono velocemente, a pelo libero, lungo una rete di canali defluendo con maggiore facilità. In altre parole, il massiccio carsico di M. Cucco ha uno scarso potere di ritenuta e viene attraversato dalle acque sotterranee in un regime di scorrimento che si avvicina a quello con carattere torrentizio.

LA CANALIZZAZIONE SOTTERRANEA CARSICA

Lo sviluppo della canalizzazione sotterranea carsica è in relazione con lo sviluppo dei sistemi porosi e con la velocità di scorrimento delle acque sotterranee. La porosità, di qualsiasi tipo di essa sia, permette la penetrazione delle acque meteoriche nel sottosuolo; la velocità di scorrimento determina invece lo smaltimento più o meno rapido del soluto e quindi l'efficacia dell'azione solvente. Infatti, in condizioni di lento scorrimento, l'acqua sotterranea raggiunge la saturazione e perde il potere corrosivo, mentre in condizioni di scorrimento veloce, l'acqua sotterranea subisce un continuo ricambio e la soluzione si mantiene sottosatura.

Normalmente, il sottosuolo di un terreno carsico viene distinto, dall'alto in basso, in tre zone: *a*) zona di aereazione; *b*) zona di fluttuazione; *c*) zona freatica o di saturazione. Alcuni AA. ritengono che la speleogenesi sia limitata esclusivamente alle prime due zone. Questa interpretazione è basata sulla convinzione che, al di sotto della superficie freatica, i movimenti dell'acqua siano troppo lenti per poter operare una soluzione in grande che non sia limitata ad una semplice azione di soluzione-precipitazione disordinate. In realtà in un territorio carsico, la velocità dell'acqua di fondo dipende strettamente dalla posizione reale della falda freatica rispetto al suo profilo teorico di equilibrio. La speleogenesi e la canalizzazione possono perciò svilupparsi oltre che nella zona di aereazione e di fluttuazione anche nella zona freatica purchè la falda di fondo non si trovi in condizioni prossime a quelle di equilibrio.

Nella zona di aereazione la speleogenesi è dovuta alla percolazione

(e, al limite, allo scorrimento) entro i sistemi porosi. Le acque vadose attraversano il più rapidamente possibile l'intera zona fino a raggiungere la superficie freatica. Poichè la percolazione è controllata dalla gravità, lo scorrimento segue percorsi essenzialmente verticali e la speleogenesi avviene secondo gli schemi proposti dal MAUCCI 1952 o derivati da questi per successiva evoluzione.

Nella zona di fluttuazione, si risentono gli effetti delle continue variazioni di livello dovute alle periodiche alternanze di piene e di magre. In questa zona, perciò, gli effetti erosivo-corrosivi dovuti allo scorrimento in senso verticale (proprio della zona di areazione) si sommano a quelli dovuti allo scorrimento in senso inclinato-suborizzontale, proprio della parte superiore della falda freatica.

Nella zona freatica, la speleogenesi è possibile a condizione che l'acqua della falda sia in movimento sufficientemente rapido. Questa condizione si verifica tutte le volte in cui la falda freatica si trova fuori del suo profilo d'equilibrio. In questo caso, l'acqua di fondo è costretta a una migrazione con effetti canalizzanti. Sotto lo specchio freatico, tutte le cavità della roccia sono piene d'acqua, perciò la canalizzazione si sviluppa in regime di scorrimento sotto pressione con la formazione di gallerie tubolari a condotta forzata. L'andamento di questi condotti « a pressione » non è legato esclusivamente alla gravità (come accade nella zona di areazione) ma dipende strettamente dal tipo di drenaggio. In conclusione in una zona carsica l'abbassamento della falda freatica comporta la successione di tre distinte fasi speleogenetiche: freatica, mista e vadosa. La fase freatica dura finò a che i vuoi rimangono sotto lo specchio freatico in condizioni di totale allagamento; quella mista inizia con il parziale o temporaneo svuotamento dei vuoi in condizioni di fluttuazione; quella vadosa è invece legata esclusivamente all'azione delle acque percolanti, deviate dalla superficie.

A) CANALIZZAZIONE IN REGIME DI CONDotta FORZATA.

Quando l'acqua che invade i pori e le cavità della roccia sia provvista di un movimento sufficientemente rapido da mantenere la soluzione sottosatura, lo scorrimento attraverso i sistemi porosi è accompagnato da una azione solvente. Questa tende ad ampliare le cavità embrionali trasformandole in pori-canali intercomunicanti che progressivamente si raccolgono in collettori di maggiori dimensioni determinando così un miscelamento di acque che facilita la speleogenesi (BOEGLI 1968).

Lo scorrimento sotto pressione impostato su una successione lineare di pori comporta la soluzione del calcare lungo tutta l'interface cristalli/liquido causando l'ampliamento uniforme del condotto che aumenta di dimensioni assumendo la caratteristica forma tubolare-cilindrica (tav. II, fig. 1; tav. III; fig. 2). Più condotti paralleli, possono così collegarsi insieme in canali più grandi con sezione a « 8 » o simile (tav. I, fig. 2). In ogni caso, i condotti di forma tubolare-cilindrica (detti: tubi freatici, condotte forzate o a pressione), rappresentano il tipo morfologico più semplice prodotto dalle acque sotterranee operanti in regime di condotta forzata. Queste gallerie tubolari presentano dimensioni estremamente variabili (da pochi cm a molti m) e sezione circolare generalmente costante. Le pareti delle gallerie sono ben levigate e caratterizzate dalla presenza di cupole di erosione dovute verosimilmente a turbolenza. Le gallerie tubolari terminano ramificandosi successivamente in canalicoli via via di minori dimensioni (tav. II, fig. 2).

La presenza di superfici di discontinuità (litoclasiche e d'interstrato) comporta la formazione di condotti a sezione ellittica più o meno schiacciata piuttosto che a sezione circolare in quanto lo scorrimento non avviene lungo una successione lineare di pori ma lungo un piano (tav. III, figg. 2, 3).

In conclusione, nella zona freatica, in condizioni di scorrimento sufficientemente rapido, si ha la soluzione. Lo scorrimento inizia come un flusso d'acqua che attraversa i pori della roccia tendendo alla formazione di condotti freatici a sezione circolare o ellittica secondo che sia più o meno indipendente dalla rete litoclasti + interstrati. Questo significa che le gallerie tubolari a sezione circolare si formano tipicamente in corrispondenza delle formazioni calcaree ad alta porosità primaria tipo biolititi, intraspariti con scarso cemento, oospariti, ecc. Nel caso specifico di M. Cucco, le gallerie tubolari sono infatti presenti solo nel Calcare Massiccio. Al contrario, in corrispondenza di formazioni calcaree a composizione micritica (come la Corniola, la Maiolica, la Scaglia, ecc.) lo scorrimento è legato soprattutto alle litoclasti e agli interstrati in quanto la permeabilità primaria della micrite è nulla. Questa situazione favorisce la formazione di condotti in litoclasti e ostacola lo sviluppo di canali tubolari-cilindrici. Si può osservare, inoltre, che la porosità connessa con le superfici d'interstrato è minima in quelle formazioni in cui la messa in evidenza della stratificazione è legata esclusivamente alla diagenesi (come nella Corniola Selcifera, Maiolica e Scaglia dove la stratificazione è marcata semplicemente da concentrazioni di selce o da diastemi); al contrario

la porosità d'interstrato è massima nel Calcare Massiccio a ciclotemi dove la distribuzione in bancate riflette l'esistenza di nette superfici di discontinuità accompagnate dalla presenza di litotipi (unità intercotidali e sopra-cotidale) a più alta porosità primaria. Perciò: *la speleogenesi nel Calcare Massiccio può svilupparsi secondo condotti tubolari sia d'interstrato che di litoclasti, mentre nelle altre formazioni calcaree la speleogenesi dipende essenzialmente dalla rete litoclastica.*

Andamento dei condotti - L'andamento dei condotti può essere verticale, inclinato od orizzontale. Ogni tipo rispecchia necessariamente una determinata situazione idrografica. La formazione di un condotto freatico è legata, come si è visto, all'esistenza di uno scorrimento sufficientemente rapido. L'andamento del condotto dipende quindi dal tipo di scorrimento e cioè dalla posizione della zona di fuoriuscita dell'acqua, rispetto alla zona carsica interessata allo scorrimento sotterraneo (fig. 4).

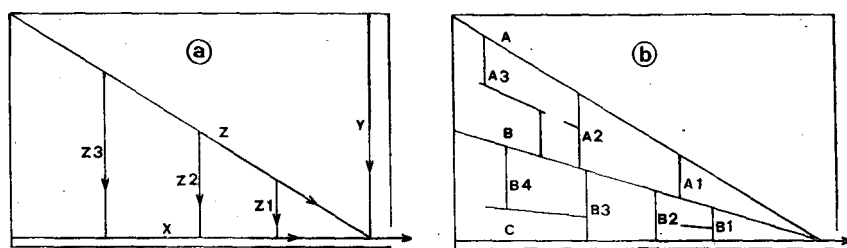


Fig. 4 - Andamento teorico dei condotti freatici originati dall'abbassamento del livello di base.

Questi condotti tendono allo svuotamento del bacino: in un primo tempo l'acqua sotterranea cerca di raggiungere il punto di fuoriuscita nel minor percorso possibile (percorsi x, y, z, della fig. 4a); successivamente l'acqua sotterranea tende a raggiungere la massima profondità possibile nel minor percorso possibile e le linee di scorrimento arretrano progressivamente verso monte (percorsi z1, z2, z3 in fig. 4a). Nella realtà, l'andamento delle linee di scorrimento è più complesso e la canalizzazione può svilupparsi secondo un sistema di piani sovrapposti generalmente convergenti verso la sorgente (percorsi A, B, C in fig. 4b) e intercomunicanti tramite gruppi di canali verticali (tipo A1, A2, A3 e B1, B2, B3, B4).

- a) se la zona attraversata dal flusso d'acqua è posta a breve distanza planimetrica dal punto di fuoriuscita e a quota superiore, lo scorrimento e la conseguente canalizzazione presentano un andamento verticale (caso y);
- b) se la zona attraversata dal flusso d'acqua è quasi alla stessa quota del punto di fuoriuscita, lo scorrimento e la conseguente canalizzazione presentano un andamento quasi orizzontale (caso x);

c) un caso intermedio generico è rappresentato da un andamento obliquo tipo (z) (l'inclinazione di z è funzione del rapporto distanza planimetrica/dislivello tra la zona di scorrimento e il punto di fuoriuscita).

I casi (x) e (y) sono casi limite. I percorsi intermedi secondo (z) sono percorsi fuori equilibrio: infatti, con il progredire della canalizzazione carsica, la rete idrografica tende ad approfondirsi, secondo canali verticali i profondità crescente, tipo Z1, Z2, Z3 ecc. Questi canali provocano il prosciugamento progressivo del condotto, ma possono collegarlo con altri condotti sottostanti, variamente inclinati e sovrapposti.

B) EVOLUZIONE DEI CONDOTTI FREATICI PER SCORRIMENTO A PELO LIBERO

Fino al momento in cui i condotti freatici rimangono sotto il livello delle acque di fondo le loro dimensioni aumentano uniformemente perché la soluzione è operata su tutta la superficie del condotto. Quando si passa allo scorrimento a pelo libero solo la parte più bassa del canale continua ad evolvere, mentre la parte più alta si fossilizza (fig. 5a).

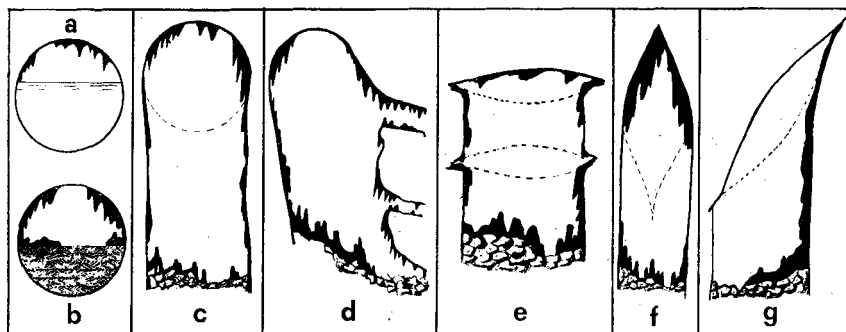


Fig. 5 - Evoluzione dei condotti freatici per scorrimento a pelo libero.

a) In regime di scorrimento a pelo libero, solo la parte inferiore del canale continua ad evolvere, mentre la superiore tende alla fossilizzazione; b) condotto parzialmente interrato; c) galleria originata dall'evoluzione di un condotto tubolare-cilindrico per scorrimento a pelo libero ed abbassamento continuo del letto; d) galleria originata dall'evoluzione di un condotto freatico semplice migrato lateralmente per effetto di perdite laterali; e) galleria derivata da uno o più condotti freatici d'interstato per approfondimento e scorrimento a pelo libero; f) e g) gallerie derivate da un condotto freatico ellittico verticale od obliquo per approfondimento del letto e scorrimento a pelo libero.

Sotto molti aspetti, lo scorrimento sotterraneo a pelo libero è identico allo scorrimento canalizzato superficiale; infatti, la diversa velocità dell'acqua determina nei due casi l'erosione oppure la sedimentazione.

La scarsa velocità di scorrimento può portare, perciò, al progressivo intasamento del condotto (fig. 5b). Al contrario, se la velocità è sufficientemente elevata, il condotto freatico viene successivamente approfondito e si trasforma in un canale alto e stretto a forma di corridoio. Un condotto freatico tubolare che evolva nel modo descritto si trasforma perciò in una galleria con sezione a « U » rovesciata (tipo la « Cattedrale » o parte della « Sala Margherita » nella grotta di M. Cucco) con pareti più o meno alte e regolari (fig. 5c; tav. III, fig. 4). Le diminuzioni di portata possono essere registrate da terrazzamenti lungo le pareti (tav. III, fig. 4); l'esistenza di perdite laterali determina invece la formazione di gallerie a « U » rovesciata, con asse obliquo, immergente nello stesso senso delle perdite (tipo parte centrale della Sala Margherita, nella Grotta di M. Cucco) (fig. 5d). L'evoluzione e l'approfondimento per scorrimento a pelo libero di condotti freatici d'interstrato danno gallerie a sezione quadrangolare e volta quasi piatta (fig. 5e). L'evoluzione di condotti in litoclasti dà gallerie a volta acuta simmetrica o asimmetrica secondo che la litoclasti sia verticale od obliqua (figg. 5f, 5g).

L'evoluzione a pelo libero è accompagnata da crolli che possono modificare più o meno profondamente la originaria morfologia della cavità. Il materiale di frana viene accumulato sul pavimento dei canali. L'accumulo è ovviamente favorito dalla diminuzione della velocità di scorrimento.

C) EVOLUZIONE PER PERCOLAZIONE E RIEMPIMENTO CLASTICO E CONCREZIONALE

Lo scorrimento sotterraneo sufficientemente rapido permette il trasporto (per soluzione, sospensione e trascinamento) dei materiali prodotti dalla corrosione-erosione carsiche. La fase di sedimentazione inizia con la caduta di velocità di scorrimento o in seguito a stillicidio-evaporazione.

La caduta di velocità può essere dovuta: 1) a una strozzatura a valle del condotto, 2) al raggiungimento del livello di base, 3) al progressivo prosciugamento della cavità in seguito all'abbassamento della rete idrografica. Questo terzo caso segna l'inizio della fossilizzazione; in quest'ultima fase evolutiva le acque percolanti svolgono un'azione di primo piano. Questa azione tendente all'ampliamento dei vuoti carsici è accompagnata (e parzialmente controbilanciata) da crolli più o meno vistosi. I materiali di frana prodotti non possono venire smaltiti a causa del ridotto regime idrico, quindi si accumulano sul pavimento delle cavità, invadendolo in

parte. In questa fase i depositi concrezionali contribuiscono ampiamente alla progressiva occlusione della cavità.

D) SISTEMI SOTTERRANEI A PIANI SOVRAPPOSTI ED EVOLUZIONE CARSCICA

I sistemi sotterranei a piani sovrapposti sono indice di un'evoluzione carsica avvenuta per abbassamenti successivi e discontinui del livello delle acque di fondo. L'abbassamento del livello delle acque di fondo può essere dovuto a cause diverse: 1) successivi sollevamenti del massiccio carsico con conseguente ringiovanimento del ciclo; 2) progressiva erosione o foratura del mantello di formazioni impermeabili che racchiudono il nucleo calcareo carsificabile con conseguente abbassamento della falda freatica di fondo e delle relative sorgenti; 3) progressivo sviluppo della canalizzazione carsica; 4) cattura fluviale (WOODWARD 1961) e conseguentemente abbassamento del livello di base regionale.

Lo studio dettagliato del M. Cucco e il rapido esame delle aree carsiche circostanti (M. Nerone, Frasassi e Gola della Rossa) permettono alcune considerazioni circa le cause che possono avere influito sull'abbassamento delle acque di fondo in corrispondenza dei principali massicci carsici umbro-marchigiani.

1) *Sollevamenti successivi del massiccio carsico, con progressivo affossamento della rete idrografica.* I fiumi più importanti del versante adriatico dell'Appennino Umbro-Marchigiano sono fiumi antecedenti. Questi fiumi tagliano trasversalmente le strutture tettoniche dell'Appennino e, in corrispondenza dei nuclei calcarei delle anticlinali, scorrono incassati al fondo di profonde gole (come la gola del Burano, quella della Rossa, quella di Frasassi, del Furlo, ecc.). I fiumi antecedenti si formarono, infatti, prima del sollevamento tettonico e mantennero inalterato il proprio corso durante il sollevamento stesso, tagliando progressivamente le anticlinali in fase di surrezione (SELLI 1954).

Questo significa che nell'Appennino Marchigiano le linee essenziali della rete idrografica furono antecedenti al sollevamento e la rete idrografica stessa si approfondì contemporaneamente all'individuazione e alla surrezione delle anticlinali. Anche la rete idrografica sotterranea subì perciò un analogo processo di successivi abbassamenti. Questo abbassamento relativo del livello di base può giustificare ogni ringiovanimento del ciclo carsico.

2) *Abbassamento del livello di fondo, per erosione o foratura delle coltri impermeabili.* I massicci carsici dell'Appennino Umbro-Marchi-

giano sono limitati esternamente da coperture impermeabili disposte a mantello. Queste coltri impermeabili possono sostenere livelli freatici sospesi sul livello di base regionale. La foratura, o l'erosione, della copertura impermeabile comporta perciò il rapido abbassamento delle acque di fondo.

Nel caso specifico di M. Cucco, il nucleo calcareo è rivestito esternamente da tre orizzonti impermeabili: il più interno è rappresentato dai Calcari Diasprini - Rosso Ammonitico - Marne del M. Serrone ed è discontinuo a causa di marcate eteropie di facies; il secondo orizzonte è costituito dalle Marne a Fucoidi; il terzo e più esterno è rappresentato dagli affioramenti di Scaglia Cinerea. Quindi, l'abbassamento della falda, freatica non dipese soltanto dal sollevamento del massiccio carsico ma anche dall'erosione e dalla foratura del mantello di rocce impermeabili.

3) *Abbassamento delle acque di fondo, per progressivo sviluppo della canalizzazione.* Le acque sotterranee carsiche tendono a raggiungere la massima profondità possibile nel minor percorso possibile. Il progressivo sviluppo della canalizzazione comporta perciò un progressivo abbassamento della rete idrografica che abbandona le cavità superiori in favore di linee di scorrimento sempre più basse. Questa evoluzione si verifica quando la falda freatica è sospesa sul livello di base e l'acqua sotterranea è costretta a migrare in cerca di una nuova posizione di equilibrio.

Si ritiene che i meccanismi proposti per spiegare i successivi approfondimenti della rete idrografica sotterranea in corrispondenza dei principali massicci carsici dall'Appennino Umbro-Marchigiano, siano stati tutti e tre operanti, sia pure in tempi e modi diversi, nella zona di M. Cucco.

L'esistenza di fiumi antecedenti dimostra che erosione superficiale ed evoluzione carsica procedettero contemporaneamente al sollevamento del massiccio calcareo. Questo sollevamento fornì in ogni caso le necessarie premesse per la successiva evoluzione, nel senso che determinò l'esistenza di un dislivello tra bacino carsico sollevato e valli laterali.

Nel M. Cucco, la fase dinamica erosiva-corrosiva cominciò, però, solo con la progressiva distruzione e con la foratura delle coltri impermeabili esterne (Marne a Fucoidi e Scaglia Cinerea) ed in ogni momento ne fu rigidamente controllata. L'importanza delle coltri impermeabili esterne non va, tuttavia, generalizzata; infatti nella vicina zona di Frasassi, l'evoluzione carsica, ad un primo esame, sembra legata esclusivamente al sollevamento del massiccio calcareo.

L'evoluzione successiva al sollevamento del massiccio e alla foratura

degli orizzonti impermeabili è legata, invece, al naturale approfondimento della rete idrografica secondo canali sempre più alti e verticali fino al raggiungimento di una condizione di equilibrio.

SCHEMA EVOLUTIVO PROPOSTO PER IL M. CUCCO

Al M. Cucco, sono conservate le tracce di un paleolivello di base poco sopra l'attuale quota 1300 m. Le tracce di questo paleolivello sono rappresentate dal piano superiore della Grotta di M. Cucco (fig. 6), dall'Inghiottitoio Fossile e dalle altre cavità minori distribuite attorno alla quota 1300-1400 m. Queste cavità costituiscono un complesso carsico, spesso abbastanza ben conservato, ma allo stato fossile. L'andamento pia-

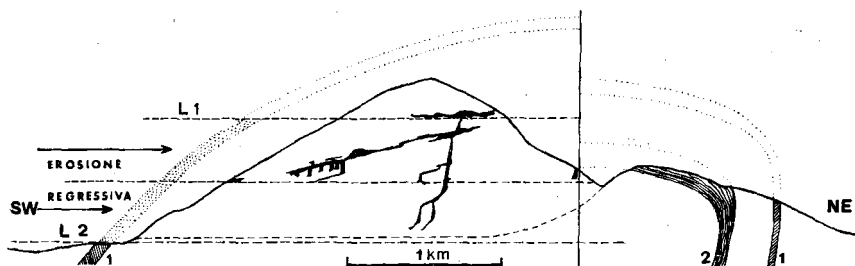


Fig. 6 - Schema evolutivo del M. Cucco.

Orizzonti impermeabili: 1) Marne a Fucoidi; 2) Calcari Diasprini, Rosso Ammonitico, Marne del M. Serrone (presenti solo nel versante NE e mancanti, per eteropia, nel versante SW); L1 = Paleolivello di base le cui tracce sono costituite dal piano della Sala Margherita, dall'Inghiottitoio Fossile e da altri fenomeni carsici minori; L2 = Attuale livello di base regionale (sorgente Scirca). L'altezza di quest'ultimo livello è legata alla presenza della formazione delle Marne a Fucoidi. Si ritiene che anche L1 sia stato sostenuto da questa stessa formazione. Questo sbarramento impermeabile sarebbe poi stato ripetutamente forato e progressivamente distrutto. Il livello di base locale avrebbe perciò subito repentini e discontinui abbassamenti con conseguente migrazione delle acque di fondo e delle sorgenti. I ripetuti abbassamenti avrebbero determinato un'evoluzione carsica di tipo ciclico. Tale idea trova conferma nell'esistenza di tracce di un paleolivello intermedio tra L1 e L2 in corrispondenza delle Risorgenti fossili di Valle Orsara. Ogni ciclo carsico sarebbe iniziato in condizioni freatiche e si sarebbe pienamente sviluppato in condizioni di speleogenesi mista (con totale allagamento dei vuoti durante le stagioni piovose e parziale o totale svuotamento durante le stagioni secche per il continuo emungimento attraverso le sorgenti di fondo valle).

neggiante del piano superiore della grotta del M. Cucco e la mancanza di forme erosive a fianchi asimmetrici tipo *scallops* sembrano confermare l'idea di un paleolivello di base in lento abbassamento, ma sostanzialmente in fase di equilibrio.

La successiva fase carsica iniziò con la foratura della formazione delle Marne a Fucoidi in corrispondenza del fianco SW del M. Cucco (Risorgenti).

genti di Valle Orsara?) (fig. 6). La rete idrografica sotterranea cominciò così ad evolvere verso il nuovo profilo di equilibrio; questa evoluzione fu accompagnata dalla formazione di un flusso rapido, tendente allo svuotamento del bacino. In un primo tempo, lo scorrimento avvenne secondo condotti inclinati, tendenti a raggiungere il punto di fuoriuscita nel minor percorso possibile (V. Ramo dei Barbari). Successivamente, lo sviluppo della canalizzazione favorì lo scorrimento lungo percorsi sempre più bassi, raggiunti con gruppi di canali verticali sempre più alti (canali verticali inferiori) che, verosimilmente, si formarono contemporaneamente alla migrazione della sorgente di Scirca verso l'attuale posizione.

Si ritiene che questo schema, esemplificato in fig. 6, sia ampiamente generalizzabile. Esso offre numerosi vantaggi:

- 1) permette di spiegare con facilità la formazione delle reti di canali scavati in regime di condotta forzata;
- 2) spiega la presenza dei carsi fossili appenninici connettendo l'evoluzione sotterranea carsica all'evoluzione idrografica superficiale;
- 3) spiega la presenza di grandi cavità sotterranee collegate alla superficie per crollo della volta o tramite canali di secondaria importanza decapitati dall'evoluzione superficiale;
- 4) le diverse caratteristiche del flusso freatico spiegano inoltre, in modo plausibile, il motivo per cui due territori carsici caratterizzati, oggi come nel passato, da uno stesso tipo di clima, da una medesima situazione litologica e litoclasica, e da una non dissimile posizione topografica presentino una canalizzazione e un carsismo completamente diversi.

Queste idee sull'evoluzione carsica, partite dall'osservazione sistematica dei numerosi dati raccolti nella zona di M. Cucco e dai pochi altri relativi alle circostanti zone del M. Nerone, Gola di Frasassi, Gola della Rossa si accordano ampiamente con le idee espresse da WOODWARD 1961. La zona di saturazione di un massiccio carsico è concepita da questo A. come un serbatoio costituito da un insieme di vacui intercomunicanti (LEHMANN 1932). In questi serbatoi, i movimenti dell'acqua sarebbero lenti, ma l'abbassamento del livello di base provocherebbe la formazione di un flusso rapido con potere corrosivo ed erosivo. In questo schema, la comunicazione tra una cavità e l'esterno sarebbe ampiamente casuale, essendo dovuta a crolli, inghiottitoi o canali secondari, e all'abbassamento della superficie topografica esterna.

CONCLUSIONI

L'esame stratigrafico microtessiturale e lo studio della porosità macroscopica e microscopica delle rocce hanno permesso di chiarire alcuni punti d'importanza fondamentale per la comprensione dei processi di carsificazione nelle formazioni umbre. Infatti si è accertato che:

- a) nel Calcare Massiccio la canalizzazione può essere indipendente dalla rete litoclasti-interstrati, ed essere legata esclusivamente ai sistemi di pori primari s.l.;
- b) nelle formazioni della Corniola, Grigio Ammonitico, Maiolica, Scaglia Bianca e Rosata, la canalizzazione dipende esclusivamente dalla rete litoclasti-interstrati;
- c) la Scaglia Rossa e la parte inferiore della Scaglia Cinerea sono poco permeabili e la canalizzazione carsica può essere impostata solo in corrispondenza di litoclasti beanti;
- d) la parte superiore della Scaglia Cinerea, le Marne a Fucoidi e i Calcari Diasprini - Rosso Ammonitico - Marne del M. Serrone costituiscono tre orizzonti impermeabili, di cui solo i primi sono continui in quanto il terzo può mancare od essere sostituito in eteropia dal Grigio Ammonitico;
- e) le zone caratterizzate dalla presenza di serie di tipo ridotto sono quelle più favorevoli alla formazione di grandi serbatoi sotterranei per l'alto spessore del Calcare Massiccio, per il suo più alto grado di permeabilità e perché la canalizzazione carsica può svilupparsi senza interruzione da questa formazione fino al letto delle Marne a Fucoidi.

Il carsismo superficiale e quello ipogeo sono perciò in massima parte sviluppati nella formazione del Calcare Massiccio.

Nella zona presa in esame, il fenomeno carsico più vistoso è costituito dalla Grotta di M. Cucco, che è una delle maggiori d'Italia per profondità e lunghezza. Il rilevamento geologico e la carta delle permeabilità dimostrano che questo sistema sotterraneo è connesso con la sorgente di Scirca. La massima parte delle cavità carsiche esaminate presenta inoltre caratteri fossili: questi fenomeni carsici, perciò, sono da riferire a una preesistente situazione idrografica. La fossilizzazione può essere spiegata, anche se in modo del tutto generale, ammettendo il semplice abbassamento della falda freatica di fondo. L'esame della canalizzazione nella Grotta

di M. Cucco dimostra, inoltre, la grande importanza speleogenetica dei condotti scavati in regime di scorrimento sotto pressione. La massima parte della Grotta di M. Cucco è costituita, infatti, da condotti tubolari e subtubolari o da canali e cavità derivati da questi per successiva evoluzione.

Lo studio sistematico delle cavità carsiche del M. Cucco e di altre località-tipo dell'Appennino Umbro-Marchigiano (M. Nerone e Frasassi) permette inoltre alcune considerazioni generali sui processi di canalizzazione sotterranea. È accertato che la soluzione carsica può avvenire direttamente nella zona freatica purché la massa d'acqua che permea la roccia sia soggetta ad un ricambio sufficientemente rapido; questo ricambio rapido si ha tutte le volte in cui una falda freatica si trova fuori dalla sua posizione di equilibrio. Si ritiene che i condotti a sezione circolare od ellittica delle cavità esaminate si siano formati in queste condizioni.

In tali cavità l'evoluzione dei condotti freatici per successivo scorrimento a pelo libero ha portato invece alla formazione di canali alti e stretti, con volta variamente arcuata, caratterizzata dalla presenza di cupole di erosione. Questo tipo di evoluzione è reso possibile dal lento abbassamento del livello di fondo. L'ampliamento dei condotti, dei canali e di ogni altro tipo di cavità o di poro può avvenire anche nella zona di aereazione in condizioni di semplice percolazione. Questa azione solvente è però associata ad un'evoluzione per crollo ed è parzialmente e localmente controbilanciata dal riempimento concrezionale.

Le tre fasi descritte (freatica a condotta forzata, incanalata a pelo libero, di percolazione nella zona di aereazione) rappresentano perciò tre momenti successivi nell'evoluzione di un territorio carsico.

Le più importanti cavità carsiche visitate presentano un andamento, più o meno marcato, a piani sovrapposti. Questo andamento può essere spiegato con successivi abbassamenti del livello delle acque di fondo. Si ritiene che, nell'area dell'Appennino Umbro-Marchigiano, questi abbassamenti siano dovuti al sollevamento progressivo dei massicci carsici e all'erosione dei mantelli di formazioni impermeabili. Il sollevamento del massiccio calcareo e/o l'erosione degli strati impermeabili a cui sono legati i livelli di base sospesi, determinano un abbassamento delle acque di fondo che può presentare anche un carattere di ciclicità. Le acque di fondo possono essere interessate, così, a una dinamica con carattere violento che ben si accorda con i principali morfotipi osservati. In questo schema, l'evoluzione di un massiccio carsico può essere inquadrata dinamicamente nell'evoluzione dell'intero territorio e può presentare un carattere ciclico.

APPENDICE

Elenco delle cavità carsiche conosciute nella zona di M. Cucco (tra parentesi i numeri del Catasto Speleologico dell'Umbria):

- Gr. di M. Cucco (17 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1390.
 Voragine Boccanera (21 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 990.
 Gr. Bianca (22 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 833.
 Il Forno (23 U) - Loc.: Fossa Secca; q. 880.
 Buca del Ferro (24 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1470.
 Galleria Nuova (78 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1370.
 Grotta di S. Agnese (79 U) - Loc.: Pígnola; q. 1056.
 Grotta della Madre dei Faggi (113 U) - Loc.: Valdiranco; q. 1050.
 Sabbado Russo (117 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1350.
 Pozzareello (128 U) - Loc.: Pian del Monte; q. 1200.
 Grotta di Alberto (175 U) - Loc.: Faggeto Tondo; q. 1115.
 Buca del Rifugio (182 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 1000.
 Condotta del Rifugio (183 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 990.
 Trabocco (347 U) - Loc.: Coldipecchio; q. 625.
 Buca della Sorgente (34 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1475.
 Pozzetto di Mario (349 U) - Loc.: Valdiranco; q. 1090.
 Grotta della Valle delle Prigioni (350 U) - Loc.: Valle delle Prigioni; q. 650.
 Pozzetto del Ranco (352 U) - Loc.: Valdiranco; q. 1050.
 Inghiottitoio Fossile (352 U) - Loc.: M. Cucco; q. 1475.
 Grotta Nera (353 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 850 ca.
 Tana del Lupo I (408 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 825.
 Tana del Lupo II (409 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 850.
 Pianella del Papa I (410 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 950.
 Pianella del Papa (—) - Loc.: Rio Freddo; q. 970.
 Grotta dell'Acqua Ferrata (416 U) - Loc.: Rio Freddo; q. 950.
 Risorgente Fossile di Valle Orsara I (411 U) - Loc.: Valle Scirca; q. 900.
 Risorgente Fossile di Valle Orsara II (412 U) - Loc.: Valle Scirca; q. 900.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BOEGLI A., 1969 - *La corrosione per miscela d'acque*. Atti e Memorie della Commissione Grotte «Eugenio Boegan», vol. VIII, pp. 19-34, S.A.G., Trieste.
 BOSELLINI A., 1967 - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 2, pp. 133-170.
 COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI P., 1970 - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 9, pp. 839-874, 21 ff., 1 t.

- COLACICCHI R. & PIALLI G. P., 1967 - *Dati e conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel giurese di M. Cucco (Appennino Umbro)*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 2, pp. 179-192.
- FISCHER E., 1964 - *The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic*. Kansas Geol. Survey Bull., 169, pp. 107-149.
- GABRIELLI F., 1759 - *Descrizione della grotta di M. Cucco*. Opuscoli scientifici e fisiologici. Calogerà Simone Occhi, Venezia.
- GIAMPAOLI F., 1968 - *Le nuove esplorazioni del gruppo speleologico CAI Perugia nella Grotta di Monte Cucco*. L'Appennino, a. XVI, 5, Roma.
- GIAMPAOLI F., 1970 - *Pasqua 1969: Conclusa l'esplorazione della Grotta di M. Cucco*. L'Appennino, a. XVIII, 2, Roma.
- HARBAUGH J. W., 1967 - *Carbonate oil reservoir rocks*. In: CHILINGAR G. V., BISSEL H. J., FAIRBRIDGE R. W. Ed. - *Carbonate Rocks*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- LIPPI BONCAMBI C., 1960 - *Bibliografia Geologica d'Italia: vol. VII-Umbria*. C.N.R., Napoli.
- MARUSSI A., 1941 - *Il paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino*. Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., 38, pp. 4-27.
- MAUCCI W., 1952 - *L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi*. Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., 46, Trieste.
- MILIANI G. B., 1891 - *La Caverna di M. Cucco*. Boll. C.A.I., 58, Torino.
- PASINI G., 1967 - *Osservazioni sui canali di volta delle grotte bolognesi*. Le Grotte d'Italia, ser. 4, vol. I, pp. 17-57, 23 ff., 8 tt., Castellana-Grotte.
- PASSERI L., 1969 - *Inghiottitoi attivi e paleoinghiottitoi nei pressi della statale « Orvietana »*. L'Appennino, a. XII, 6, Roma.
- PIALLI G., 1969 - *Un episodio marnoso del Lias superiore nel bacino umbro-marchigiano: Le Marne di M. Serrone*. Boll. Soc. dei Nat. in Napoli, Vol. LXXVIII.
- SALVATORI F., 1969 - *Il Gruppo Speleologico C.A.I. Perugia oltre la quota -700 m nella Grotta di Monte Cucco*. Rass. Alpina, n. 9.
- SALVATORI F., 1969a - *Appunti in margine alle recenti esplorazioni nella Grotta di M. Cucco*. L'Appennino, a. XVII, 2, Roma.
- SELLI R., 1954 - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., ser. 2, 24 (1952), pp. 1-294, tt. 1-13, Bologna.
- WOODWARD H. P., 1961 - *A Stream Piracy Theory of Cave Formation*. Bull. National Speleological Soc., XXIII, 2. Tradotto come: *Una teoria sulla formazione delle cavità per cattura dei corsi d'acqua*. In: Atti e Memorie della Commissione Grotte « Eugenio Boegan », S.A.G., vol. 3, Trieste 1963.

TAVOLA I

Spiegazione della Tavola I

Esempi di porosità nel Calcare Massiccio; trattandosi di stampe negative ricavate da dry peels, la micrite appare chiara, la sparite grigia e gli spazi porosi aperti neri.

Fig. 1 - Spazi porosi aperti impostati su cavità integranulari e da disseccamento (M. Cucco, sezione della Vetta, dry peel 1/2 gr. nat.).

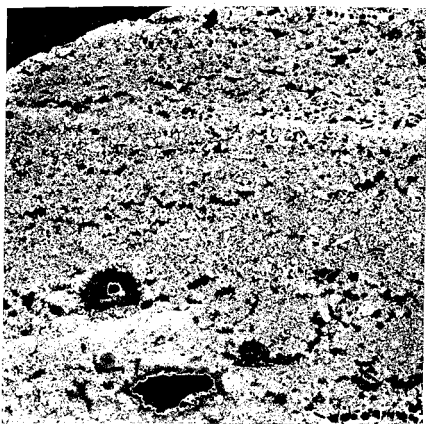
Fig. 2 - Pori intergranulari ampliati per soluzione carsica (M. Cucco, sezione della Vetta, dry peel 1/2 gr. nat.).

Fig. 3 - Porosità intergranulare in corrispondenza di livelli oncolitici (sezione di Frasassi, dry peel 1/2 gr. nat.).

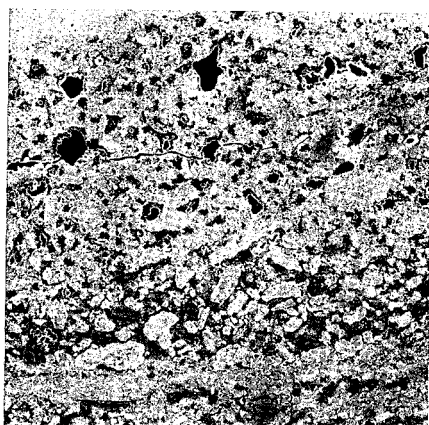
Fig. 4 - Porosità intragranulare impostata in corrispondenza delle camere di un Gastreropodo solo parzialmente occupate da micrite e sparite in disposizione geopetale (sezione di Frasassi, dry peel gr. nat.).

Fig. 5 - Pori canali parzialmente riempiti da calcite radiassale e pelmicrite impostati su pori strutturali e intergranulari (M. Cucco, sezione della Vetta, dry peel 1/2 gr. nat.).

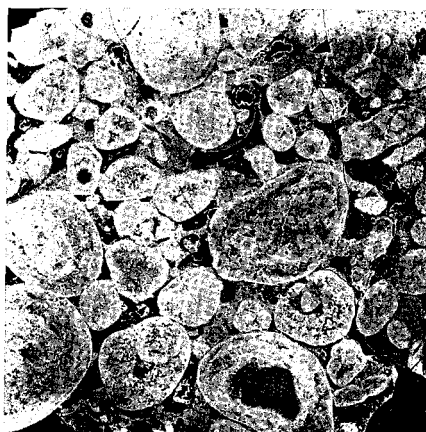
Fig. 6 - Dolomia saccaroide ad alta porosità; in questo caso gli spazi porosi aperti sono dovuti alla riduzione di volume connessa al processo di dolomitizzazione (M. di Sibillini, Valle di Foce, dry peel 1/2 gr. nat.).



1



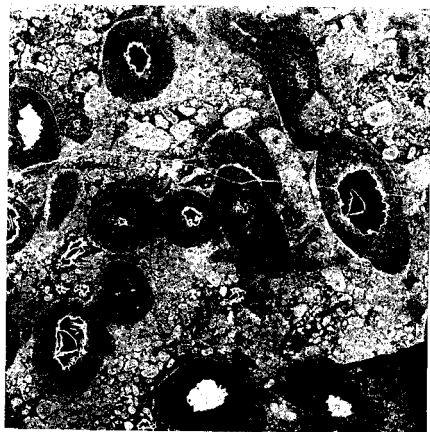
2



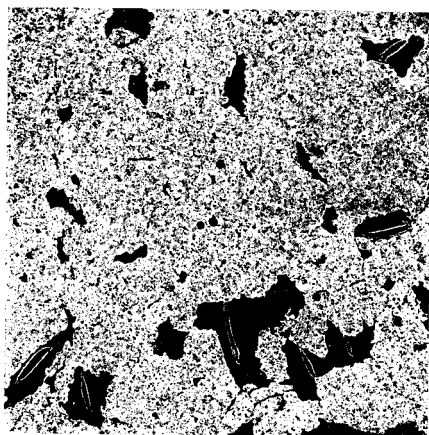
3



4



5



6

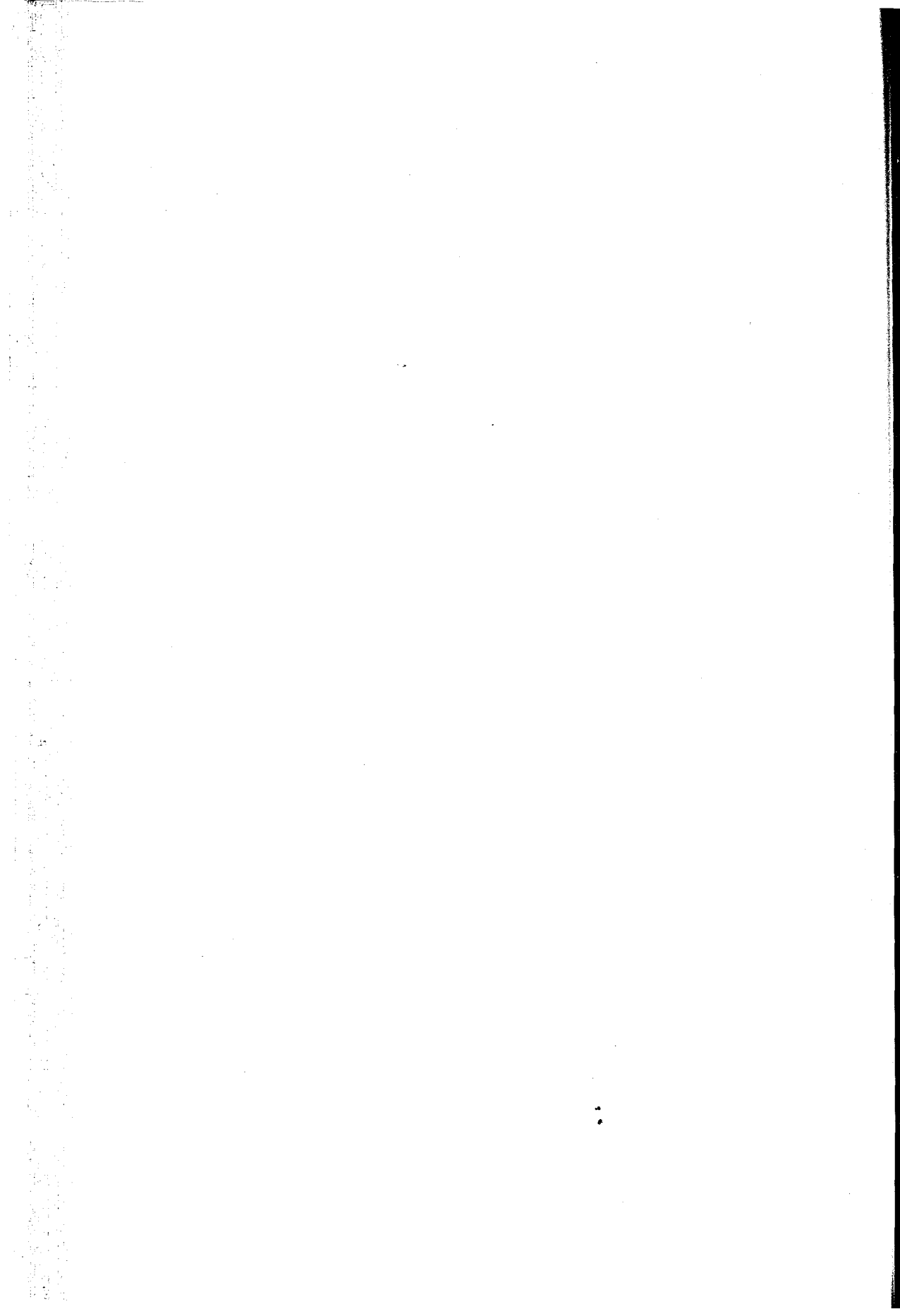
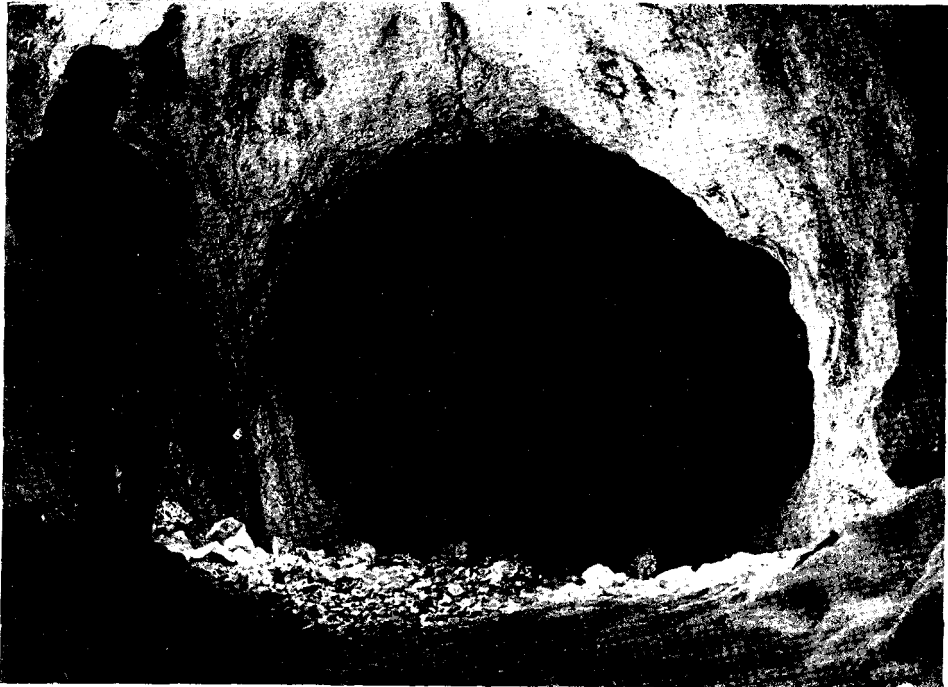


TAVOLA II

Spiegazione della Tavola II

Fig. 1 - Galleria tubolare cilindrica alla base del Pozzo di Accesso nella Gr. di M. Cucco.

Fig. 2 - Unione di due condotti tubolari semplici nella Gr. della B. Vergine di Frassassi (150 m ca. dall'imbocco).



1



2

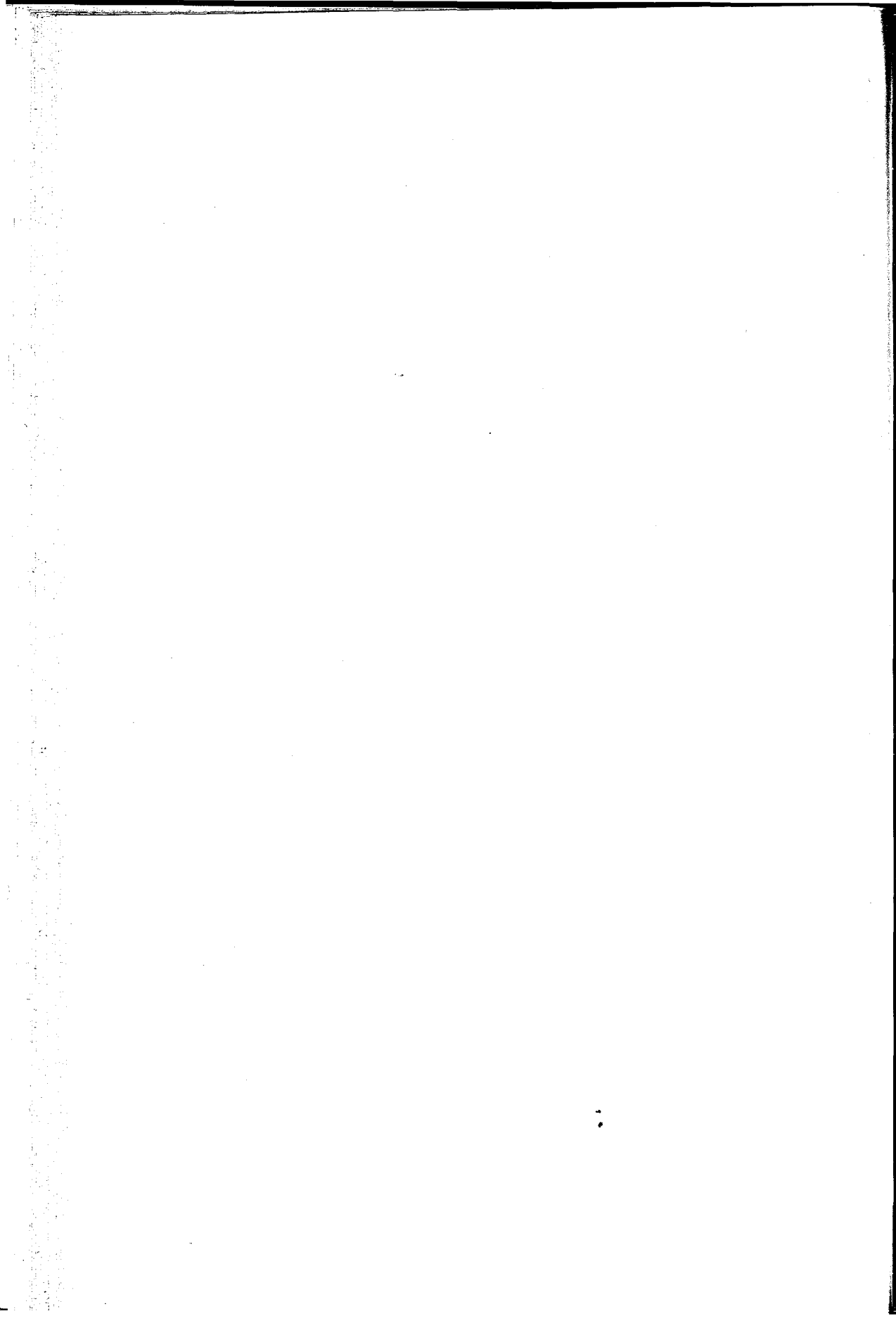


TAVOLA III

Spiegazione della Tavola III

- Fig. 1 - Condotto tubolare cilindrico (Gr. di M. Cucco, parete NW della Cattedrale).
- Fig. 2 - Condotto ellittico derivato dalla fusione di due condotti tubolari sovrapposti visibili nella parte interna (Gr. B. Vergine di Frasassi, 100 m ca. dall'imbocco).
- Fig. 3 - Gallerie derivate dalla fusione di più condotti ellittici (Gr. M. Cucco: corridoio iniziale).
- Fig. 4 - Gallerie con volta a U rovesciata e pareti terrazzate derivate da un condotto tubolare semplice per evoluzione in seguito a scorrimento a pelo libero e variazioni di portata.



1



2



3



4

CARLO BALBIANO D'ARAMENGO (*)

ANALISI DI ALCUNE RISORGENZE DI GROTTA PIEMONTESE

RIASSUNTO - Vengono esaminate le principali grotte-risorgenze del Piemonte le quali, generalmente, in vicinanza della superficie esterna si ramificano e approfondiscono il loro corso. La principale causa di questo fenomeno sembra essere una rottura dell'equilibrio e conseguente decompressione della roccia prodotta appunto dalla vicinanza della superficie esterna. Altre cause meno importanti sono le condizioni stratigrafiche e la velocità di scavo della grotta relativamente a quella del vicino fondovalle.

ABSTRACT - The author examines the principal source-caves in Piemonte which generally, near the external surface, ramify and deepen their flow. The main reason of this phenomenon seems to be a break of equilibrium and a consequent detent of the rock, which is exactly produced by the nearness of external surface. Other reasons, but less important, are the stratigraphic conditions and the excavation speed of the cave compared with that of the valley.

Spesso sui testi di speleologia si legge che il percorso dell'acqua sotterranea non dipende dall'andamento della superficie esterna, ma dalla tettonica del massiccio; è infatti frequente il caso di torrenti sotterranei che tagliano ortogonalmente il corso delle valli.

Ma ad un esame più approfondito si vede subito che l'affermazione non regge: innanzi tutto la morfologia esterna dipende anche, sia pure indirettamente, dalla tettonica; esistono inoltre dei fattori (la maggiore o minore vicinanza della superficie esterna, la pendenza grande o piccola della superficie esterna nei pressi della grotta) che influenzano direttamente lo scavo di una cavità. Esaminerò in questo lavoro i fattori che

(*) Gruppo Speleologico Piemontese C.A.I.-U.G.E.T., Galleria Subalpina 30, Torino.

influenzano l'escavazione della grotta nei pressi della risorgenza.

L'analisi viene compiuta su alcune importanti grotte piemontesi perché sono quelle che conosco di più, ma le conclusioni a cui si perviene hanno validità generale, secondo quanto ho potuto osservare in grotte d'altre regioni.

Negli esempi che verranno esposti la caratteristica generale delle risorgenze è di essere formate non da uno ma da più condotti, fra attivi e fossili, di cui quelli più bassi sono di formazione molto recente. Se ad una risorgenza multipla dovesse corrispondere una grotta con più rami paralleli fra loro o incrociantisi, la spiegazione andrebbe ricercata nelle caratteristiche del massiccio, ma invece siamo generalmente in presenza di grotte con galleria unica o quasi, che si ramificano in vicinanza dell'esterno. È raro che l'ingresso normalmente praticato sia quello da cui esce l'acqua.

ARMA TARAMBURLA (N. 204 Pi, CN)⁽¹⁾

È questa una grotta ad andamento generalmente suborizzontale, che però è ancora ben lontana dall'aver raggiunto il suo profilo di equilibrio; infatti presenta diversi tratti in pendenza e sifoni. Comunque, dall'interno del monte fino a 70 m dall'esterno il torrente ha un percorso quasi orizzontale, finché precipita in una serie di rapide e poi sparisce in un sifone. Di qui all'esterno la via normalmente praticata dagli speleologi prosegue in generale orizzontale ma con qualche saliscendi. Il torrente fuoriesce 20 m più in basso dell'ingresso della grotta e viene incondottato (fig. 1)⁽²⁾. Cinque metri sotto l'ingresso normale della grotta e pochi metri sotto alle prese dell'acquedotto, esattamente nel fondovalle, esistono altre due risorgenze che in condizioni idriche normali sono inattive; (la seconda è la grotta N. 227 Pi (grotta inferiore della Taramburla; v. fig. 1). È stata accertata inoltre una comunicazione (non praticabile) fra il lago presso l'ingresso e il tratto inesplorato del torrente.

Nei pressi esistono altre due grotte-risorgenze, anche queste inattive in condizioni idriche normali: la grotta N. 228 Pi (Grotta minore dell'Acqua) e la grotta N. 284 Pi (Grotta superiore della Taramburla), non rappresentate nella figura perché si trovano in un piano diverso.

(1) Le sigle tra parentesi si riferiscono all'elenco catastale delle grotte piemontesi.

(2) Le Figg. 1, 2 e 3 sono state ricavate dai dati dell'Archivio del Gruppo Speleologico Piemontese.

Siamo in definitiva in presenza di una grotta a piani sovrapposti che approfondisce il suo corso man mano che il torrente esterno approfondisce il proprio; la presenza di molti tratti con discreta inclinazione dipende dall'importante ruolo speleogenetico esplicato dai giunti di strato, che hanno inclinazione compresa fra i 20° e i 40° . Si osserva però, nei pressi della risorgenza, una prevalenza di rami discendenti con percorso quasi parallelo al profilo esterno. Inoltre si osserva che a 70 m dall'esterno il torrente, che pure sembra provenire da molto lontano, corre al livello delle risorgenze (fossili) più alte e quindi l'approfondimento dovuto all'abbassarsi del livello di base avviene quasi completamente nel tratto vicino all'esterno.

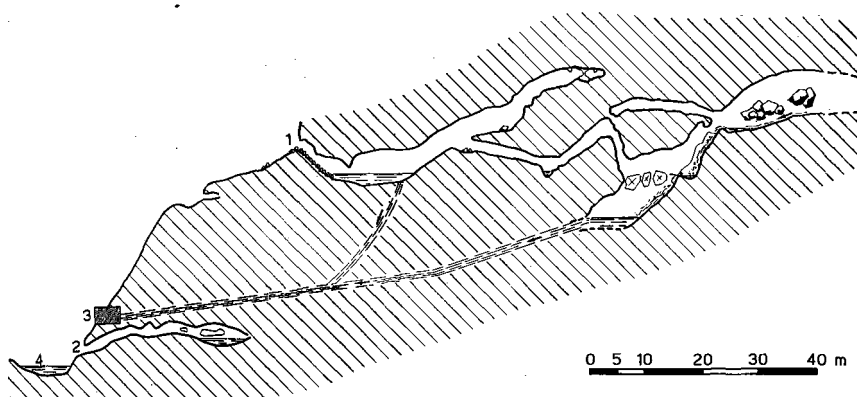


Fig. 1 - Arma Taramburla (N. 204 Pi, CN), tratto iniziale. 1 - ingresso della grotta principale; 2 - grotta inferiore della Taramburla (N. 227 Pi); 3 - presa dell'acquedotto; 4 - fondovalle. (Disegno M. SONNINO)

TANA DELLE FONTANELLE (N. 111 Pi, CN)

La grotta è costituita da una galleria unica, perfettamente orizzontale, a livello del fondovalle. A circa 40 m dall'esterno però l'acqua sparisce in una fessura laterale non percorribile, cui corrisponde una risorgenza che sta a fianco dell'ingresso principale, quasi allo stesso livello. L'ingresso principale funziona così da sfioratore di eccedenza.

In questa grotta i dislivelli sono minimi perché il massiccio ha strati quasi verticali e le acque di percolazione giungono subito al livello di base.

GROTTA DELLE VENE (N. 103 Pi, CN)

Il tratto più conosciuto della grotta comprende circa 1000 m di gallerie, ma dall'ingresso al punto più distante (1° sifone) ci sono solo 200 m in linea d'aria. La grotta è costituita da una rete di gallerie con molti tratti paralleli fra loro. L'andamento, pur con qualche saliscendi, è in generale orizzontale; il 1° sifone è alla stessa quota dell'ingresso. A monte del 1° sifone inizia una galleria attiva di diverse centinaia di metri di lunghezza ad andamento quasi orizzontale, e con diramazioni di importanza secondaria, abbastanza frequenti ma non come nella prima parte ⁽¹⁾.

L'ingresso presenta la caratteristica di una risorgenza fossile e non scarica acqua nemmeno nelle piene più forti. Questa esce da due risorgenze poste rispettivamente 25 e 75 m più in basso, al contatto con la roccia impermeabile.

Quindi, riassumendo: se si parte dall'interno del monte abbiamo una lunga galleria orizzontale percorsa dall'acqua; a 200 m dall'esterno la galleria si suddivide in più rami, alcuni dei quali, orizzontali e fossili, raggiungono l'ingresso fossile; un altro ramo di recente formazione, solo in parte esplorabile, porta ad una delle risorgenze. Non è noto il percorso della galleria attiva che porta alla seconda risorgenza, la cui pendenza è certamente forte.

Il fatto che le gallerie con andamento orizzontale siano in realtà costituite da tratti in salita alternati con tratti in discesa è dovuto all'immersione degli strati verso l'interno del monte.

La Grotta delle Vene presenta diramazioni in tutta la parte nota perché siamo in presenza di una decompressione a livello del massiccio; ma in vicinanza dell'esterno la grotta si ramifica di più e il torrente accentua la pendenza del suo corso; l'approfondimento trova però un limite per aver raggiunto un livello di rocce impermeabili.

GROTTA DI RIO MARTINO (N. 1001 Pi, CN)

Il tratto classico della grotta è costituito da una galleria di 500 m perfettamente orizzontale e percorsa da acqua fino a 100 m dall'esterno; qui il torrente si perde in una fessura stretta e impraticabile di recente formazione e riemerge circa 50 m più in basso rispetto all'ingresso. Sembra che questo tratto sconosciuto abbia dapprima andamento suborizzontale, in

(1) Il rilievo topografico della Grotta delle Vene è pubblicato in CAPELLO 1952.

seguito una pendenza quasi parallela al versante. Risorgenza attiva e risorgenza fossile sono comunque molto più alte del fondovalle.

GROTTE DEL CAUDANO (N. 121 e N. 122 Pi, CN)

Il complesso di queste grotte intercomunicanti è costituito da quattro gallerie orizzontali sovrapposte; a tre di esse corrisponde un'uscita e una quarta uscita (corrispondente al terzo piano delle gallerie) doveva esistere un tempo (fig. 2).

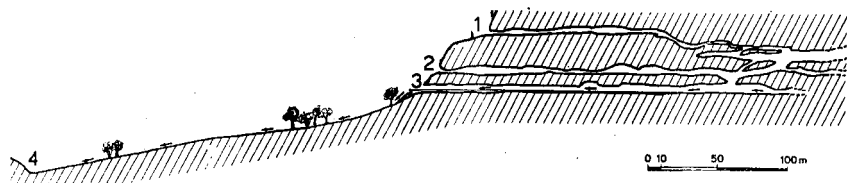


Fig. 2 - Grotte del Caudano (N. 121 e N. 122 Pi, CN) tratto iniziale.
1, 2, 3 - ingressi; 4 - fondovalle. (Disegno M. SONNINO)

È un raro esempio di grotta che, contrariamente alle altre prese in esame, non approfondisce il suo corso in prossimità del versante. Alla risorgenza corrisponde una galleria perfettamente orizzontale nonostante il fondovalle si trovi alcune decine di metri più in basso.

GROTTA DELLA MOTTERA (N. 242 Pi, CN)

È questo il caso più interessante di tutti. Iniziando dall'interno del monte abbiamo dapprima un lungo tratto orizzontale, interrotto solo da 100 m in pendenza perché il torrente incontra un livello impermeabile; la galleria ha scarse diramazioni. A 150 m dall'esterno iniziano diverse diramazioni fossili; a 100 m il torrente comincia a scorrere in discesa e poco dopo si divide in due (fig. 3).

Gli ingressi praticabili sono tre: quello superiore (1 in fig. 3) dà accesso ad un ramo fossile che si trova a livello del ramo attivo nel suo tratto di maggior sviluppo; quello mediano (2) porta ad incontrare, dopo pochi metri, il ramo attivo; quello inferiore (3) corrisponde alla fuoriuscita di buona parte dell'acqua. Infatti nella sala a cui si accede dall'ingresso mediano una parte dell'acqua si inabissa e percorre due vie impraticabili per l'esploratore. Parte si ritrova nella Grotta inferiore della Mottera (N. 295 Pi; 4 in fig. 3), il cui ingresso è una decina di metri più in basso

dell'ingresso inferiore della grotta principale; altra acqua esce da una risorgenza sgorgante a 20 m più in basso (6). Si notano poi ancora svariati piccoli fori, attivi solamente saltuariamente.

Riassumendo, qui si nota con la massima evidenza il fenomeno a cui abbiamo accennato: la grotta in vicinanza dell'esterno si ramifica e il torrente presenta alcune diffuenze cercando di approfondire il suo corso. Si osserva inoltre che i rami più bassi e presumibilmente scavati più di recente, tendono ad essere quasi paralleli al versante. Dirò inoltre che, per quanto la cosa non si possa vedere bene in fig. 3, la Grotta inferiore della Mottera presenta sul soffitto numerose vie fossili subverticali, cioè parallele al versante, già scavate dall'acqua e poi abbandonate per l'arrestamento del torrente.

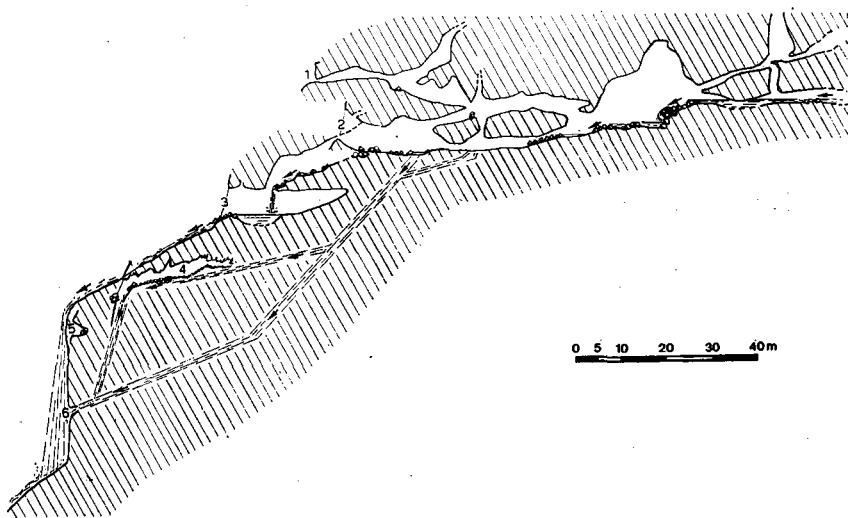


Fig. 3 - Grotta della Mottera (N. 242 Pi, CN), tratto iniziale. 1, 2, 3 - ingressi della grotta principale; 4 - Grotta inferiore della Mottera (N. 295 Pi); 5 - foro inattivo; 6 - risorgenza inferiore. (Disegno M. SONNINO)

CONCLUSIONI

Abbiamo esaminato sei fra le maggiori grotte-risorgenze del Piemonte e tutte, tranne quella del Caudano, presentano caratteri comuni; altri esempi minori si potrebbero citare. A questo punto vediamo di tirare delle conclusioni.

Una fessura naturale si trasforma in grotta più facilmente qualora la zona sia interessata da fenomeni di decompressione; ecco perché, ad esempio, le grotte si sviluppano spesso lungo la cerniera di una sinclinale o di un'anticlinale. La decompressione può essere locale o generale, interessando in quest'ultimo caso tutto un massiccio; una grotta con la pianta che potremmo definire « a rete », cioè con più rami incrociantsi a quote simili, si è formata per una decompressione che ha permesso lo sfruttamento contemporaneo o quasi di più fessure; esempio tipico è la Grotta dell'Inferno, « Hölloch », in Svizzera.

I fenomeni di compressione e decompressione sono dovuti principalmente a cause tettoniche, che però non sono le sole. Un'altra causa, ed è quella che ora ci interessa, è la vicinanza del versante.

La roccia calcarea, entro certi limiti di pressione, può essere considerata un mezzo elastico per il cui equilibrio occorre che ad una spinta faccia riscontro un'altra spinta uguale e contraria. È evidente che in prossimità del versante nessuna spinta controbilancia quella che va dall'interno all'esterno. Se il versante è ripido esiste anche un contributo dovuto all'azione della gravità; quindi la zona in prossimità di tale versante è ricca di fessure e soprattutto quelle parallele ad esso hanno forti probabilità di formarsi.

Naturalmente le condizioni stratigrafiche hanno la loro importanza al fine della direzione che assumono le fessure. Abbiamo visto che presso la risorgenza della Mottera ci sono molte vie subverticali di nuova formazione; qui la quasi verticalità degli strati esercita un ruolo determinante.

La possibilità o meno che si formino e che vengano utilizzate da parte delle acque sotterranee fessure parallele al versante è anche legata alla velocità di escavazione della grotta relativamente a quella del fondovalle. Se infatti il fondovalle si approfondisce con bassa velocità, la grotta ha il tempo di abbassare il suo corso sfruttando eventualmente delle fessure molto piccole anche all'interno del massiccio, così che ad ogni risorgenza, attiva o fossile, può corrispondere una galleria pianeggiante per lungo tratto.

Se invece la valle si scava molto celermente, la grotta non ha il tempo di formare un collettore a livello più basso; in prossimità del versante, però, il collettore subisce delle perdite che sfruttano le fessure, più o meno parallele al versante stesso, di recente formazione.

Perché ad esempio il torrente delle Grotte del Caudano non si è scavata una via più bassa in prossimità del versante? Da un lato sembra che ci troviamo in presenza di un calcare molto compatto e le rocce impermeabili si trovano poco al di sotto dell'attuale percorso delle acque;

ma direi che un'altra ragione molto importante sia questa: il versante ha un'inclinazione molto debole e le fessure prodotte dalla vicinanza della superficie esterna hanno meno probabilità di formarsi. La scarsa inclinazione del versante è comunque legata alla bassa velocità di escavazione del fondovalle. L'approfondimento del corso si è invece verificato all'interno del monte dove le diverse condizioni tettoniche hanno provocato la formazione di fessure facilmente utilizzabili dalle acque.

Invece a proposito della Grotta della Mottera il fondovalle si scava con altissima velocità; si può notare che questa grotta si apre nel tratto a maggior pendenza di tutta la Val Corsaglia. La stratificazione è prossima alla verticalità e il versante, fra le gallerie più alte e il fondovalle, è ripidissimo. Siamo quindi nelle condizioni ideali perché il torrente ipogeo si ramifichi e approfondisca il suo corso in vicinanza dell'esterno.

Abbiamo citato le principali grotte-risorgenze piemontesi⁽¹⁾, ad eccezione di quella di Bossea (N. 108 Pi, CN) che costituisce un caso un po' particolare. L'unico ingresso praticabile di tale grotta corrisponde al più alto fra tre rami sovrapposti. Il più basso, quello percorso da acqua, è di recente formazione e poco prima di sbucare all'esterno si ramifica in tanti piccoli condotti impraticabili. Sembra quindi che anche questa risorgenza abbia le stesse caratteristiche delle altre esaminate. In realtà la Grotta di Bossea è tutta in forte pendenza fra il lago di Ernestina e l'esterno, ed è quindi ben lontana dal classico profilo di equilibrio secondo cui le grotte hanno andamento subverticale dapprima e suborizzontale poi⁽²⁾.

Essa presenta inoltre una successione di sale di grandi dimensioni che sembrano essersi formate per l'unione di più gallerie vicine; nel tratto presso l'esterno abbiamo tre gallerie che ancora non si sono fuse. In definitiva, dato che in tutta la grotta abbiamo più ordini di gallerie sovrapposte, riunitesi o no, in questo caso la teoria prima esposta non viene confermata, ma neppure viene contraddetta.

Qualcuno potrebbe osservare che le grotte sembrano mostrare tante diffuenze in vicinanza del versante solo perché quel settore è di solito meglio esplorato e conosciuto nei minimi dettagli. L'ipotesi è in taluni

(1) Non vengono prese in considerazione le risorgenze dell'Ellero, del Pesio ed altre a cui corrisponde una grotta conosciuta per un tratto troppo piccolo.

(2) Un rilievo topografico parziale di questa grotta è pubblicato in CAPELLO 1952; il rilievo completo si trova su *Speleologia del Piemonte* (GRUPPO SPELEOLOGICO PIEMONTESE 1970).

casi valida, ma tutti gli esempi riportati si riferiscono a grotte molto ben conosciute anche nelle parti più interne.

Sarebbe interessante compiere uno studio analogo al presente anche per le risorgenze cui non corrisponde una grotta esplorabile, ma purtroppo ciò non è possibile perché non si hanno elementi a sufficienza. Una risorgenza non risalibile mediante esplorazione diretta può benissimo corrispondere a una grotta molto ramificata i cui ingressi fossili non appaiono all'esterno perché, ad esempio, sono ricoperti da detrito di falda.

Osserviamo però che è molto frequente il caso di risorgenze multiple, formate cioè da molti torrenti vicini o anche distanti. È ciò che MARTEL, con espressione forse non del tutto felice, chiamava « delta sotterraneo ». Il caso più tipico e ben noto a tutti è quello del Timavo, ma in Piemonte si possono citare diversi casi del genere: ad esempio la sorgente del Bandito è formata da tre sorgenti a livello del torrente Gesso; la sorgente di S. Macario in val Vermenagna è formata da quattro polle (o gruppi di polle) che escono a giorno su un fronte di oltre 1000 m.

Ora le diffluenze di un torrente ipogeo sono sempre qualcosa di « metastabile » perché il normale processo di allargamento di ogni condotto fa sì che prima o poi l'acqua di uno venga catturata dall'altro. Infatti all'interno di una grotta osserviamo molto spesso gallerie che si biforcano, ma è quasi sempre una sola la galleria di drenaggio dell'acqua sotterranea.

Il fatto invece che, in vicinanza dell'esterno, le diffluenze siano così frequenti, mi sembra una prova dell'importanza che ha la decompressione della roccia in prossimità del versante. Cioè le diffluenze si formano in prossimità del versante ma vengono col tempo eliminate da processi di cattura (come sopra è stato accennato) e dall'arretramento che il versante subisce per erosione meteorica; tuttavia quest'ultimo fenomeno porta come conseguenza alla formazione di nuove fratture per decompressione, cioè di nuove diffluenze.

BIBLIOGRAFIA

- CAPELLO C. F., 1950, 1952, 1955 - *Il fenomeno carsico in Piemonte*. 3 voll.; 1950: 90 pp., 24 ff., 3 tt.; 1952: 114 pp., 15 ff.; 1955: 140 pp., 31 ff., 1 t., Tip. Mareggiani, Bologna.
- DEMATTEIS G., 1959 - *Primo elenco catastale delle grotte del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Rass. Spel. It., vol. XI, n. 4, 19 pp., 1 f., Como.
- RENAULT P., 1967, 1968 - *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse*. Ann. de Spél., C.N.R.S., vol. XXII (1967), n. 1,

pp. 5-21, n. 2, pp. 209-267, 32 ff., 1 t., vol. XXIII (1968), n. 1, pp. 259-307, 17 ff., n. 3, pp. 529-596, 24 ff., 3 tt., Moulis, Ariège.

RENAULT P., 1969 - *Influence des pressions de terrain sur la genèse des réseaux des cavernes*. Actes 3^e Congr. Suisse Spél. (Interlaken 1967), pp. 54-63, 2 ff., Soc. Suisse Spél., La Chaux de Fonds.

GRUPPO SPELEOLOGICO PIEMONTESE, 1970 - *Speleologia del Piemonte. Parte II: Il Monregalese*. Rass. Spel. It., Mem. IX, 224 pp., 114 ff., Como.

LEONSEVERO PASSERI (*)

POROSITÀ PRIMARIA DELLE ROCCE CARBONATICHE E CANALIZZAZIONE FREATICA

ABSTRACT - The fundamental ideas concerning the syngenetic porosity of limestone, in accordance with the DUNHAM (1962) classification of carbonate rocks, are here summarized to show the relations between limestone porosity and ground water distribution. Recent studies show that cementation occurs mainly in the vadose zone, and that a part of the carbonate material necessary to the cementation comes from areas penecontemporaneously subjected to karst solution. Therefore, syngenetic porosity can be very important to ground water distribution and to the formation of karst subterranean canalization in the phreatic and epiphreatic zones.

A lot of studies concerning the largest karst systems of the Umbro-Marchigiano Apennine show that syngenetic pores and lithoclasts have a different function in phreatic and vadose zones. In the phreatic zone the syngenetic porosity is essential to the ground water distribution and to the formation of a subterranean network of channels, while the lithoclasts can be of no importance. In the vadose zone, the canalization depends mostly on the lithoclasts and so in a complex cave system the vadose channels and shafts can cut the pre-existent phreatic conduits along the lithoclasts.

Quasi tutti gli AA. che si sono occupati di idrogeologia carsica hanno ignorato o sottovalutato l'importanza della porosità primaria delle rocce carbonatiche sia per quanto riguarda la distribuzione dell'acqua nei terreni carsici sia in relazione alla genesi della canalizzazione in regime freatico. Questo argomento è stato trascurato anche nel recente Seminario di studio sulla speleogenesi, fatta eccezione per un breve cenno dovuto a PASINI (1972).

Per numerosi AA., la permeabilità del calcare sarebbe legata esclusivamente alle litoclasti e ai piani di strato e la eventuale porosità primaria

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Perugia.

giocherebbe un ruolo assolutamente secondario e trascurabile. Gli AA. più moderni che si sono occupati della geologia delle rocce carbonatiche e i più recenti studi svolti nel campo della geologia del petrolio hanno però dimostrato che le rocce carbonatiche possono possedere un elevato grado di porosità singenetica e che quest'ultima svolge un ruolo di primaria importanza nel caso di rocce carbonatiche funzionanti come serbatoi petroliferi (HARBAUGH 1967).

È noto, inoltre, che rocce carbonatiche dotate di un elevato grado di porosità primaria permettono l'esistenza di un livello freatico di fondo, uniformemente distribuito, analogamente a quanto accade in rocce arenitiche silicatiche. A questo proposito è sufficiente ricordare che le numerose perforazioni eseguite nella penisola Salentina hanno appurato l'esistenza di una falda freatica profonda che si estende con continuità dal golfo di Taranto al canale d'Otranto. Questa falda è formata da un livello di acqua dolce stratificata sopra una zona, di profondità sconosciuta, impregnata da acqua salmastra e salata di origine marina (COTECCHIA 1955).

Le idee attualmente esistenti sulla formazione dei canali sotterranei carsici sembrano tuttavia esasperare l'importanza delle litoclasti e in particolare quella delle leptoclasti trascurando o ignorando il più o meno ampio contributo dato alla speleogenesi dalla porosità primaria. L'idea che una maggiore densità leptoclastica, comportando una maggiore permeabilità, favorisca la formazione delle cavità carsiche sembra in ogni caso smentita dall'evidenza dei fatti. In un esame delle formazioni geologiche dell'Umbria e delle Marche, in relazione allo sviluppo statistico del fenomeno carsico sotterraneo (CATTUTO & PASSERI 1972), è stato infatti constatato che l'intensa tettonizzazione non favorisce l'impianto di una canalizzazione in grande in quanto la fragilità acquisita dalla roccia per fratturazione non consente la conservazione di un esteso sistema di cavità carsiche; nel corso dello stesso lavoro è stato invece verificato che i più vistosi fenomeni carsici sono regolarmente associati a formazioni calcaree dotate di un elevato grado di porosità primaria.

L'inquadramento della porosità primaria di una roccia carbonatica deve ovviamente partire dall'esame dei caratteri tessiturali e diagenetici della roccia stessa. I principali elementi tessiturali sono costituiti, come noto, dai grani (clasti, bioclasti, peloidi, ooidi ecc.) e dal fango calcareo o micrite (e cioè da particelle di taglia uguale a quella dell'argilla o del silt fino). Il fondamentale elemento diagenetico è invece costituito dal cemento (la cui comparsa è generalmente posteriore alla deposizione). Le percentuali relative del fango calcareo e dei grani permettono di distin-

guere rocce carbonatiche *mud supported* (o micritiche s.l.) e *grain supported*. Le prime sono formate esclusivamente o prevalentemente da fango calcareo (*mud*) mentre le seconde sono costituite prevalentemente o esclusivamente da grani (*grains*). Questa classificazione delle rocce clastiche carbonatiche, dovuta a DUNHAM 1962, comporta l'esistenza di due termini estremi, uno costituito esclusivamente da fango calcareo (*mudstone*) l'altro costituito da grani in assenza di fango calcareo (*grainstone*), e di due termini intermedi (*wackestone*, *packstone*).

La porosità primaria delle rocce carbonatiche può essere di tipo intramicritico, nel caso del *mudstone*, intragranulare, relativamente ai bioclasti, intergranulare, nel caso del *grainstone* ed intrastrutturale nel caso del *boundstone* e cioè in quelle rocce carbonatiche i cui elementi sono tenuti assieme nell'atto stesso della formazione della roccia, come ad esempio nei calcari bioermali.

La porosità intramicritica è probabilmente elevata nel sedimento sciolto (nel corso di perforazioni sottomarine sono stati attraversati fanghi calcarei contenenti fino al 60% di acqua) ma risulta bassissima e praticamente nulla nella roccia indurita. La porosità intergranulare dipende oltre che dalla forma e dal grado di costipamento dei grani, anche e soprattutto dalla presenza o meno di fango calcareo. Di conseguenza la porosità intergranulare risulterà nulla o quasi nulla nelle rocce carbonatiche *mudsupported* mentre potrà essere pari a quella di un'arenite silicatica in un *grainstone*. La porosità intragranulare essendo legata alla presenza di concamerazioni interne di bioclasti e fossili, può rivestire interesse solo nel caso di bioclastiti o di *grainstone* a bioclasti, e in questi casi si somma alla porosità intergranulare aumentando il valore complessivo della porosità primaria della roccia. La porosità intrastrutturale, propria del *boundstone* e di alcuni tipi di travertino, può risultare ancora più elevata ed in qualche caso può comportare l'esistenza di vere e proprie cavità singenetiche anche di grandi dimensioni (MATTIOLI 1972).

Durante la diagenesi, la porosità primaria del sedimento originario viene drasticamente ridotta, in parte per la compattazione del sedimento ma soprattutto per la precipitazione di cemento sparitico entro gli spazi porosi aperti. In questo caso la porosità di una roccia carbonatica, anche del tipo del *grainstone*, può scendere a valori molto più bassi di quelli originari (30-40%) per ridursi a volte anche a un 5% in volume. L'importanza di questa riduzione di porosità in seguito a cementazione non va tuttavia generalizzata o sopravvalutata. Quasi tutti gli AA. concordano, infatti, nell'affermare che la massima parte delle azioni cementanti avviene

dopo l'emersione del sedimento, in condizioni di percolazione vadosa (od eventualmente in ambiente epifreatico) come è risultato da numerose perforazioni e dalle ricerche a carattere sperimentale svolte da THORSTENSON, MACKENZIE & RISTVET 1972.

La grande quantità di materiale carbonatico richiesto per la cementazione di sedimenti ad alta porosità primaria pone un problema di alimentazione a cui non è stata ancora data una esauriente risposta (BATHURST 1971). Poichè le massime azioni cementanti sembrano ristrette ad una situazione vadosa si può pensare che almeno una parte del materiale carbonatico richiesto per la cementazione provenga da zone soggette ad azioni solventi carsiche più o meno contemporanee. Di conseguenza le azioni cementanti volte alla progressiva occlusione degli spazi porosi sindeposizionali e la carsificazione, e quindi anche l'individuazione di canali carsici sotterranei, non vanno considerati come fenomeni contrastanti e separati, ma devono essere visti come fenomeni almeno parzialmente complementari.

Le ricerche eseguite nei maggiori sistemi carsici umbro-marchigiani permettono di riconoscere che l'importanza dei pori primari è stata massima, ed in ogni caso nettamente superiore a quella delle litoclasti, nella fase freatica, durante l'individuazione dei condotti a pressione (PASSERI 1970-71). Infatti le gallerie tubolari-cilindriche osservate in questi sistemi carsici risultano generalmente indipendenti dai piani di frattura e sono spesso associate alla presenza di livelli calcarei dotati di maggiore porosità primaria. L'evoluzione dei condotti freatici è in ogni caso controllata dalle leggi idrauliche ricavate per lo scorrimento nei condotti sotto pressione e avviene in perfetto accordo con le curve di HYULSTRÖM. Di conseguenza, le variazioni di velocità dell'acqua in funzione della granulometria dei grani trasportati determinano, a seconda dei casi, la sedimentazione o l'erosione. Nel caso molto frequente di sedimenti argillosi trasportati nei condotti freatici, la differenza esistente tra velocità limite di sedimentazione e velocità limite di erosione può portare alla parziale occlusione del condotto con conseguente evoluzione di tipo antigravitativo (PASINI 1967).

Contrariamente a quanto accade nella zona freatica, nella zona vadosa il ruolo della porosità primaria risulta secondario e subordinato a quello delle litoclasti. Nei principali sistemi carsici centro-appenninici è stato infatti osservato che i canali e i pozzi scavati in condizioni prevalentemente vadose sono regolarmente impostati lungo piani litoclastici ben individuati e tagliano verticalmente, sezionandoli, i sistemi di gallerie freatiche eventualmente preesistenti.

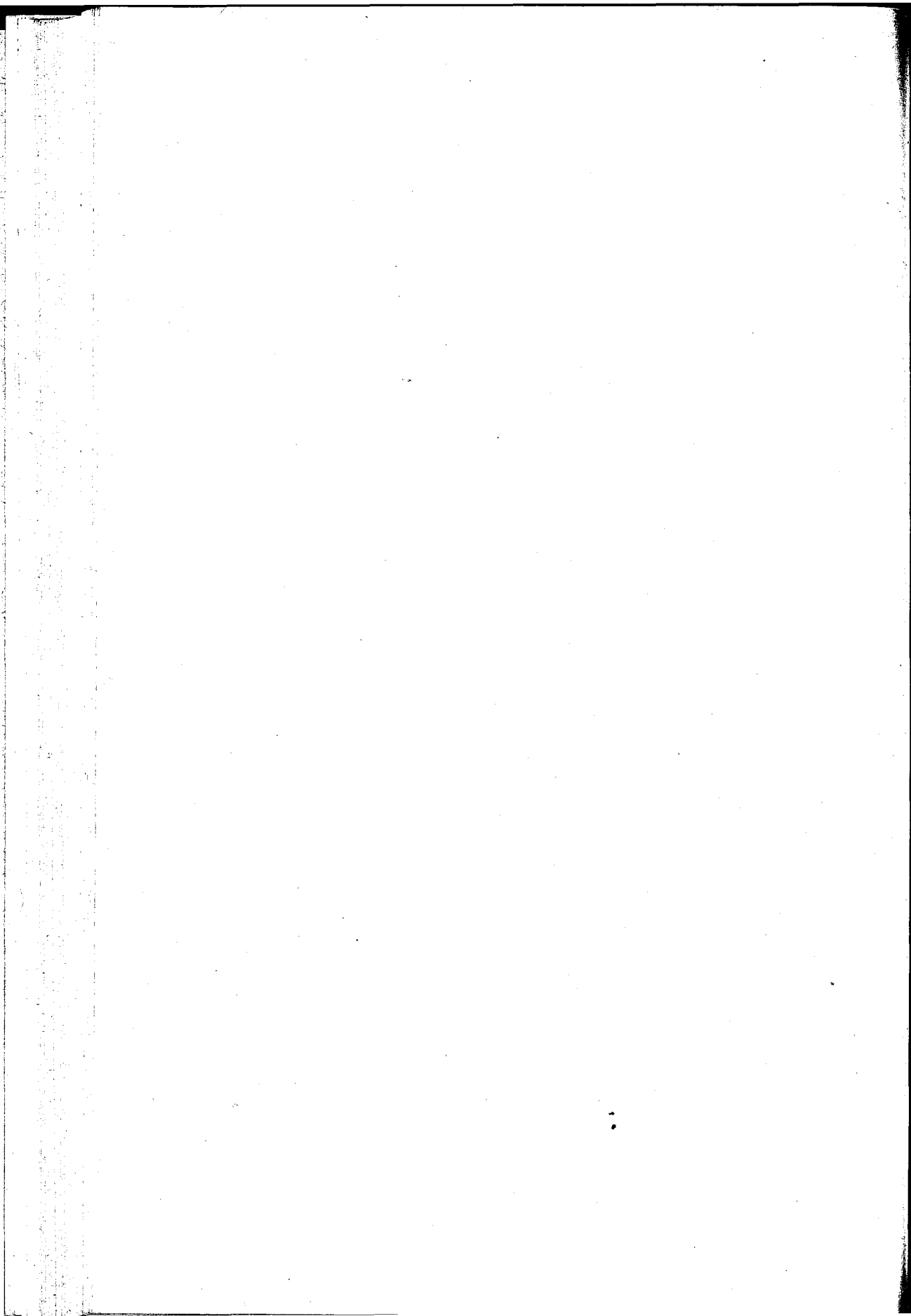
Se ne deduce che l'importanza dei sistemi di pori primari, oltre che dipendere ovviamente dal tipo di calcare, diminuisce sensibilmente passando da una fase di scorrimento freatico o epifreatico, sotto pressione, a una fase di semplice percolazione vadosa.

La porosità primaria ha quindi la sua massima importanza nella fase iniziale della canalizzazione freatica, quando, in seguito ad un abbassamento del livello di base locale (WOODWARD 1961), permette la formazione di un flusso freatico diffuso attraverso tutta o quasi la compagine rocciosa. In questo modo, in funzione delle velocità relative dei filetti idrici (SALVATORI 1972), può iniziare una duplice azione di occlusione o di ampliamento degli spazi porosi aperti tendente alla trasformazione di un flusso con caratteristiche diffuse in un flusso più o meno altamente canalizzato.

OPERE CITATE

- BATHURST R. G. C., 1971 - *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments in sedimentology, vol. 12, 620 pp., 359 ff., Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- CATTUTO C. & PASSERI L., 1972 - *Relazioni tra idrologia carsica e litologia nell'area umbro-marchigiana*. XI Congr. Nazionale Speleol., Genova, 1-5 Novembre 1972. (In corso di stampa).
- COTECCHIA V., 1955 - *Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere con particolare riferimento alle ricerche di acqua sotterranea in Puglia*. Geotecnica, a. 2, n. 3, pp. 105-128, 12 ff., Milano.
- DUNHAM R. J., 1962 - *Classification of Carbonate Rocks according to depositional texture*. In: HAM W. E. - *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG, Mem. 1, pp. 108-121, tav. VII, 1 tab., Tulsa (Oklahoma).
- HARBAUGH J. W., 1967 - *Carbonate oil reservoir rocks*. In: CHILINGAR G. V., BISSEL M. J. & FAIRBRIDGE R. W. (eds.) - *Carbonate rocks. Developments in Sedimentology*. Vol. 9 A, pp. 349-398, 39 ff., Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- MATTIOLI B., 1972 - *Fenomeni speleogenici nei travertini di Marmore*. L'Universo, a. LII, 2 (Marzo-Aprile '72), pp. 411-426, 11 ff., Firenze.
- PASINI G., 1967 - *Osservazioni sui canali di volta delle grotte bolognesi*. Le Grotte d'Italia, s. 4, I, pp. 17-57, 23 ff., 8 tavv., Castellana Grotte.
- PASINI G., 1972 - *Sull'importanza speleogenetica dell'«erosione antigravitativa»*. Preprints del Seminario di Speleogenesi, Varenna 5-8 Ottobre 1972, Le Grotte d'Italia, pp. 177-186, 4 tavv., Bologna.
- PASSERI L., 1970-71 - *Ricerche sulla porosità delle rocce carbonatiche nella zona di M. Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano) in relazione alla genesi della canalizzazione interna*. Le Grotte d'Italia, s. 4, III, pp. 5-44, 6 ff., 3 tavv., Bologna.
- SALVATORI F., 1972 - *Ipotesi sulla carsificazione dei ciclotemi di M. Cucco (Umbria) in relazione alle caratteristiche dinamiche del flusso freatico*. Nota informativa. XI Congr. Nazionale Speleol., Genova 1-5 Novembre 1972. (In corso di stampa).

- THORSTENSON D. C., MACKENZIE F. T. & RISTVET B. L., 1972 - *Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand*. Journ. Sediment. Petrol., XLII, 1, pp. 162-167, fig. 1-5, Tulsa (Oklahoma).
- WOODWARD H. P., 1961 - *A Stream Piracy theory of Cave Formation*. Bull. National Spel. Society, XXIII, 2. Tradotto come: *Una teoria sulla formazione delle cavità per cattura dei corsi d'acqua*. In: Atti e Mem. della Comm. Grotte « E. Boegan », S.A.G., vol. 3 (1963), Trieste.



finito di stampare nel gennaio 1976
presso la graficoop società tipografica editoriale
via e. zago, 2 bologna italy

