

Actes  
du  
Deuxième Congrès International  
de Spéléologie

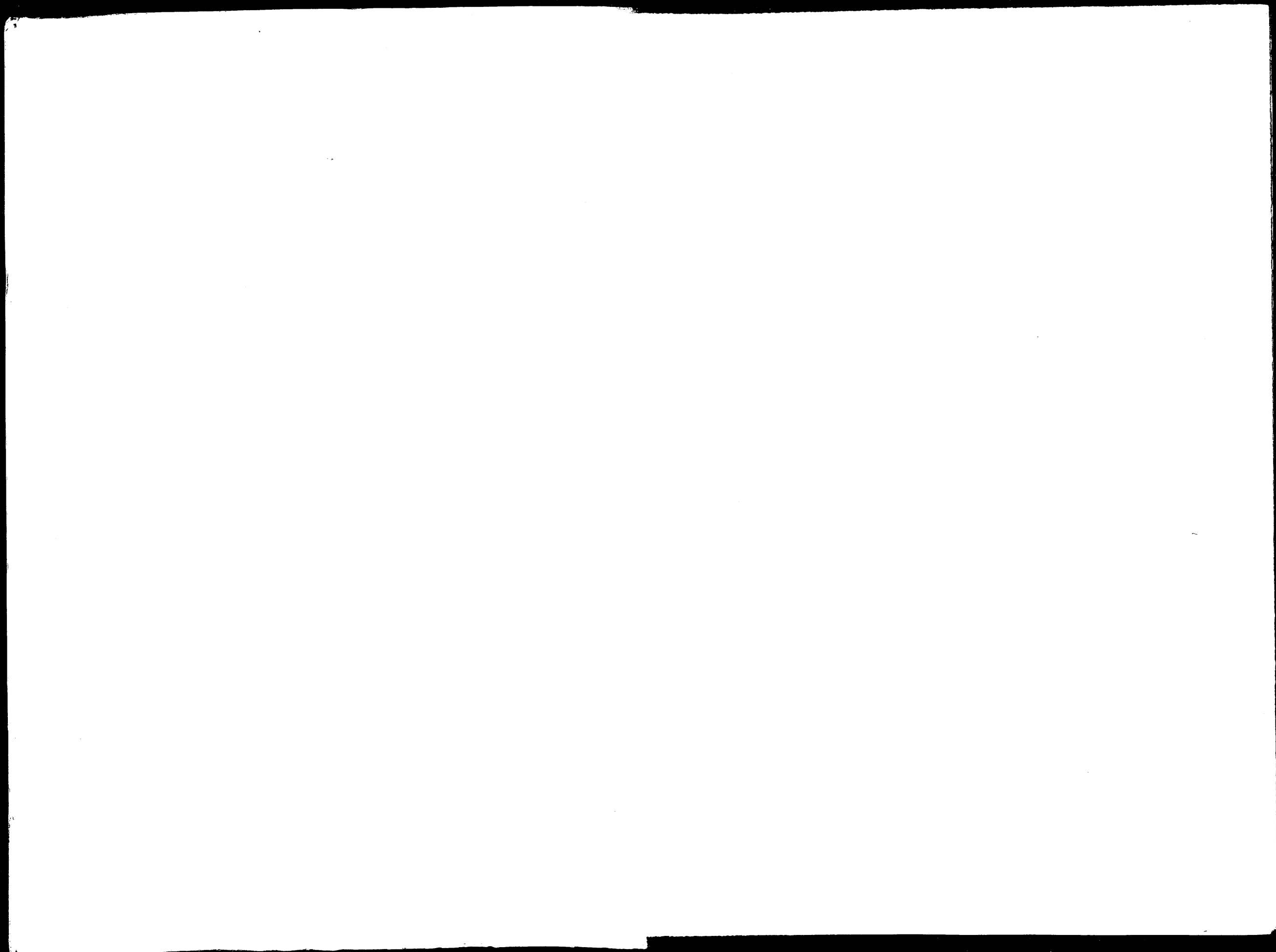
Bari - Lecce - Salerno  
5-12 octobre 1958

Rédigés par Franco Anelli  
avec la contribution du  
Consiglio Nazionale delle Ricerche  
Comitato per la Geologia, la Geografia, la Talassografia

Tome I



Rédaction: Istituto Italiano di Speleologia  
Castellana - Grotte 1962





# A C T E S

DU

## DEUXIÈME CONGRÈS INTERNATIONAL DE SPÉLÉOLOGIE

BARI - LECCE - SALERNO

5 - 12 OCTOBRE 1958



TOME I

## AVERTISSEMENT

---

*Les publications du Deuxième Congrès International de Spéléologie tenu à Bari - Lecce et Salerno en 1958 seront effectuées en trois tomes selon le plan suivant :*

TOME I. — ORGANISATION DÉVELOPPEMENT DU CONGRÈS

Exposition photographique, projections de films cinématographiques (documentaires et courtmétrages) et des diapositivesstéréoscopiques du domaine souterrain.

LISTES DES DÉLÉGUÉS ET DES MEMBRES DU DEUXIÈME CONGRÈS

COMMUNICATIONS

Section I. — Hydrologie et Morphologie karstique

Section II. — Chimie, Météorologie souterraine et Géophysique

TOME II. — COMMUNICATIONS

Section III. — Biologie (Faune et flore)

TOME III. — COMMUNICATIONS

Section IV. — Paléontologie et Habitat humain

Section V. — Documentation et technique

TABLES GÉNÉRALES

APPENDICE — Excursions dans les Murges, le Salente, l'Alburno et sur la côte de Salerno

---

*Le premier envoi aux Membres du Congrès comprend le présent tome I et l'Appendice; cette dernière seulement aux Membres adhérents qui n'ont pas participé au Congrès.*

*Les tomes II et III seront envoyés successivement dès que l'impression en aura été réalisée.*

*Secrétariat Général du II<sup>e</sup> Congrès International de Spéléologie : Institut Italien de Spéléologie, Castellana - Grotte (Bari); Italie.*

## INTRODUCTION

À la séance de clôture du 1er Congrès International de Spéléologie, 12 Septembre 1953, l'Assemblée a accepté l'invitation de la Délégation Officielle Italienne pour que le deuxième Congrès ait lieu en Italie.

En suivant la décision prise dans une première réunion internationale de spéléologues, tenue du 22 au 25 août 1949 à Valence-sur-Rhone (France), d'organiser des Congrès Internationaux de Spéléologie tout les trois ans dans les pays qui en feront l'invitation, le deuxième Congrès International aurait lieu pendant l'année 1957.

Pour des difficultés d'organisation survenues, la date du 2me Congrès a été fixée ultérieurement au mois d'Octobre 1958.

La possibilité de convoquer en Italie le deuxième Congrès International de Spéléologie a été possible en raison du haut patronage et de l'aide du Conseil National des Recherches à l'importante manifestation.

Le Conseil National des Recherches a désigné un Comité d'organisation du Congrès.

Le Comité a chargé à l'unanimité pour la présidence le Prof. MICHELE GORTANI de l'Université de Bologne.

## I

## ORGANISATION DU CONGRÈS

## 1. — HAUT PATRONAGE

Monsieur le Ministre de l'Instruction Publique Prof. ALDO MORO;  
Le Président du Conseil National des Recherches Prof. FRANCESCO  
GIORDANI.

## 2. — COMITÉ D'HONNEUR

MM.

Adv. GUSTAVO DE MEO, Sous Secrétaire d'Etat à la Présidence du Conseil; Prof. ITALO GIULIO CAIATI, Sous Secrétaire d'Etat pour la Défense; Prof. LUIGI RUSSO, Sénateur de la République; Prof. MICHELE TROISI, Adv. GIROLAMO VERGINE, Adv. MARCELLO CHIATANTE, Députés au Parlement;

Doct. LINO CAPELLINI, Préfet de Bari; Doct. LORENZO TORRISI, Préfet de Lecce; Doct. UMBERTO MONDIO, Préfet de Salerno.

Monseigneurs :

ENRICO NICODEMO, Archevêque de Bari; RAFFAELE CALABRIA, Archevêque de Otranto; DEMETRIO MOSCATO, Archevêque de Salerno; FRANCESCO MINERVA, Evêque de Lecce; GREGORIO FALCONIERI, Evêque de Canversano; GIOVANNI CECI, O.S.B. Abbé de S. Maria della Scala, Noci.

MM.

Doct. MICHELE EULA, Premier Président de la Cour Suprême de Cassation, Doct. LORENZO CHIEPPA, Président de la Cour d'Appel de Bari;

Doct. UGO GUARNERA, Procureur Général de la République à Bari; Doct. GIUSEPPE MONTALTO, Procureur Général de la République à Lecce; Doct. VINCENZO BOTTA, Procureur de la République à Salerno; Général GUIDO BOSCHETTI, Commandant de la Région Militaire Méridionale à Naples; Général ACHILLE FANELLI, Commandant de la IV Zone Aérienne Territoriale à Bari; Général FAUSTO MONACO, Directeur de l'Institut Géographique Militaire à Florence.

MM.

Prof. ANGELO BIANCHI, Président du Comité pour la Géographie et la Géologie au Conseil National des Recherches; Prof. VINCENZO RICCHIONI, Recteur de l'Université de Bari; Prof. ELEONORA FRANCI, Président de la Faculté de Sciences à l'Université de Bari; Prof. MARIO BENDISCIOLI, Directeur de l'École Normale Supérieure de Salerno.

MM.

Prof. PASQUALE DEL PRETE, Commissaire Extraordinaire à la Municipalité de Bari; Adv. NICOLA NACUCCHI, Maire de Lecce; Gr. Uff. ALFONSO MENNA, Maire de Salerno; Ing. Prof. VITANTONIO LOZUPONE, Président de l'Administration de la Province à Bari; Adv. LUIGI MARTINO CAROLI, Président de l'Administration de la Province à Lecce; Adv. GEROLAMO BOTTIGLIERI, Président de l'Administration de la Province à Salerno; Adv. NICOLA ROTOLO, Maire de Castellana-Grotte; AGOSTINO NUZZO, Maire de Diso; DONATO SPAGNOLO, Maire de Santa Cesarea-Terne (Lecce); Adv. ETTORE SMALDONE, Maire de Castelcivita (Salerno).

MM.

Doct. PIETRO ROMANI, Commissaire Générale au Tourisme en Italie, Roma; Ing. Prof. CESARE CHIODI, Président du Touring Club Italiano, Milano; Adv. FRANCESCO SAVERIO LONERO, Président de l'Ente Provinciale per il Turismo de Bari; Doct. GIUSEPPE VOTA, Directeur Général du Touring Club Italiano; Ing. GIUSEPPE BOTTIGLIERI, Proviseur aux Travaux Publics à Bari; Arch. FRANCO SCETTINI, Surintendant aux Monuments et Galleries de la Pouille et Lucania; Doct. NEVIO DEGRASSI, Surintendant aux Antiquités et Fouilles de la Pouille et du Materan à Taranto; Prof. P.C. SESTIERI, Surintendant aux Antiquités et Fouilles de Salerno et Potenza; Comm. VINCENZO LAGIOIA, Président de la Chambre de Commerce de Bari; Comm. FRANCESCO SELLITO, Président de la Chambre de Commerce de Lecce; Doct. DAMIANO FLORIO, Président de la Chambre de Commerce de Salerno.

### 3. — COMITÉ D'ORGANISATION

*Président:*

M. MICHELE GORTANI, Professeur de Géologie à l'Université de Bologne — Président de l'Institut Italien de Spéléologie.

*Vice-Présidents:*

M. ROBERTO ALMAGIÀ, Professeur de Géographie à la Faculté de Lettres de l'Université de Rome.

M. GIOVANNI BOAGA, Professeur de Géodésie à l'Université de Rome en remplacement de M. RAFFAELLO BATTAGLIA, Professeur à l'Université de Padoue, décédé le 18 Mars 1958.

M. CARMELO COLAMONICO, Professeur de Géographie à l'Université de Naples.

M. UMBERTO D'ANCONA, Professeur de Zoologie à l'Université de Padoue.

M. GIUSEPPE NANGERONI, Professeur de Géographie à l'Université Catholique du Sacré Coeur de Milan — Président de la Société Italienne de Spéléologie.

*Secrétaire Général et Trésorier:*

M. FRANCO ANELLI, Professeur de Géographie Physique à l'Université de Bari — Directeur des Grottes de Castellana et de la Section Organisative de l'Institut Italien de Spéléologie.

*Secrétaire Adjoint:*

M. Prof. PIETRO MERA — Bari.

### 4. — SECTIONS DE TRAVAIL

1<sup>o</sup> — *Section d'Hydrologie et de Morphologie Karstique.*

Directeur: M. MICHELE GORTANI, Professeur de Géologie à l'Université de Bologne — Président de l'Institut Italien de Spéléologie.

2<sup>o</sup> — *Section de Chimie, de Météorologie Souterraine, et de Géophysique.*

Directeur: M. GIOVANNI BOAGA, Professeur de Géodésie à l'Université de Rome.

3<sup>o</sup> — *Section de Biologie (faune et flore).*

Directeur: M. UMBERTO D'ANCONA, Professeur de Zoologie à l'Université de Padoue.

4<sup>o</sup> — *Section de Paléontologie et Habitat Humain.*

Directeur: M. VINCENZO FUSCO, Touring Club Italiano - Milan.

5<sup>o</sup> — *Section de Documentation et Technique.*

Directeur: M. GIUSEPPE NANGERONI, Professeur de Géographie à l'Université Catholique du Sacré Coeur de Milan - Président de la Société Italienne de Spéléologie.

5. — PROGRAMME DE LA SESSION

SÉANCES À BARI

DIMANCHE 5 OCTOBRE

10 h. — 11 h. 30 : Séance générale d'ouverture dans la Salle des Réunions de la « Casa dello Studente » de l'Université de Bari.

12 h. — : Inauguration de l'Exposition Photographique du Domaine souterrain au Château Svevo.

LUNDI 6 OCTOBRE

9 h. — 12 h. 30 : Séances de travail des diverses Sections dans les salles de la Faculté d'Economie et Commerce de l'Université de Bari.

- 1.) Hydrogéologie et Morphologie karstique
- 2.) Chimie, Météorologie souterraine et Géophysique.
- 3.) Biologie (faune et flore).
- 4.) Paléontologie et Habitat humain.
- 5.) Documentation et technique.

16 h. — 18 h. : Reprise des travaux de toutes les Sections.

19 h. — 21 h. 30 : Projections cinématographiques du domaine souterrain.

MARDI 7 OCTOBRE

9 h. — 12 h. 30 : Séances de travail des diverses Sections.

16 h. — 17 h. 30 : Reprise des travaux de toutes les Sections.

19 h. — 21 h. 30 : Projections de films (court-métrages) et des diapositives stéréoscopiques.

SÉANCES À LECCE

MERCREDI 8 OCTOBRE

16 h. — 17 h. : Réception de la ville de Lecce dans les Salles du Club Citadin. Bienvenu du Maire

17 h. 30 — 20 h. : Séance à Section réunies dans la Grande Salle du Club Citadin

Prof. M. MITOLO: Signification et buts de la Spéléophysiologie humaine.

Prof. A. C. BLANC: Stratigraphie géochimie, paléopédologie et paléontologie des formations pleistocènes de la Grotte Romanelli.

Prof. W. MAUCCI: Explorations souterraines de la section Géospéléologique de la Société Adriatique d'Histoire naturelle.

SÉANCES À SALERNO

VENDREDI 10 OCTOBRE

20 h. 30 — 21 h. 30 : Séance générale dans la Salle des Receptions à l'Hôtel « Diana ».

Encontre préliminaire des participants et délégués pour la Séance de Clôture du Congrès.

SAMEDI 11 OCTOBRE

20 h. 30 — 22 h. : Séance générale de Clôture dans la Salle des Receptions à l'Hôtel « Diana ».

Les projections des films spéléologiques se sont déroulées dans le Cinema Felix de Bari et dans la Salle des Réunions de la « Casa dello Studente » de l'Université de Bari.

## 6. — EXCURSIONS

## DIMANCHE 5 OCTOBRE

- 15 h. *Grottes de Castellana*, aux Murges Sud-Orientales; illustration du Directeur Prof. Franco Anelli.

## MARDI 7 OCTOBRE

- 9 h. Visite des Dames Congrèssistes au « Castel del Monte » aux Murges Nord-Occidentales.

## MERCREDI 8 OCTOBRE

- 8 h. *Bari - Lecce, plateau karstique des Murges*, les terrasses de Monopoli et de Fasano, Polje karstique du Canale de Pirro, habitations rurales dans la zone des « trulli » de Alberobello-Brindisi et Lecce, illustration par M. le Prof. Franco Anelli.

## JEUDI 9 OCTOBRE

- 8 h. *Grotte Zinzulusa*, dans la côte de Otranto à 50 Kms. de Lecce, illustration par M. le Prof. Sandro Ruffo.  
 11 h. *Grotte Romanelli*, voisin la Grotte Zinzulusa, illustration par M. le Prof. A.C. Blanc.  
 16 h. *Grottes thermales de S. Cesarea*, à 6 Kms. de la Grotte Romanelli, illustration par M. le Directeur Doct. Leonardo Gabriele.

## VENDREDI 10 OCTOBRE

- 8 h. *Voyage de liason Pouilles-Salerno* à travers l'Apennin de la Campanie.

## SEMEDI 11 OCTOBRE

- 8 h. *Polje karstique du Vallo di Diano, Grottes de Pertosa, Crive de Polla*, commentés par M. le Prof. Francesco Castaldi; visite à *Paestum*, le Musée et les Temples.

## DIMANCHE 12 OCTOBRE

- 8 h. *Grotte d'Emeraude*, dans la côte tyrrhénienne d'Amalfi.

## LUNDI 13 OCTOBRE Excursion après Congrès

*Grottes de Castelcivita*, au pied Sud-occidental du plateau des Alburni sous la conduite de MM. Franco Anelli et Francesco Castaldi.

## II

## COMPTE-RENDU DES SÉANCES

## 1. — SÉANCE D'OUVERTURE À BARI

Le dimanche 5 octobre à 10 heures dans la Salle des Réunion de la « Casa dello Studente » de l'Université de Bari eut lieu la Séance d'ouverture du deuxième Congrès International de Spéléologie.

Aux côtés du Président sont M. le Prof. PASQUALE DEL PRETE Commissaire à la Municipalité de Bari, M. le Prof. GIUSEPPE SANGIORGI représentant du Recteur de l'Université de Bari, M. le Prof. BERNARD GÈZE, Secrétaire Général du Premier Congrès de Spéléologie, M. Prof. FRANCO ANELLI, Secrétaire Général du Deuxième Congrès International de Spéléologie.

M. le Doct. GASTONE IMBRIGHI présente le salut suivant du Saint Siège aux travaux du Congrès :

Sedes Apostolica, quae primum particeps est Conventus ex omnibus nationibus coacti ad specus investigandos, universis studiosis qui in hanc urbem Barium convenèrunt, quae maxime Sanctorum Nicolai et Sabini gloria refulget atque Orientem et Occidentem quasi necessitudine amicitiae ac beneficiorum complectitur per me salutem plurimam nuntiat.

Sanctus Benedictus Nursinus, specuum studiosus atque patriarcha clarissimus, qui nuper a Summo Pontifice Pio duodecimo Europae christianae Patronus renuntiatus est, divina munera adprecetur huius Concilii inceptis quae Apostolica Sedes - me internuntio - progressibus novis, consiliis optimis, conclusionibus dilucidis cumulari optat, ut haec recens invecta disciplina explorans vel imos recessus terrae, in qua Deus plurima mirifica - quorum praestantissimus est homo - recondidit, maximis incrementis ubique augeatur.

Le Secrétaire Général donne lecture des organismes et des personnalités qui prient d'excuser leur absence au Congrès :

*Bresil*

La Sociedade Brasileira de Espeleologia

*Cuba*

La Sociedad Científica de Espeleologia de l'Universidad Central de Las Villas Santa Clara.

*Espagne*

Expedicion International de Espeologia « Ojo Guareña » et Grupo Edelweis » Servicio Espeleologica de Burgos.

*Italie*

M. le Ministre de l'Instruction Publique Prof. ALDO MORO.

M. le President du Comité pour la Géographie et la Géologie au Conseil National des Recherches Prof. ANGELO BIANCHI — MM. ITALO CAIATI, MARCELLO CHIATANTE, LUIGI RUSSO, MICHELE TROISI Deputés au Parlement.

PIETRO ROMANI, Commissaire du Tourisme en Italie.

M. le Prof. CESARE CHIODI, Président du Touring Club Italiano M. LUIGI SPEZZOTTI, Udine; MM. les Professeurs: NEVIO DEGRASSI Surintendant aux Antiquités et Fouilles archéologiques de la Pouille à Taranto; ANTONIO LAZZARI de l'Université de Naples; CESARE LIPPI BONCAMPPI de l'Université de Perugia; FRANCO SCARSELLA de l'Université de Bari; CLAUDIO SOMMARUGA du Gruppo Grotte C. A. I. Milano; Doct. SERGIO PERICOLI; M. LEONIDA BOLDORI M.; VINCENZO SARACINO; Gruppo Speleologico Marchigiano; Circolo Speleologico Romano.

Le Président M. MICHELE GORTANI après avoir déclaré ouverte la première Séance du II<sup>me</sup> Congrès International de Spéléologie, donne la parole à M. le Prof. BERNARD GÈZE, Secrétaire Général de la Première Session des Congrès, Vice Président du Comité National Français de Spéléologie et Chêf de la Délégation Française au Congrès. M. GÈZE prononce l'allocution suivante:

Mesdames, Messieurs, C'est au nom du Professeur RENÉ JEANNEL, Président du Premier Congrès International de Spéléologie, que j'ai l'honneur de vous adresser quelques mots aujourd'hui.

L'âge, et une légère fatigue, que nous espérons passagère, retiennent en France le Professeur Jeannel, mais il m'a demandé de vous communiquer ses regrets bien vifs et ses excuses sincères.

La charge me revient donc de vous exposer la liquidation du Premier Congrès et de transmettre les pouvoirs du Comité Permanent au Comité Organisateur du Deuxième Congrès. Cette charge est heureusement légère et agréable.

Vous savez que le Congrès de Paris, grâce aux efforts de la plupart d'entre vous, a été un succès incontestable et qu'il a marqué une date

importante dans l'histoire des relations entre tous les Spéléologues du monde.

Les publications qui soulignent l'activité de ce Congrès, malgré certains retards regrettables, causés notamment par l'incendie de notre imprimerie, se traduisent néanmoins par quatre volumes représentant 1020 pages de texte et 392 figures. Vous les connaissez certainement; je ne m'attarderai donc pas à vous en parler plus longuement (1).

Depuis 1953, plusieurs congrès spéléologiques ont eu lieu en divers pays. Malgré des invitations, parfois, nombreuses, adressées aux explorateurs des pays voisins, le caractère de réunions nationales était nettement conservé. Une seule exception s'est produite récemment, avec une organisation de caractère international qui aurait pu prêter à confusion et gêner grandement le Congrès qui va s'ouvrir dans un instant. Nous nous plaignons à reconnaître que les organisateurs de la manifestation à laquelle nous faisons allusion, une fois alertés, ont fait leur possible pour modifier ses conditions et son titre, évitant ainsi de porter atteinte à l'unité des Congrès Internationaux de Spéléologie (2).

Sans doute, il s'est trouvé bien des explorateurs qui ont jugé un peu longue la période de cinq années, au lieu des quatre primitivement prévues, qui sépare notre deuxième de notre première session. Mais nous savons par expérience combien l'organisation d'un congrès est chose délicate et pénible, pour diverses raisons dont celle du financement n'est pas toujours la principale. Aussi, devons-nous être profondément reconnaissants au Comité italien d'avoir su triompher des difficultés et d'être arrivé à nous réunir aujourd'hui.

Cependant, s'il m'est permis d'émettre un vœu, peut-être pourrait-on retenir pour notre prochaine session une date plus rapprochée, dans trois ans seulement, afin de rétablir la périodicité moyenne de quatre années souhaitée par nos statuts et de prouver ainsi l'activité des rapports internationaux en Spéléologie. Mais, évidemment, cela dépendra avant tout des propositions qui seront faites par les délégués des nations qui envisagent la charge de notre réunion future.

Ed ora, amici italiani, non mi resta che tirare il sipario sul Congresso di Parigi e sul felice suo seguito, auguro a voi il pieno successo che meritano le vostre innumerevoli ed audaci esplorazioni, i vostri eccellenti lavori scientifici, le vostre impeccabili pubblicazioni.

Parafrasando il celebre grido proferito in Francia al tempo del decesso di uno dei nostri re e dell'avvenimento del suo successore, permettetemi di dire fortemente :

(1) Publications du Premier Congrès International de Spéléologie (Paris, 1953), en vente chez René Thomas, Librairie du Muséum National d'Histoire Naturelle, 36 rue Geoffroy-Saint-Hilaire, Paris (5<sup>e</sup>).

(2) Colloquium International de Spéléologie, tenu du 4 au 6 Juillet 1958 dans le cadre des manifestations de l'Exposition Universelle de Bruxelles.

« Paris è morta ! Viva Bari ! ».  
 e « Viva il Secondo Congresso Internazionale di Speleologia !  
 « Viva l'Italia ! ».

M. le Commissaire de la Municipalité de Bari, Prof. P. DEL PRETE prend la parole pour souhaiter la bienvenue aux Congressistes:

In brevissimo volgere di tempo Bari è sede di un Congresso di studi internazionali. La città ne è lieta e ringrazia cordialmente i promotori di questa manifestazione, gli organizzatori, gli intervenuti, che anche da lontanissime regioni hanno voluto venire a conoscere qui i misteri di una problematica molto diffusa che la nostra terra presenta e non soltanto nel campo della speleologia ma forse nello stesso campo ancora più inesplorabile del nostro spirito di italiani dell'Italia Meridionale, ed è auspicabile e da noi previsto che lo spirito di studiosi che sono venuti a fare applicazione delle loro esperienze e della loro profonda preparazione dottrinale alla materia di alto interesse scientifico che ha rappresentato il punto di convergenza della loro attenzione nella loro vita, si apra inatteso un mondo forse non meno ricco di aspettative e di attesa, nella visione di quello che l'Italia Meridionale ha saputo creare attraverso una lunga sua storia. Se questo avverrà, molti di loro riconosceranno che l'esser venuti qui aveva un particolare valore per le informazioni che potranno attingere dalla nostra terra non soltanto nel campo dei loro studi ma anche nel campo delle conoscenze più vaste. Ho presente l'articolo di un giornale, anzi di una grande rivista straniera di pochi giorni fa, che, considerando la nostra architettura, le cattedrali ed i castelli che numerosi sorgono in questa terra, riteneva che Castel del Monte doveva essere considerato una gemma ineguagliabile nella civiltà del medio evo e aggiungeva che tuttavia per raggiungere Castel del Monte occorreva attraversare plaghe nelle quali accadeva di vedere spesso donne e bambini accorrere a frotte a vedere l'automobile come se fosse un mostro di acciaio ugualmente inaccessibile alla loro preparazione di quello che non doveva apparire, non so, le collane di vetro agli indigeni che accorrevano a vedere Cristoforo Colombo. Molto probabilmente mentre Castel del Monte era geograficamente ed esattamente collocato dal nostro disattento visitatore, una confusione del suo taccuino di viaggio lo aveva indotto a cambiare di qualche parallelo la ubicazione di quelle donne e di quei bambini, ma ad ogni modo noi siamo molto lieti che loro vedendo la nostra terra possano controllare e riportare un giudizio molto favorevole di quello che non fosse dato non soltanto su quelle cose che vedranno ma anche sugli uomini che vedranno. Questo è il nostro augurio, questo è l'augurio della città la quale insieme rivolge l'auspicio che i vostri lavori siano densi di risultati come furono quelli che il professore, il quale con tanta cortesia e con tanta nobiltà ha ricordato il contributo degli studiosi italiani alla speleologia, siano altrettanto densi di risultati come lo sono stati quelli di Parigi. Viva i Paesi che loro rappresentano in questa città che li accoglie con cordiale spirito di amicizia.

M. le Prof. GIUSEPPE SANGIORGI porte au Congrès la salutation du Recteur de l'Université de Bari en langue italienne, suivi d'un résumé dans les langues française, anglaise, allemande et russe:

Non è la prima volta che ho il privilegio di incontrarmi cogli speleologi e guidati da colui che ne è l'antonomasico presidente, il prof. GORTANI.

Ma stavolta il privilegio del reincontro è più concreto se è vero che ho da assolvere l'onorifico compito di porgere loro, nazionali e stranieri, il saluto del Magnifico Rettore in questa sede che è la sede più naturale per inaugurarne i lavori non tanto per ragioni logistiche quanto per il suo « simbolico » significato di « casa » della goliardia pugliese. Così dopo i geografi dell'anno scorso, quest'anno io stesso saluto qui i loro cugini di primo grado, gli speleologi. Gli uni e gli altri scienziati molto simpatici. E particolarmente simpatico è il vostro, il *nostro* FRANCO ANELLI che di questo Congresso è l'infaticabile regista e la cui fama di scopritore, di illustratore, di propagandatore del Carsismo pugliese, varcando gli oceani e proiettandosi nei « videi » di tutti i paesi, ha avuto la forza di attirare verso Bari e la Puglia i più noti paladini della speleologia nazionale ed internazionale. A lui si deve se l'Università adriatica si è mobilitata coi suoi Istituti biologici e scientifici per fare di Castellana e delle sue celebrate grotte un centro e un motivo di studio di grande interesse. Io stesso mi vanto di avervi portato il mio obolo di microbiologo e di igienista, accanto a quello dei fisiologi, dei fisici, dei chimici, dei geologi. E non vi pare che questa non sia una buona ragione per auspicare che presto la nostra Università abbia la sua « specifica » cattedra di speleologia quale nuova gemma da inserire nella già prosperosa facoltà di Scienze ?

M. MICHELE GORTANI prononce à la fin son discours présidentiel:

Mi è caro di porgere il benvenuto a voi, ricercatori di ogni parte d'Italia; a voi, ricercatori di ogni parte del mondo. A voi, convenuti in questa terra di Puglia, in conformità dell'invito accettato dall'assemblea di Parigi, per esaminare l'aspetto e gli svolgimenti del fenomeno carsico e delle connesse attività biologiche attuali e passate in questo Mezzogiorno d'Italia che offre all'osservatore tanti e tanto appassionanti argomenti di meditazione e di studio.

Ma rincrebbe a me che ad aprire il II Congresso Internazionale di Speleologia non sia oggi fra noi il Prof. Jeannel, che un impedimento fisico costringe ad essere lontano da noi, ed al quale, interpretando certamente il pensiero di voi tutti, invio con fervido cuore un caloroso augurio ed un fraterno saluto.

Bene si appose l'Ente Provinciale per il Turismo di Bari, dal quale partì l'iniziativa, allorchè espresse il desiderio che in questa terra si radunassero gli esponenti più qualificati della speleologia mondiale dopo il riuscitissimo Congresso di Francia. Buona l'idea e opportuna la proposta non soltanto per dare occasione all'esame di fatti e problemi di generale



interesse, ma anche dal punto di vista specifico della speleologia e delle manifestazioni di quanto ad essa attiene nell'Italia Meridionale.

La speleologia appartiene, infatti, al gruppo delle discipline geografiche, traendo argomento e progresso dai risultati di scienze diverse, che vanno nel nostro caso dalla geologia, geografia fisica e geoidrologia alla paleontologia, alla biologia, all'etnologia ed alla preistoria. E per tutti questi vari aspetti l'Italia Meridionale offre larga materia di studio.

Il carsismo si è qui sviluppato in rocce diverse, in tempi diversi e in condizioni climatiche e morfologiche diverse. Le tasche di bauxite - di questa « terra rossa » antica, ove idrossidi di alluminio e di ferro rappresentano il residuo insolubile, idrolizzato, di rocce calcaree - consentono di studiare lo sviluppo di un carsismo svoltosi un centinaio di milioni d'anni addietro, - quando le Murge future per la prima volta erano emerse dalle onde marine come groppe insulari. In tempi a noi molto più vicini, forse qualche milione soltanto di anni fa, ebbe principio, con l'emersione definitiva del grande tavolato pugliese, la elaborazione della sua plastica attuale. Le ampie, larghe assolcature scavate nella roccia dalle primitive fiumane rimasero asciutte quando le acque si fecero strada attraverso le fenditure innumerevoli che l'intensa fratturazione indusse, torcendolo, nel rigido piastrone calcareo; e l'aprirsi e allargarsi delle vie sotterranee fu in prevalenza orizzontale o verticale secondo la direzione delle fenditure e le stasi e riprese del movimento. Quanto più agevole il cammino dell'acqua in profondità, tanto più abbandonate e inattive le gallerie superiori, rimaste preda del ricopimento per depositi meccanici e chimici: fra questi ultimi, le cristallizzazioni che tappezzano le cavità interne, di cui sono esempi mirabili quel vero scrigno di gemme che è la piccola grotta di Putignano e quella lunga collana di menili che riflettono e rifrangono la luce nella grotta di Castellana. Ma talune fratture, più delle altre approfondite, poterono aprire il varco allo sprigionarsi di emanazioni interne; ed ecco illuminarsi di luce nuova l'origine delle grotte di Santa Cesarea, con le loro terme solfuree legate alla grande frattura costiera. Ma le onde del mare contribuirono anch'esse all'attacco delle falesie litoranee e a modellare gli sbocchi di correnti sotterranee richiamate dal livello di base marino. Ed ecco il susseguirsi di antri e caverne, dalla celeberrima « Romanelli » alla « Zinzulusa » ed al Capo di Leuca, con forme di particolare interesse e colori di particolare attrazione a specchio dell'azzurro mare.

Diverse però le vicende e le sorti dell'attacco marino, secondo il gioco combinato della intensità e direzione dei venti, dei movimenti verticali della costa e delle secolari variazioni del livello marino, regolate dall'eustatismo glaciale, ossia dal variar di volume dei ghiacci sui continenti. Rimaste per intero all'asciutto nelle grandi glaciazioni, ecco sopraggiungere anche per tali grotte il periodo del riempimento, meccanico ad opera delle acque e dei venti, e chimico ad opera degli stillicidi calcariferi: riempimenti in diretta dipendenza dalle condizioni climatiche e pertanto rivelatori

sicuri di queste, come le belle ricerche di GIAN ALBERTO BLANC hanno per la prima volta documentato.

I classici studi del Prof. BLANC sulla Grotta Romanelli hanno pure messo in luce come durante l'ultimo periodo glaciale una larga cimoso litoranea fosse rimasta all'asciutto davanti alla falesia, e vi corrispondesse un'ampia fascia di vegetazione steppica lungo la costa; e come ivi si aggirassero cavalli selvatici, stambecchi e rinoceronti, di cui le ossa si trovano in parte accumulate nel riempimento della grotta, insieme con armi e utensili di pietra dei prischi cacciatori. È tutto un capitolo, un lungo capitolo di preistoria umana che qui si rivela, con le sue colture paleo e mesolitiche, e insieme di paleobiologia animale che documenta fenomeni di natura schiettamente geologica; basta ricordare fra tali documenti la presenza dell'Alca impennis - il pinguino boreale - e della steppica gallina prataiola, che oltre alla Romanelli si è rinvenuta anche nel deposito scoperto a Monopoli dal Prof. FRANCO ANELLI.

Dalla paleobiologia alla zoologia attuale, e dall'antropologia preistorica all'attuale habitat umano. Anche gli animali che vivono oggi nelle caverne, e che ci permettono di avvicinare l'altrimenti ignota fauna sotterranea, oltre a fornire materiale prezioso di studio per le forme e gli adattamenti svariatissimi a quell'ambiente, sono altresì testimoni silenziosi di passate vicende, in quanto discendono da antichissimi abitatori delle plaghe oggi carsificate, e la loro distribuzione geografica è pertanto in relazione con fenomeni geologici passati, come per la terra di Puglia hanno messo in luce i recenti studi dei colleghi RUSSO e PASA.

Quanto all'habitat umano, occorre appena ricordare, oltre alle grotte storiche, quelle santificate dal sentimento religioso, come il santuario di S. Michele Arcangelo sul Gargano, e i troppo noti « sassi » di Matera, che non ostante i lodevoli sforzi governativi continuano ancora a servire da abitazioni trogloditiche.

A tutto questo si aggiunge, qui in Puglia, il fascino degli abissi per gli speleologi esploratori e l'interesse scientifico e pratico dei problemi di idrologia sotterranea. Ricerche recenti di ANELLI e MAUCCI mostrano quale campo si offra, con grandi pozzi finora inviolati, agli speleologi più audaci. E se taluno di questi riuscisse a raggiungere la falda freatica profonda, se ne potrebbe avvantaggiare la conoscenza dell'interna idrologia Murgiana, che è tuttora oscura, e che potrebbe anche riservare delle sorprese. È certo che, se fosse possibile rintracciare e captare le sotterranee correnti che sfociano in sorgenti sottomarine nella zona di Taranto, per una vasta area della Puglia il problema affannoso della irrigazione si potrebbe dire risolto. Il campo è aperto qui anche ai cultori della moderna geofisica, quelli stessi cultori che, non lungi di qui, nel sottosuolo di Castellana, col Prof. MORELLI alla testa, hanno ripreso il tentativo di utilizzare le grotte per lo studio complicato e difficile delle maree della crosta terrestre.

Ma il nostro Congresso non si limita alla Puglia, si chiude sul versante tirrenico dell'Italia meridionale. Avremo così modo di esaminare altri aspetti del nostro carsismo: sotterranee correnti adeguate e correlate alla rete geografica esterna, utilizzazione di grotte attive per derivazioni idroelettriche, grotte marine allagate che danno testimonianza tangibile di bradisismi costieri.

Se ci soccorrerà il tempo buono, questa terra di civiltà millenaria ci rileverà tutta la magnificenza della sua natura e della sua arte, ricreazione dello spirito, che avvince anche gli scienziati più austeri.

Tale l'augurio e tale l'auspicio con cui dichiaro aperto il 2° Congresso Internazionale di Speleologia.

Après son discours, le Président M. GORTANI lève la séance et invite les participants à un apéritif offert par M. le Recteur de l'Université de Bari dans la « Casa dello Studente » et à l'inauguration de l'Exposition photographique du « Domaine souterrain » au Château Svevo.

## 2. — SÉANCE À LECCE

Mercredi, 8 Octobre

L'après-midi est consacré à la visite de la ville de Lecce

A 17 heures les congressistes se réunissent dans le jardin du Club citadin où y-est réservé un chaleureux accueil par la Municipalité de Lecce couronné par un thé d'honneur.

Après cette réception a lieu dans la grande salle du Club citadin une séance générale de travail; l'ordre du jour appelle d'abord les thèmes suivants:

MICHELE MITOLO: *Signification et buts de la spéléophysologie humaine.* (Communication, Tom II des Actes).

A. CARLO BLANC: *Stratigraphie de la Grotte Romanelli.*

WALTER MAUCCI: *Relation sur les explorations du Timavo souterrain.*

Avant la séance le représentant du Maire de la ville de Lecce, prof. Borna, souhaite la bienvenue au congrès:

È compito particolarmente gradito il mio, quello di porgere agli studiosi partecipanti al II Congresso mondiale di Speleologia qui convenuti il caloroso saluto della città. Mai saluto è stato meno formalistico di questo, più che per l'intervento e la presenza dei rappresentanti più qualificati della cittadinanza, per il concreto interesse dei cittadini di Lecce e del Salento, di cui Lecce è il cuore palpitante, sia culturalmente che spiritualmente, ai risultati degli studi degli speleologi.

Le nostre grotte dei due litorali, innumeri e fasciose, quelle giustamente più famose nel mondo, la Romanelli e la Zinzulusa, fanno parte del patrimonio naturale e culturale di cui i salentini vanno legittimamente fieri, certo per motivi meno nobili di quelli che hanno gli studiosi di speleologia, ma è proprio per questo che la speleologia non subisce il frigidissimo distacco che hanno le scienze tra iniziati e agnostici.

E la ricchezza di richiami che hanno la Puglia e il nostro Salento, da Castellana a Putignano, da Castro a Leuca, è proprio opera di chi lasciando, come dice Lucrezio, le plaghe luminose del sole, scende nei recessi della terra per interrogarli, per analizzarli, per rendere più completa la conoscenza della nostra vita e delle nostre età, spesso mettendo a repentaglio la propria esistenza, a volte immolandola con quella passione e quel trasporto che sono propri degli eroi che conoscono il rischio del pericolo nella esatta misura del loro coraggio. Ed è proprio merito di chi scende nelle voragini terrestri e che, come novelli Prometei, dà loro calore e vita dov'era oscurità e silenzio, è proprio merito di costoro se noi sentiamo vicini il centro della terra e il cielo tramite l'uomo con la ricchezza dei suoi sentimenti e con la profondità del suo pensiero, è per questo che noi siamo grati agli speleologi, è per questo che io ringrazio i presenti, ringrazio gli studiosi passati e auguro a quelli di oggi mete ancora più meritorie di quelle raggiunte.

Le Président M. Gortani après avoir remercié les organisateurs de cette réception, rappelle les précurseurs des recherches géographiques du Salente, Cosimo De Giorgi, Federico Botti de Lecce, et l'activité de G. Alberto Blanc dans les recherches poursuivies pendant de nombreuses années dans la célèbre Grotta Romanelli:

Il mio ringraziamento è il ringraziamento che faccio a nome di tutti voi e che non può scompagnarsi da una riflessione e da un ricordo. Noi siamo qui venuti attraverso la Murgia dei trulli, attraverso quella magnifica parte della Puglia che abbiamo attraversato stamane e nella quale così mirabilmente quella che potremo chiamare la tradizionale civiltà arcaica si sposa con le magnificenze e i colori mirabili della terra e del cielo.

Siamo qui venuti in questo capoluogo magnifico del Salento per ammirare altre bellezze che saranno completamente nuove per noi, per ammirare altri interessantissimi referti che noi dobbiamo alla veggenza di studiosi che qui sono nati e che qui hanno operato con quella dedizione assoluta e completa di sé che il rappresentante della città di Lecce ha così efficacemente illustrato.

Io ricordo fra i pionieri della speleologia salentina due nomi soli: Cosimo De Giorgi e Ulderico Botti, vanto di questa terra e precursori dello studio delle sue bellezze. E vorrei che come Cosimo De Giorgi e Ulderico Botti hanno svolto a loro tempo la loro attività per ottenere alla loro terra dalle riserve sotterranee delle acque quello splendore maggiore di culture che potesse rinnovellarle l'economia, così anche lo

studio della speleologia potesse arrivare a concludere qualcosa di interessante dal punto di vista pratico per l'avvenire di questo lembo di Italia. Purtroppo non sono qui fra noi alcuni che con la loro presenza avrebbero certamente dato lustro al nostro Congresso. Quando a Parigi fu stabilito di tenere il II Congresso Internazionale di Speleologia in Italia erano ancora vivi e Carlo Franchetti e il Marchese Patrizi e il Prof. Raffaele Battaglia alla cui memoria io mando un reverente ricordo, un reverente saluto, inchinandomi ad essi a nome di tutti voi.

Non avremo qui il piacere di vedere fra noi il Prof. Barone Gian Alberto Blanc alla cui mirabile attività la Grotta Romanelli deve la sua risonanza mondiale. Ma oggi ci ha mandato il suo interprete più autorevole, più caro, più amato da noi tutti, il suo figliuolo. Al Barone Carlo Alberto Blanc che domani ci illustrerà la Grotta Romanelli e che in precedenza ancora ci illustrerà la Grotta di Smeraldo di Amalfi con la quale il nostro Congresso si chiude, io mando e porgo in questo momento il saluto più affettuoso di collega, di amico, di ricercatore.

Cari colleghi, quanto noi vedremo domani, quanto la clemenza del tempo ci permetterà di vedere di bello e di buono in questo estremo lembo di Puglia, rafforzerà in noi l'affetto per questa terra, l'affetto per i nostri studi, l'ammirazione verso chi è l'Autore di tanta bontà e di tanta bellezza.

M. le Président donne la parole à M. Prof. Mitolo pour la communication annoncée de Spéléophysiologie humaine.

Le texte sera publié dans les Actes du Congrès.

Le Président remercie et félicite M. Prof. Mitolo de ses importantes recherches :

Ringrazio vivamente il Prof. Mitolo e mi auguro che queste ricerche possano aprire la via a qualche raffronto utile con quella che è la vita dell'uomo nel sottosuolo, quella dei minatori per esempio, come pure vorrei che potesse essere accuratamente studiata l'influenza dell'ambiente delle grotte là dove questo presenta delle caratteristiche particolari; cito ad esempio la grotta Giusti di Monsummano e mi rincuora a questo proposito che non sia ancora ultimata l'elaborazione delle osservazioni di grande interesse che sono state fatte quest'estate stessa in occasione della esplorazione arditissima, compiuta, dalla Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie, nella paurosa caverna di Sciacca.

Loro sanno che sul Monte di San Calogero di Sciacca presso la cima si apre una specie di cratere naturale, un antico pozzo carsico attraverso il quale, per effetto di profonde fratture, che raggiungono strati profondi della crosta terrestre, si sono aperti la via dei vapori sotterranei i quali portano l'aria che esce dalla voragine, a 40° C. di temperatura e a saturazione completa di vapore d'acqua.

L'esplorazione è stata arditissima ed è stata coronata da successo però a prezzo di grave rischio tanto che lo stesso capo della spedizione Sig. Carlo Finocchiaro stava, ad un certo momento, per soggiacere a col-

lasso cardiaco. È certo che osservazioni di alta scienza, di fisiologia medica, accuratamente seguite e accuratamente elaborate da parte di specialisti, non soltanto da parte di semplici osservatori profani, potranno essere di grande aiuto per studiare le condizioni particolarissime a cui vien esposto l'organismo umano in tali circostanze. Io mi auguro che ulteriori esplorazioni proprio in questa località veramente interessante possano aprire la via ad ulteriori ricerche ed a ulteriori possibilità di successi esplorativi. Dico possibilità di successi esplorativi in quanto nel pozzo stesso in cui questi ardentissimi speleologi sono calati si è potuto riscontrare una galleria orizzontale nelle quale essi hanno trovato degli enormi orci di terracotta che certamente non possono essere stati collocati là se non per effetto di praticabilità anteriore di questi cunicoli con l'esterno. I grandi recipienti di terracotta li avrete sicuramente osservati nelle fotografie della Mostra inaugurata a Bari.

Io vorrei a questo punto pregare il Prof. Alberto Carlo Blanc di volerci dire qualche parola sulla Grotta di Amalfi che noi visiteremo l'ultimo giorno del nostro Congresso e prima ancora sulla Grotta Romanelli.

Le prof. A. C. Blanc prend la parole pour donner quelques nouvelles notices sur les caractéristiques les plus intéressantes des dépôts de remplissage de la Grotte Romanelli sur la côte d'Otranto qu'elle sera visitée pendant l'excursion du jour suivant et pour illustrer aux Congressistes les témoignages des oscillations eustatiques de la ligne de rivage dans l'intérieur de la Grotte d'Émeraude d'Amalfi sur la côte méridionale de la presqu'île de Sorrente, dont la visite est fixée pour dimanche 12 octobre:

Voi vedrete nella Grotta Romanelli un esempio singolare di una caverna scoperta, come giacimento archeologico preistorico, nel 1900 da un illustre studioso salentino, Paolo Emilio Stasi, studioso ed artista insieme, il quale visitando le grotte della scogliera per ritrarle nei suoi dipinti osservò nel terreno di riempimento della Grotta Romanelli ossa fossili, selci scheggiate, e intuì subito l'importanza del giacimento, importanza che venne convalidata dagli studi di Ettore Regalia, il quale alcuni anni dopo, pubblicava due note che hanno fatto storia nella archeologia preistorica italiana, determinando tra l'altro nei materiali della Grotta Romanelli un equide steppico estinto, *l'Equus asinus hydruntinus*, che assume da noi un carattere di indicatore climatico equivalente a quello che, nell'Europa Occidentale, assume la renna. La Grotta poi è stata esplorata sistematicamente da mio padre fin dal 1913 e ha dato luogo ad una quantità di osservazioni e continua ancora oggi a fornirci sorprese. Ed è proprio di questo che vorrei, col permesso del nostro Presidente, accennare prima di illustrarvi la Grotta di Smeraldo di Amalfi nel quadro delle testimonianze delle variazioni del livello marino prodottesi nel Mediterraneo come in tutti i mari aperti, dall'ultimo Interglaciale in poi. Vi dicevo che la Grotta Romanelli continua a fornirci sorprese. In occasione del lavoro svolto nel

1954 per raccogliere in parallelo i frustoli di carbone in focolari e una certa quantità di terreno umifero, cioè contenente humus, per misurare in parallelo l'età mediante il radiocarbonio (sia del carbonio combinato sotto forma di humus, sia del carbonio sotto forma di frustoli di carbone di focolari) alcune osservazioni mi permisero di chiarire un punto che ritengo fondamentale nella storia della grotta e che completa le osservazioni fatte in precedenza. Non più tardi di quest'anno, nella ripresa degli scavi, avvenuta alcuni mesi or sono, un altro particolare della interessante stratigrafia, che era sfuggito finora alle nostre osservazioni, e che è stato possibile osservare grazie alla lunga esposizione agli agenti meteorologici delle vecchie sezioni di scavo, quelle esposte dal 1914: l'hanno scorso elaborando i materiali paleontologici provenienti dalla Grotta Romanelli, mio padre ha potuto determinare un nuovo elemento faunistico molto interessante dal punto di vista delle indicazioni d'ambiente un uccello di tipo desertico, il *Pteroclis arenarius* ben noto a quelli di voi che sono stati in Africa settentrionale, specie che oggi è rara, ed è anzi rarissima la sua comparsa in Italia. Io vi riassumerò molto brevemente la storia delle grotte che voi visiterete domani, e vi dirò di queste nuove osservazioni. Si potrebbe forse cominciare con le proiezioni? Vorrei sapere se tutti capiscono l'italiano. No? Io potrei altrettanto facilmente parlare in francese.

Comme vous allez le voir demain matin la Grotte Romanelli s'ouvre sur la falaise dans le calcaire crétacé, calcaire à Hippurites, à quelques kilomètres à l'est du village de Castro Marina. La grotte présente un seuil à environ 6 m. au dessus de la mer, et ce seuil donne accès à la cavité intérieure qui est partialement masquée par une masse de brèche ossifère, brèche constituée par des fragments de calcaire à angles vifs, cimentés dans une terre rouge analogue à celle que vous verrez en surface entre les affleurements de calcaire; aujourd'hui dans la Terre d'Otrante, il n'y a que de la terre rouge ce que dans le langage local on appelle le bolo. Pourquoi il n'y a-t-il que la terre rouge, excepté dans des endroits marécageux, bien entendu, où le terrain est plus tendre parce que d'humus se conserve. Mais dans la région karstique, par accident très sèche, où affleure le calcaire l'humus qui se forme est très vite détruit par les actions oxydantes.

La Grotte Romanelli présente à son intérieur une série de niveaux de terrains de remplissage dont le plus ancien est constitué par une plage, une plage marine formée par des galets roulés par la mer et cette plage s'est formée pendant le dernier interglaciaire. Nous n'avons pas une datation directe, c'est à dire, on n'a pas recueilli, dans la plage même de Romanelli, des mollusques typiques du dernier interglaciaire, mais le contenu archéologique et paléontologique des couches superposées à la plage rend ce datation plus que très semblable, certaine; la mer du dernier interglaciaire a submergé une grande partie de la grotte, les lithodomes en ont perforé les parois et le fond rocheux de la grotte a été creusé en marmites de géants qui sont encore visibles et au dessus de ce sol rocheux vous verrez les ga-

lets roulés par la mer et vous verrez des couches de pierre ponce qui sont flottées probablement de la Méditerranée orientale, ou de l'Adriatique septentrionale, ou du Vulture, ou bien des volcans de la mer Egée, lorsque la mer, pendant la première phase de la dernière période glaciaire, s'est retirée au dessous de son niveau en vertu de la relation existante entre le niveau des mers ouvertes et la masse des glaces continentales, la grotte s'est trouvée à sec et; au dessus de la plage, en contact direct de la plage, on trouve les premiers foyers; la grotte a été habitée immédiatement après d'avoir été abandonnée par la mer et ces premiers foyers qui sont contenus dans des sédiments composés en grande partie par des fragments calcaires avec de l'argile de décalcification et sans aucune terre d'apport extérieur, ni rouge, ni brune, contiennent une faune à Hippopotam, *Elephas antiquus*, *Rhinoceros mercki*, et cette couche de fragments de calcaires est couverte et celée par une stalagmite, d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur qui ferme, comme une boîte de sardines, tout le contenu des couches inférieures. Cette stalagmite contient du Cerf, du Renard et du Lièvre. Au dessous de cette stalagmite il y a un sédiment de terre rouge analogue au bolo actuel.

Cette terre rouge contient encore Hippopotam, *Rhinoceros de Merck*, *Elephas antiquus* et se termine par une très mince croûte rouge stalagmitique qui sépare la surface de la terre rouge de la terre brune superposée; la stalagmite n'est pas présente sur toute la surface de la grotte, dans certaines parties de la grotte la couche rouge est couverte directement par la terre brune et il y a une transition brusque, nette entre la terre rouge et la terre brune. La faune de la terre brune est complètement différente de la faune de la terre rouge, terra rossa, du bolo; il n'y a plus les pachydermes du climat chaud qui disparaissent définitivement. Dans la terre rouge il y a du Lapin abondant et il n'y a pas du Lièvre; dans la terre brune il y a de Lièvre comme dans la stalagmite inférieure. Dans la terre rouge il y a de Dain, il n'y a pas de Cerf, dans la terre brune il y a du Cerf comme dans la stalagmite inférieure; dans la terre rouge il y a du Chacal et il n'y a pas le Renard, dans la terre brune il y a de nouveau le Renard comme dans la stalagmite inférieure et, avec ces animaux une quantité d'éléments typiques de climat froid: *Capra ibex*, le Bouquetin, et *Equus asinus hydruntinus*, petit cheval, c'est un âne en vérité, qui n'existe pas de tout dans les couches inférieures où il y a seulement le grand Cheval *Equus caballus*, qui disparaît dans les couches à terre brune; le sédiment à terre brune arrive presque jusqu'à la voûte et vous allez le voir pourquoi, parce que la grotte est remplie des sédiments d'apport éolien.

L'exposition de M. Prof. Blanc est suivie de la projection des diapositives de la Grotte Romanelli.

## 3. — SÉANCES DU CONGRÈS À SALERNO

## SÉANCE DE PRÉPARATION

Le vendredi 10 octobre à l'arrivée à Salerno, après un déjeuner tardif les congressistes se réunissent dans la salle de réception de l'Hôtel Diana à 20 h. 30 m.

Pour la mort du Pape a été suspendue la réception du Maire dans le Municipale.

Mr. le Président ouvre la réunion annonçant la disparition de S.S. Pie XII, Pontife de l'Eglise Catholique, duquel il rappelle les hauts mérites spirituels.

Après une brève pause en signe de deuil, le Président déclare ouverte la séance du soir de préparation à la clôture du Deuxième Congrès International de Spéléologie.

Reconnu dès le commencement de la réunion la nécessité de accorder du temps aux congressistes pour présenter des concrètes propositions sur quelques questions générales, principalement pour la date et le lieu de la prochaine session des Congrès Internationaux de Spéléologie, le Président lève la séance à 9 h 30 en donnant rendez vous aux présents dans la même salle pour la séance de clôture du lendemain à 20 h. 30.

## SÉANCES DE CLÔTURE

Le samedi 11 octobre à 20 h 30 de nouveau dans la salle de réception de l'Hôtel Diana.

Le Président Prof. Gortani demande s'il y a des propositions pour le choix du lieu où se tiendra le III Congrès International de Spéléologie.

Commence à parler le Prof. H. Trimmel au nom de la délégation autrichienne:

Au nom des délégués autrichiens présents ici, j'ai l'honneur de donner la déclaration suivante: l'Union des Spéléologues Autrichiens sera très enchantée si le Congrès aura l'intention de choisir l'Autriche comme pays qui devra organiser le congrès suivant. Mais l'Union et les délégués ne peuvent pas présenter une invitation officielle du gouvernement.

Je peux ajouter à cette déclaration que l'Union des Spéléologues Autrichiens serait prête à la préparation du Congrès prochain, à la formation d'un comité scientifique d'organisation représentatif et qu'il ferait la session du Congrès avec ses meilleures forces.

Malheureusement il ne peut donner à l'instant aucune garantie pour une publication complète et vite des communications.

Pour la Délégation Yougoslave parle Mr. Pretner:  
Les spéléologues yougoslaves seraient très enchantés de organiser le III Congrès International de Spéléologie dans le cas que les collègues autrichiens se trouvent dans l'impossibilité de s'engager dans la difficile tâche. Nous désirons savoir du Prof. Trimmel la date aproximative dans laquelle on pourra connaître la décision des collègues autrichiens.

Le Prof. Trimmel assure que dans six mois il sera possible connaître leur décision définitive.

Le Président rappelle que le Congrès a déjà approuvé la proposition présentée par le Prof. Gèze que le III Congrès soit tenu dans trois ans, au 1961, aussi qu'on reprenne la période triennale établie par le Statut des Congrès.

Mr. Petrochilos demande que le Congrès exprime un voeu de prévoir la date du III Congrès International de Spéléologie ne coïncide pas à la date du VI Congrès de l'INQUA qui aura lieu en Pologne pendant l'an 1961.

Le Prof. Gèze, au contraire, estime que, en considération au voisinage de la Pologne à l'Autriche et à la Yougoslavie et en considération de l'affinité de quelques thèmes d'étude, des la date des deux congrès pourrait être aussi prochaine.

Les considérations du Prof. Gèze ont été approuvées à l'unanimité.

En retournant à la discussion, le Président conclut, que dans l'éventualité d'une renonciation de l'Autriche à la préparation du Congrès International prochain, prendra la mission la Yougoslavie.

Le Prof. De Lavour propose que le Comité Permanent des Congrès reste en vigueur jusqu'à ce qu'en soit nommé le nouveau.

La proposition est adoptée.

Le Président demande s'il y a des voeux des sessions présentés dans les séances congressuelles. L'unique est celui du prof. Gastaldi dont donne lecture:

« Le Deuxième Congrès International de Spéléologie, rassemblé en Bari, Lecce, Salerno dans les jours 5-12 octobre 1958.

Ayant connu la communication du prof. ing. D. Andriello, lu dans la IV Session, intitulée: La Spéléologie dans l'urbanistique et la défense civile, reconnaît l'opportunité de rédiger les « Cadastres des grottes » aussi par les nombreuses cavités artificielles, qui se trouvent dans le soul-sol ».

Mrs. Rcuire et Gèze informent qu'en France un bureau de récolte des données sur les cavités artificielles souterraines est déjà existant actuellement.

Le prof. Maucci recommande d'avoir noté des cavités artificielles, mais qu'elles ne sont pas incluses dans le Cadastre des grottes naturelles.

Le prof. Warwick fait ressortir que l'étude sur les cavités naturelles n'a rien à voir avec celle inhérente à la défense militaire.

Preennent part à la discussion Mrs. Rouire, Petrochilos, Finocchiaro; Mr. Rouire assure que l'argument de constituer un cadastre des cavité

artificielles n'est pas intéressant pour un Congrès international de spéléologie, il propose que, avant de continuer une discussion autour de cet argument, on vove si l'argument en soi est traité en cette séance ou non, et en cas de contestation affirmative, et seulement en ce cas, on continue une de rédiger des catalogues de cavités souterraines artificielles dit qu'à son discussion autrement inutile; Mr. Petrochilos en discutant la proposition avis cela n'est pas utile, parce qu'elles ne sont à la domaine de la spéléologie que les cavités qui ont une évolution naturelle soit d'une genèse naturelle ou artificielle.

Les cavités artificielles, comme les tunnels qui sont tapissés de béton et qui sont bien surveillés n'ont aucun intérêt spéléologique, même si elles présentent des applications de spéléologie.

En tous cas Mr. Petrochilos propose de discuter la définition de la spéléologie au III Congrès International de Spéléologie pour qu'un resultat soit accepté.

En conclusion, le Président prof. Gortani souligne l'opportunité, déjà marquée d'autrui, de spécifier les cavités souterraines naturelles de celles artificielles, croyant opportun faire une section à part de ces dernières.

Mr. Reichel fait présent que dans le territoire de la République Démocratiques Allemande a été compilé un catalogue à part des grottes artificielles dans lesquelles se reconnaît une non négligeable importance.

Le prof. Gèze répond en affirmant que le dénombrement des grottes artificielles françaises a été accompli par une équipe spécialisée puisque la mission excède de les butes de la Spéléologie, parce qu'il entre plutôt dans ceux des mineurs et des militaires etc.

Du même avis est Mr. Bauer qui ne reconnaît pas l'opportunité de traiter l'argument dans un Congrès de Spéléologie.

Le Président résume la discussion en informant que la majorité des présents copartage la même pensée du Prof. Gèze c'est-à-dire de ne s'occuper pas des cavités artificielles souterraines.

Encore quelques Congressistes répètent en défendent que quelques problèmes des grottes artificielles sont communes avec ceux des grottes naturelles.

Mr. Cappa: Reconnu que les cavités artificielles revêtent un intérêt plus grand que le seul champ spéléologique, il croit que les associations spéléologiques nationales proposent aux corps de l'Etat intéressés à la rédaction d'un cadastre des cavités artificielles.

Mr. Audetat propose d'abandonner la proposition d'incorporer dans les cadastres établis par les spéléologues les cavités artificielles de toutes natures. Il ne faut pas oublier que certains pays, (dont la Suisse) établissent leur cadastre avec des moyens très limités et il serait impossible d'y ajouter encore la description des cavités artificielles (mines, tunnels, conduits etc.) ce qui nous entrainerait beaucoup trop loin et hors du domaine de la spéléologie.

Si une cavité artificielle présente un intérêt pour la spéléologie, faune etc. rien n'empêche de citer dans les cadastres quelques unes de ces dernières. La chose se fait en Suisse.

Mr. Grilletto propose par conséquent la possibilité d'inclure l'étude des grottes artificielles dans les tâches de la spéléologie.

Tous les présents, à l'exception de Mr. Petrochilos, sont contraires à la proposition, accueillant unanimement le conseil du Président de faire surtout le cadastre des grottes naturelles.

En passant à un autre argument, celui des signes conventionnels Mr. Warwick propose la constitution d'une Commission internationale d'étude des problèmes de la terminologie et iconographie des signes conventionnels.

Mr. Bauer propose que cette commission se pose en relation avec la Commission pour les études du Carso de l'Union Geographique Internationale.

Le Président croit opportun confier au prof. Trimmel la tâche de cette commission.

Mr. prof. Gèze souhaite qu'on forme un secrétariat pour la récolte - avant le prochain Congrès - de termes relatives aux phénomènes du carsisme.

Le Président demande aux présents s'ils limitent à un accord parmi les studieux de chacune nation, qui commettra depuis son représentant dans la Commission Internationale, ou constituer un secrétariat général pour établir depuis relations et alliances parmi chaque nation, c'est à-dire si on traite d'un travail de chaque nation ou d'une récolte commune dans une unique Commission.

Le prof. Trimmel pense bon de constituer une commission de récolte avec un secrétariat, aussi de donner uniformité d'adresse au travail dont les résultats seront présentés au successif Congrès.

Le Président, pour éviter des complications, prie le Prof. Trimmel de se charger du secrétariat général de la Commission.

Mr. Gèze conseille le prof. Trimmel de se mettre d'accord avec le prof. Lhemann.

Mr. Trimmel assure qu'il s'essayera à commencer sa tâche de récolte et de coordination.

Le Président remercie aussi au nom des congressistes le Dott. Trimmel et à défaut d'autres interventions déclare de conclure la séance.

#### 4. — DERNIÈRE RÉUNION GÉNÉRALE À AMALFI ET BANQUET DE CLÔTURE

La dimanche le 12 octobre à 10h après avoir visité la jolie ville de Amalfi, sur la côte thyrrénienne et après la visite à la célèbre Grotte marine d'Émeraude, les congressistes se réunissent dans une grande salle de l'historique arsenal de l'ancienne République maritime.

A la présence des autorités citadines, le Président du Congrès Prof. Gortani se félicite du succès du Congrès en priant les congressistes italiens et étrangers de vouloir excuser quelques manquements et imperfections d'organisation.

Après la visite aux collections des estampes de l'Arsenal, le Président convie les congressistes à se rendre au dîner de clôture offert dans le pittoresque Hôtel Cappuccini par le Président du Centre du Tourisme de la Province de Salerno représenté par son Directeur Doct Salvatore De Chiara. A la fin du dîner Mr. le Président, en interprète des sentiments de tous les Congressistes présents, prend la parole pour remercier de l'aimable accueil: Grazie al Presidente dell'E.P.T. di Salerno, comm. Bottiglieri, abbiamo davanti a noi il « Gran furor della divina costiera », ossia il vino migliore della meravigliosa costa Amalfitana, il cui sole ardente ci è ancora negli occhi. Mai come ora si comprende come Galileo tanto apprezzasse quei due versi di Dante: « Vedi il calor del sole che si fa vino - Misto a l'umor che da la vite cola »!

Se di questo Congresso serbate un ricordo gradito, il merito non è soltanto del caro amico Prof. Anelli, su cui è gravato tutto il peso della riuscita organizzazione, e di quanti hanno collaborato con lui; ma è anche di questo meraviglioso sole d'Italia, che ci ha fedelmente accompagnati e ristorati, e che io vi auguro, cari colleghi, di poter ritornare a godere; mentre alzo il bicchiere alla prosperità di voi tutti, delle vostre famiglie, dei vostri Paesi!

Au nom de membres étrangers les Prof. Gèze, Warwick, Bohinec et autres remercient cordialement les organisateurs italiens du Congrès.

Le Secrétaire Général Prof. Anelli donne quelques précisions à l'usage des congressistes qui desirent prendre part le lendemain à l'excursion de la Grotte de Castelcivita offerte par le Président de l'Ente du Tourisme de la Province de Salerno.

#### 6. — SÉANCES DE TRAVAIL

##### LISTES DES COMMUNICATIONS PRÉSENTÉES

##### Séance à Section réunies

Directeur: M. GORTANI.

Lundi 6 Octobre (8 h 30 - 12 h 30)

1. BOEGLI A. — Les phases de la dissolution de la chaux.
2. CURL R. L. — On caves without entrances.
3. DE SASSURE R. — A contribution to the formational study of limestone caves.
4. FURREDDU A. — Ultime scoperte speleologiche in Sardegna.
5. GÈZE B. — Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques.
6. GURNEE R. H. — Observations on the caves of Puerto Rico.
7. LEHMANN N. — Osservazioni sulle grotte e sui sistemi di grotte nei tropici.
8. TRIMMEL H. — Les grottes d'Asberg près de Wildophen (Styrie).

##### Section 1

##### HYDROGÉOLOGIE ET MORPHOLOGIE KARSTIQUE

Directeur: M. GORTANI

Lundi 6 octobre (15 h 30 - 19 h)

1. AUDETAT M. et GUIGNARD. P. — Formes karstiques dans le Jura Vaudois.
2. BAUER F. — Problèmes de l'hydrologie karstique dans les Alpes Septentrionales.

3. BONNET A., CAILLAR J. DU, COUDERC J., DUBOIS P. — Le Massif calcaire du Mont Perdu.
4. COTTI G. et FERRINI D. — I fenomeni carsici della zona del Lucomagno.
5. DUBOIS P. — Les phénomènes karstiques en Bas-Languedoc.
6. SIFFRE M. — L'érosion karstique.

Mardi 7 octobre (8 h 30 - 12 h 30)

1. BAUER F. — L'évolution du haut-karst dans les Alpes septentrionales depuis la fin de l'époque glaciaire.
2. DUBOIS P. — Etude des réseaux souterrains de la Buèges et de la Virenque.
3. MELIK A. — Les éléments fluviaux du karst.
4. WARWICK G. T. — The development of limestone regions in the British isle with special reference to England and Wales.

Mardi 7 octobre (15 h 30 - 19)

1. MARCHAND L. — L'hydrogéologie de la part du nord du Kausse de Gramat.
2. PETROCHLOS J. — Sur l'âges des grottes helléniques.
3. SIFFRE M. — Morphologie souterraine et hydrogéologie des formations plio-quadernaires de la région Nicoise.
4. TELL L. — Lummelunda, un endroit karstique encore actif dans les chaux siluriennes de l'île de Gotland.
5. TRIMMEL H. — Résultat des travaux à une bibliographie internationale de Spéléologie en 1953 à Paris.

### Section 2

#### CHIMIE, MÉTÉOROLOGIE SOUTERRAINE, GÉOPHYSIQUE

Directeur : G. BOAGA

Secrétaire: A. CIGNA

Lundi 6 octobre (16 h 30 - 18 h 30)

1. GÈZE B. et POBEGUIN Th. — Contribution à l'étude des concrétions carbonatées.
2. CIGNA A. — Sulla luminescenza di alcune stalattiti calcaree.
3. LOUGNON J., PASSAQUI B., ROUIRE J., — Travaux de spéléologie appliquée dans la grotte de Malaval.

4. LAURES M. et PALOC H. — Note sur les concrétions de la Grotte de la Clamouse (Hérault-France).

Mardi 7 octobre (9 h 30 - 11 h 30)

1. HOLLY F. — Examination of underground karstwaters-system using chemical methods.
2. BOEGLI A. — Le trou de l'Enfer.
3. MOORE G. W. — Rôle of earth tides in the formation of disc-shaped caves deposits.
4. DUBOIS P. — Nouvelles observations sur les dépôts cristallins des grottes glacées du Massif du Mont Perdu.
5. CAPPA G. et CIGNA A. — Su una eccezionale sorgente di aria fredda.

### Section 3

#### BIOLOGIE

Directeur: U. D'ANCONA

Secrétaire: A. VALLE

Lundi 6 octobre (15 h - 19 h)

1. AELLEN V. et STRINATI P. — Faune cavernicole de la région de Taza.
2. COIFFAIT H. — Aperçu sur la faune cavernicole in Japon.
3. LAURANCE M. DE — La biologie des coleopteres cavernicole.
5. RUFFO S. — Speleofauna regionali e biogeografia italiana.  
Le caratteristiche della fauna cavernicola pugliese in rapporto alla Paleogeografia della regione Adriatica.
6. VANDEL A. — La répartition des cavernicoles et la paléogéographie.

Mardi 7 octobre (8 h 30 - 12 h 30)

1. CANNONGE B. — Observations sur le comportement des cheiropters pendant le période d'hibernation.
2. COTTI G. — Note sul comportamento di *Atractosoma Gibberosum*.
3. LINDBERG R. — Note sur les grottes d'Afganistan et eperçu de leur faune.
4. VALLE A. — Il significato della presenza di *Phanlodmychidae* nella biocenosi delle cavità naturali.
5. VANDEL A. — Les recherches effectuées au laboratoire souterrain du Centre National Recherche Scientifique à Moulis.



## Section 4

## PALÉONTOLOGIE ET HABITAT HUMAIN

Directeur: V. FUSCO

Lundi 6 octobre (15 h 30 - 18 h 30)

1. ANDRIELLO D. — Speleologia nell'urbanistica e nella difesa civile.
2. BOHINEC W. — Les rapports de l'homme avec le monde souterrain.
3. CASTALDI F. — L'influenza delle condizioni ambientali sulle più antiche forme di popolamento in Italia e sulla caratterizzazione delle loro culture.
4. FRIANT M. — Recherches anatomiques sur la tête osseuse et la dentition du Rhinoceros (*Tichorbinus*) Antiquitatis Blum.
5. BRODAR S. — Die Moustérienstation Crri Cal bei Koper, Capodistria
6. FUSCO V. — Il paleolitico medio nelle Grotte di Fiumicello in Lucania.
7. IMBRIGHI G. — La toponomastica sacra nella speleologia.
8. CASTALDI F. — Molise preistorico.

Mardi 7 octobre (8 h 30 - 10 h 45)

1. FUSCO V. — Reperti paleolitici di tecnica musteriana in una grotta dell'Alta Brianza.
2. MAXIA C. — Nuove acquisizioni negli studi speleologici sugli insediamenti umani in Sardegna.
3. NOVAK G. — Caves at the Yugoslav Adriatic coast as human dwelling place.
4. RZEHAK V. — Les recherches spéléologiques en Bosnie et Herzégovine et leur signification économique.
5. CATHALA M. — La Grotte Aldéne Minerva.
6. FUSCO V. — Contributo alla speleologia dell'estremo Salento: la Grotta Grande di Ciolo presso Gagliano.

## Section 5

## DOCUMENTATION ET TECHNIQUE

Directeur: G. NANGERONI

Lundi 6 octobre (15 h 30 - 19 h).

1. FERRINI D. — Problemi della fotografia delle grotte.
2. PRETNER E. — Osservazioni all'elaborato italiano riguardante la documentazione speleologica.
3. PUSKARIU V. — La protection des grottes.
4. ROUIRE J. — Le service spéléologique du B.R.G.S.M. depuis 1953.
7. SIFFRE M. — L'éclairage souterrain.
8. TRIMMEL H. — Méthodes de la cartographie du karst.

Mardi 7 octobre (8 h 30 - 12 h 30)

1. AUDETAT M. — Terminologia speleologica e segni convenzionali.
2. COBOL G. — Documentazione e tecnica.
3. FINOCCHIARO C. — L'exploration du 1958 dans les « Stufes vaporose di S. Calogero ». Aspects techniques et résultats.
5. SIFFRE M. — Les échelles métalliques du Club Martel de Nice.

## III

## COMPTE-RENDU DES EXCURSIONS

## 1. — EXCURSION AUX GROTTES DE CASTELLANA

dirigée par M. FRANCO ANELLI

*Dimanche 5 octobre 1958*

Les congressistes quittent Bari à 3 h et traversent les plus importants centres de culture du raisin de table de Noicattaro et Rutigliano sur le plateau des Murges Sud-orientales (v. aperçu géo-morphologique dans l'Appendice des Actes du Congrès: Excursions p. 3 et suiv.).

Le voyage en autopulman permet aux congressistes d'avoir une vue rapide de l'importante région karstique de la Pouille.

GROTTES DE CASTELLANA. Ces importantes grottes, creusées dans les calcaires compactes du Cretacé supérieur, font partie d'un même système hydrographique ancien colmaté en partie par d'éboulis.

Les Grottes de Castellana, connues depuis longtemps objet des légendes, la première exploration scientifique fut réalisée seulement le 23 Janvier 1938 par Franco Anelli. L'entrée naturelle se présente, comme le célèbre gouffre de Padirac dans le Lot en France, dans un champ calcaire plat et aride sous la forme d'un trou béant à peu de 50 m. de circuit, avec une profondeur de 60 m. comme à Padirac l'effondrement de la voûte a permis la liaison directe de la première cavité, la Grave, avec l'extérieur. Le descente se fait par un tunnel en pente qui permet de rejoindre le Gouffre à 20 mètres de la base.

On se trouve alors dans l'immense première salle, un panteon naturel (longueur: 100 m.; largeur 50 m. hauteur 60 m.) dont le sol est formé par un chaos de blocs effondrés de la voûte et des parois; sur le chaos se sont édifiées de grandes stalagmites.

Dans la cavité les congressistes s'extasiaient devant les proportions colossales de la Grave, haute de 60 m. M. Anelli Directeur des grottes

expose brièvement ici l'origine du réseau souterrain reconnu à plus de 2 kilomètres et l'histoire de ses premières explorations dans le 1938 et celles de M. Vito Matarrese dans le 1939. Sous la conduite de M. Anelli les congressistes visitent la partie aménagée pour les touristes jusqu'à la Grotta Bianca (v. l'Appendice des Actes du Congrès Excursion p. 8 et suiv.)

Après la visite le Maire de Castellana, M. Nicola Rotolo souhaite la bienvenue aux Congressistes et se réjouit de les recevoir dans sa ville.

M. le Président Prof. Gortani remercie les autorités citadines de Castellana de l'aimable accueil, cluturé par un vermut d'honneur servi dans le Motel.

## 2. — EXCURSION À LECCE

*Mercredi 8 octobre 1958*

On part de Bari en pullman à 8 h suivant, le long de la côte adriatique, la route nationale pour Brindisi.

A Polignano a Mare, à 30 Km. de Bari, la falaise calcaire est percée de nombreuses grottes.

Après Polignano la route, s'éloignant de la côte, monte sur le plateau des Murges et atteint d'abord Castellana et puis Alberobello, la petite « ville des Trulli » (v. la description du paysage, les formes karstiques de surface, dans le volume des Excursions du Congrès).

On poursuit l'excursion de Alberobello vers Locorotondo où la campagne est soigneusement cultivée à blé et à vignoble. Avant d'arriver à Martina Franca on aperçoit des dépressions karstiques dont la plus importante est la Valle d'Idria.

De Martina Franca on atteint Ceglie Messapico d'où on descend tout doucement dans la vaste « depression Messapique » au bout Sud-oriental des Murges qui s'étend vers le Sud à la vaste plaine de Lecce.

L'arrivée à Lecce se fait un peu tardivement; après un déjeuner et après une brève visite à la ville, les Congressistes se réunissent dans le jardin du Club Citadin pour un thé d'honneur offert par la Municipalité de Lecce.

Dans le Club Citadin a lieu une séance générale du Congrès.

3. — EXCURSION À LA GROTTA ZINZULUSA  
ET À LA GROTTA ROMANELLI*Jeudi 9 octobre 1958*

dirigée par M. M. SANDRO RUFFO et A. C. BLANC

Les Congressistes quittent Lecce en pullman et se dirigent vers la côte adriatique à Castro Marina, à Sud du Cap d'Otranto.

A l'arrivée au chalet de la Grotte Zinzulusa les participants à l'excursion se divisent en deux groupes: le premier groupe, conduit par M. RUFFO et M. ANELLI, visite la Grotte Zinzulusa jusqu'au dernier petit bassin souterrain, le lac du Cocito, où M. Ruffo donne des renseignements sur les connaissances de l'importante faune vivante dans la grotte (v. volume des Excursions: Appendice aux Actes du Congrès p. 26 et suivantes).

Le deuxième groupe visite la Grotte Romanelli guidé par M. A. C. BLANC qu'il illustre la succession des dépôts de remplissage de la grotte (v. Appendice aux Actes du Congrès, Excursion, p. 35 et suiv.)

Après la visite aux importantes deux grottes de la presqu'île Salentine, les congressistes se réunissent au chalet de la Grotte Zinzulusa où un apéritif d'honneur est leur offert par l'Ente Provinciale du Tourisme de Lecce, On atteint la petite ville thermale de S. Cesarea où plusieurs congressistes visitent les grottes sulfureuses et l'établissement des bains, inhalations, nebulisations. A 13 h le restaurant Ascalone accueille les congressistes pour le déjeuner. A la fin le Président Prof. Gortani et le Prof. Blanc prononcent quelques mots de salutation aux congressistes. Le Secrétaire Général lit un télégramme augural du Prof. Antonio Lazzari aux collègues.

A 18 h on part en autopullman de S. Cesarea pour retourner à Bari.

#### 4. — EXCURSION AUX GROTTES DE PERTOSA

##### VALLO DI DIANO

*Samedi 10 octobre 1958*

dirigée par M. M. FRANCO CASTALDI et FRANCO ANELLI

Le départ de Salerno en autopullman a lieu à 8 h. L'importante région karstique de la province salernitaine traversée est illustrée dans la Guide des Excursions (Appendice des Actes du Congrès p. 51 et suiv.). Les Grottes de Pertosa s'ouvrent à gauche du Tanagro au pied du versant septentrional des Alburni à 263-267 m. sur le niveau de la mer.

Un groupe de congressistes, guidé par M. F. Anelli, visite les branches principales des Grottes de Pertosa; l'autre groupe visite le grand polje karstique du Vallo de Diano, guidé par M. Francesco Castaldi et plus tard même les Grottes de Pertosa.

La première partie, la branche A. des grottes, se fait sur un ample radeau, on pénètre dans les salles successives pour visiter les parties accessibles décrites dans la guide de l'excursion.

A l'extérieur des Grottes de Pertosa un lunch est offert à tous les congressistes par la Municipalité de Pertosa.

Dans l'après midi les congressistes visitent la Plaine de Paestum, les fameux temples doriques, le Forum et le Musée, considéré un des plus importants du monde pour les grandioses oeuvres d'art archaïque qu'il

abrite, objets préhistoriques trouvés à Paestum, sculptures, vases, ex voto, petits bronzes, etc..

#### 5. — EXCURSION À LA GROTTA D'EMERAUDE DE AMALFI

*Dimanche 12 Octobre 1958*

Les congressistes quittent Salerno à 8 h suivant la route nationale le long de la riente côte tyrrhénienne jusqu'à Amalfi; après une brève visite à la jolie ville, on atteint le chalet de la Grotte d'Emeraude aux pieds de Capo Conca dei Marini à 5 Kilometres de Amalfi.

Avec un moderne ascenseur on descend de 30 m. pour arriver à la base d'une haute falaise calcaire où se trouve l'entrée de la célèbre grotte marine à un metre au dessus du niveau de la mer. On visite en bateau le vaste cavité éclairée de la lumière du soleil à travers une ouverture naturelle inondée par la mer. La coloration vert-émeraude est d'un effet frappant (V. la Guide des Excursions du Congrès. pag. 63-64).

Après la visite les congressistes sont reportés à la sommité de la falaise, à la route carrossable pour retourner à Amalfi, à la dernière réunion générale de clôture du Congrès (p. XXIX).

#### 6. — EXCURSION AUX GROTTES DE CASTELCIVITA

*Lundi 13 octobre 1958*

dirigée par MM. FRANCO ANELLI et FRANCESCO CASTALDI

L'excursion a été gracieusement offerte par l'Ente Provinciale du Tourisme de Salerno. Le petit groupe des congressistes participants à l'excursion quitte Salerno à 8 h en pullman. La route traverse la plaine du Sele, plus tard la plaine de Ebofi pour rejoindre le versant Sud-oriental du M. Alburno où s'ouvrent les grottes de Castelvita, parmi les plus importantes d'Italie.

À l'arrivée sur un petit espace est nécessaire un bref arrêt pour observer la bouche d'entrée artificiellement grandie.

La partie des grottes qu'on peut aisément parcourir aujourd'hui est seulement 1 Km. à peu près. Quelques spéléologues qui possèdent un petit équipement personnel sont autorisés à poursuivre dans la partie pas encore aménagée des grottes.

Pour les notices de géomorphologie souterraine v. la Guide des Excursions du Congrès, p. 67 et 68.

À la sortie un casse-croûte est offert par le Président de l'Ente Provinciale pour le Tourisme de Salerno.

1. — LISTE DES DÉLÉGUÉS PARTICIPANTS  
AU DEUXIÈME CONGRÈS INTERNATIONAL DE SPÉLÉOLOGIE

ALLEMAGNE

FRANK Helmut	Verband der deutschen Höhlen-u. Karstforscher, Laichingen.
LEHMANN Herbert	Universität de Francfort-sur-le-Mein.
ROESCH Erich	Verband der deutschen Höhlen-u. Karstforscher Nordhausen (Harz) République Democratique Allemande.
SCHUSTER Friedrich	Verband der deutschen Höhlen-u. Karstforscher Nordhausen (Harz) République Democratique Allemande.

ARGENTINE

MAGNANI Mario	Universidad Nacional de Cordoba, Centro Espeleologico Argentino.
---------------	--

AUSTRALIE

JENNINGS Joseph Newell	Speleological Society Canberra, et Australian Speleological Federation.
------------------------	---

AUTRICE

ABEL Gustav	Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg.
BAUER Fridtjof	Speleologisches Institut beim Bundesministerium für Land-und-Forstwirtschaft, Vienne.
SEISER Felix	Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg.
TRIMMEL Hubert	Verband österreichischer Höhlenforscher, Vienne.

BELGIQUE

LIEGEOIS Paul Gabriel	Fédération Spéléologique de Belgique, Liège.
-----------------------	--

BRESIL

DO AMARAL Lisboa Moacyr	Société Spéléologique à l'École des Mines Minas Gerais.
-------------------------	---

CUBA

RIVERO De la CALLE Manuel	Sociedad Cientifica de Espeleologia.
---------------------------	--------------------------------------

DANEMARK

MUNCK Sole	Institut de Mineralogie et Géologie, Université de Copenhague.
------------	--

ÉTATS-UNIS

GURNEE Russel H.	National Speleological Society, Alexandria, Virginia.
------------------	---

FRANCE

BONNET André	Société Spéléologique de France, St. Germain en Laye.
BOUQUET Christian	Société de Spéléologie et Préhistoire, Gard-Ardèche.
CATHALA Marguerite	Société Méridionale de Spéléologie et de Préhistoire de Toulouse.
CAVILLE Albert	Société de Sciences Naturelles de Tarn-et-Garonne.
CHOPPY Jacques	Eclaireurs de France, Groupe Spéléologique de la Pierre Saint Martin.
COIFFAIT Henri	Laboratoire Souterrain de Moulis, Fac. des Sciences, Toulouse.
DE LAVAUUR Guy	Secrétaire Général du Comité National de Spéléologie.
DE LORIOL Bernard	Speleo-Club de Dijon - France Est.
FRIANT Madeleine	École d'Anthropologie de Paris.
GARGUILLO Henri	Club Alpin Français, Section de Marseille.
GÉZE Bernard	Comité National Français de Spéléologie et Société Géologique de France, Paris.

LAURES Maurice	Société Spéléologique de France, Mende-Lozère.
PALOC Henri	Spéléo-Club de Montpellier.
ROUIRE Jacques	Service de Spéléologie du Bureau des Recherches géologiques.
SIFFRE Michel	Club Martel de Nice (Spéléo C.A.F.).
TINTANT Henri	Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Dijon.
VANDEL Albert	Laboratoire souterrain du C.N.R.S. de Moulis.
VERDEIL Pierre	Spéléo-Club de l'Aude et de l'Ariège. Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Montpellier.

GRANDE-BRETAGNE

WARWICK Gordon Thomas Université de Birmingham.

GRÈCE

PETROCHILOS Jean Société Spéléologique de Grèce, Athènes.

ITALIE

ANELLI Franco	Consiglio Nazionale delle Ricerche, Università Bari.
BINDA Augusto	Società Speleologica Italiana. Ufficio del Catasto Speleologico, Milano.
BLANC Alberto Carlo	Istituto Italiano di Paleontologia Umana, Roma.
CARGNEL Mario	Sezione Grotte del Gruppo Escursionistico Scaligero « Falchi » Verona.
COBOL Giorgio	Gruppo Esploratori Subacquei, Trieste.
DELL'OCA Salvatore	Rassegna Speleologica Italiana, Como.
FINOCCHIARO Carlo	Commissione Grotte « E. Boegan » C.A.I. Trieste.
GORTANI Michele	Consiglio Nazionale delle Ricerche, Università di Bologna.
MARCHETTI Giovanni	Servizio Idrologico Italiano, Ministero LL. PP., Roma.
MAUCCI Walter	Società Adriatica di Scienze Naturali.
MAXIA Carlo	Centro Speleologico Sardo, Cagliari.
MONACO Fausto	Istituto Geografico Militare, Firenze.

PARENZAN Pietro	Centro Speleologico Meridionale, Taranto.
PEGORARI Carlo	Gruppo Speleologico Marchigiano, Ancona.
POZZI Rodolfo	Speleo-Club Universitario Comense, Como.
SKILAN Claudio	Gruppo Grotte « Carlo Debeljak », Trieste.

POLOGNE

CHODOROWSKI Andrej	Comité de Spéléologie et Institut de Biologie Experimentale (P.T.T.K.).
RUDNICKI Jan	Zaklad Geologi P.A.N. et Spéléo-club de Varsovie.
STARZECKI Wlodzimierz	Institut de Physiologie des Plantes et Club Alpin Polonais.
UNRUG Raphaël	Institut de Géologie et Club Alpin Polonais Kracovia.

SAINT-SIÈGE

IMBRICHI Gastone Cité du Vatican.

SUISSE

AELLEN Villy	Muséum d'Histoire Naturelle, Genève.
AUDETAT Maurice	Société Suisse de Spéléologie, Lausanne.

VENEZUELA

DE BELLARD-PIETRI Eugenio Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales Caracas.

YUGOSLAVIE

BAR Franci	Société de Spéléologie de la Slovénie, Ljubljana.
BOHINEC Walter	Fédération des Sociétés de Spéléologie de la Yougoslavie, Ljubljana.
NOVAK Grga	Accademie des Sciences et Artes, Zagreb.
PRETNER Egon	Institut des Recherches Karstiques, Postojna.

2. — LISTE DES MEMBRES  
DU DEUXIÈME CONGRÈS INTERNATIONAL DE SPÉLÉOLOGIE

*Abréviations* : P = Membre participant ; Ad = Membre adhérent ;  
Ac = Personne accompagnatrice.

ALGERIE - FRANCE

Ad - VINCENS Pierre S.N. Repal, Boite Postale 105, Alger.

ALLEMAGNE

P - BARTSCH Alex Am Eichgarten 7, Berlin Steglitz  
P - FRANK Helmut Hindenburgsstrasse, 26 Laichingen (Wurtemberg)  
Ac - FRANK (Mme)  
P - LEHMANN Herbert Kettenhofweg 113, Frankfurt am Main  
P - REICHEL Wolfgang Blankenburgerstrasse, Rübeland Harz  
Ac - REICHEL (Mme)  
P - ROESCH Erich Freiherr von, Steinstr. 5, Nordhausen (Harz)  
P - SATOW Otto Borussiastrasse, 50, Berlin-Tempelhof  
P - SCHUSTER Friedrich Jahnstrasse, 40, Nordhausen (Harz)

ARGENTINE

Ad - MAGNANI Mario Calle 9 bis n. 148, Cerro las Rosas, Cordoba

AUSTRALIE

P - JENNINGS Joseph Newell Australian National University, Canberra

AUTRICHE

P - ABEL Gustav Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg.  
P - ANGERMAYER Erwin Schwarzstr. 16/II, Salzburg

P - BAUER Fridtjof Speläologisches Institut, Hofburg, Bettler  
stiege, Wien I  
Ad - GRESSEL Walter Liliengasse 3/II. Salzburg  
P - SEISER Felix Sylvester-Oberbergerstrasse 10, Salzburg  
P - TONIES Rosa Schrickgasse 8, Wien 22  
P - TRIMMEL Hubert Favoritenstrasse 237/9/4, Wien X  
Ac - TRIMMEL (Mme)

BELGIQUE

Ad - LIEGEOIS Paul Gabriel Place d'Italie 5, Liège

BRESIL

P - DO AMARAL Lisboa Moacyr Ouro Preto - Minas Gerais  
Ac - ARISTEU Miranda

CUBA

Ad - NUNEZ JIMÉNEZ Antonio Universidad Central de Las Villas, Santa  
Clara  
Ad - RIVERO DE LA CALLE Manuel Universidad Central de Las Villas, Santa  
Clara

DANEMARK

P - MUNCK Sole Mineralogisk Museum, Oster Voldgade 7,  
Copenhagen

ESPAGNE

Ad - MONTORIOL Pous Joaquin 339, Diputacion, Barcelona (9).

ETATS-UNIS

P - GURNEE Russel H. 231 Irving Avenue, Closter, New Jersey  
Ac - GURNEE Jeanne (Mme)  
P - HOLLY Frank Chemistry Department Cornell University,  
Ithaca, N. Y.  
P - HOLLY Sandor Massachusetts Institute of Technology, Rm:  
20B-003, 77 Massachusetts Ave Cambridge,  
Mass.  
Ad - MOORE George Box 4083, Station A- New Mexico

P - RUBEN Frank Hq Co, 1st BG, 5th INF, APO 185-Forces  
 Ad - DE SAUSSURE Gastone 2756, 34 th Ave, S. Francisco

FRANCE

Ad - BONNET André 120 Avenue Roosevelt, St. Germain en Laye  
 (S. et O.)  
 Ad - BOUQUET Christian Foussignargues p. Gagnieres, Gard  
 Ac - BREVILLOT Suzanne 16 Bd. Fontaine des Suisses, Dijon  
 Ad - CANNONGE Bernard 33 Rue Georges Bizet, Dijon (Côte d'Or)  
 Ad - CASTERET Norbet Saint Gaudens Hte-Garonne  
 P - CATHALA Marguerite (M.lle) 19, Rue Pons, Toulouse (Hte-Garonne).  
 P - CAVAILLE Albert 179, Quai Adolphe Poul, Montauban (Tarn-  
 et Garonne).  
 P - CHOPPY Jacques 18, Rue Le Verrier, Paris 6.  
 P - COIFFAIT Henri Faculté des Sciences, Toulouse (Hte Garonne)  
 Ad - DELEURANCE Sylvie 105 Bd, Raspail, Paris 6°.  
 P - DE LAVAUUR Guy 10, Rue Poussin, Paris 16°.  
 P - DE LORIOU Bernard 22, Rue de Metz, Dijon (Côte d'Or).  
 P - DRESKO Edoardo 30, Rue Boyer, Paris 20°.  
 Ac - DRESKO (Mme)  
 P - DUBOIS Paul 15, Rue St.-Firmin, Montpellier (Hérault).  
 Ac - DUBOIS (Mme)  
 P - FALGAYRAC Georges 77, Rue Bouvat Toulouse  
 P - FRIANT Madeleine (M.lle) 103, Rue Louis Rouquier, Levallois (Seine).  
 P - GACHÉ Raymond 22, Avenue Victoria, Paris 1°.  
 P - GARGUILLO Henri 62, Rue de la Joliette, Marseille  
 Ac - GARGUILLO (Mme)  
 P - GÉZE Bernard 16, Rue Claude Bernard, Paris V.  
 Ad - GINET René 16, Quai Claude Bernard, Lyon, 7°.  
 P - HUSSON Roger Faculté des Sciences, I, Boulevard Gabriel,  
 Dijon (Côte d'Or).  
 P - LAURES Maurice Immeuble H.L.M. Faubourg de la Vabre,  
 Mende (Lozère).  
 Ac - LAURES (Mme)  
 P - MARCHAND Géo Ancienne Gare, Cahors (Lot).  
 P - MICHEL Jean Saissac (Aude).  
 Ac - MICHEL (Mme)  
 P - PALOC Henri 66, Grande Rue Jean Moulin, Montpellier  
 (Hérault).

P - RENAULT Philippe Laboratoire de Géologie, Institut Catholique,  
 21, Rue d'Assas Paris 6°.  
 P - ROUIRE Jacques 7 bis, Rue de Strasbourg, Millan (Aveyron)  
 P - SIFFRE Michel 34, Square St. Etienne, Nice.  
 P - TINTANT Henri 51, Rue Monge, Dijon (Côte-d'Or).  
 P - VANDEL Albert Faculté des Sciences, Toulouse (Haute-Ga-  
 ronne).  
 P - VERDEIL Pierre 15, Rue Jean Jaurés, Narbonne (Aude).  
 P - WATIER Marcel 4, Bd. Théodore Thurner 4, Marseille 6°.  
 Ac - WATIER (Mme)

GRANDE-BRETAGNE

Ad - SWEETING Mary ST. Hugh'S College, Oxford.  
 P - WARWICK Gordon Thomas 60, Spring Lane, Erdington, Birmingham, 24

GRÈCE

P - PETROCHILOS Jean Rue de Constantinople 35, N. Smyrne,  
 Athènes  
 Ac - PETROCHILOS (Mme)

HOLLANDE

Ad - GEOLOGISCH EN MINERALO-  
 GISCH INSTITUT DER  
 RIJKSUNIVERSITEIT Garenmarkt 1b, Leiden.

HONGRIE

P - BORBELY Sandor Lányi E. «N» ép. v. 1h. III/1. Miskolc, III.  
 Ac - BORBELY (Mme)  
 P - CSEKO Arpad Bösörményi-út 40, Budapest XII.  
 Ad - KUHTA Jules Szilágyi Dezsó ucta 34, Miskolc.  
 Ad - MAUCHA László Ostron-u 29, Budapest I.  
 P - TOTH József Aram u. 44, Budapest XIX.

ISRAEL

Ad - SHALEM Nathan P.O.B. 7013, Jérusalem.

ITALIE

- P - ALMAGIA Roberto Istituto di Geografia della Facoltà di Lettere dell'Università di Roma.
- P - ANDRIELLO Domenico Via Broggia 18, Napoli.
- P - ANELLI Franco Grotte di Castellana (Bari).
- P - BEER Sergio Via Antonio Gallonio 18, Roma.
- Ac - BEER (Mme)
- P - BIANCHI Riccardo Via Cairoli 18, Bergamo.
- Ac - BIANCHERI Elvira Sal. San Gerolamo 8/9, Genova.
- P - BINDA Augusto Via Broggi 22, Milano.
- P - BLANC Alberto Carlo Via Caccini 2, Roma.
- Ac - BLANC Maria Cristina (figlia)
- P - BOAGA Giovanni Istituto di Geodesia dell'Università di Roma.
- Ac - BOAGA Attilio (figli)
- Ad - BRIAN Alessandro Corso Firenze 5, Genova.
- P - BROGLIO Alberto Mure Porta Castello 15, Vicenza.
- P - BRUNETTI Beatrice Via dei Serragli 116, Firenze.
- P - CAIZZI DE MARINIS Enrico Via Arno 51, Roma.
- P - CANDONI Elisa Via Arezzo 15, Roma.
- P - CAPPA Giulio Viale Tunisia 50, Milano.
- P - CAPPA Carlo Viale Tunisia 50, Milano.
- Ad - CAPELLO Carlo Felice Via Carlo Alberto 10, Torino.
- P - CARGNEL Mario Via XX Settembre 45, Verona.
- Ac - CASSANO Chiara Via Brigata Liguria 9, Genova.
- P - CASTALDI Francesco Via Aiello Falcone 260, Napoli.
- P - CHIESA Paolo Via Vittoria 10, Torino.
- P - CIGNA Arrigo Via Fabio Filzi 45, Milano.
- P - COBOL Giorgio Via Revoltella 18 III, Trieste.
- P - COLAMONICO Carmelo Istituto di Geografia dell'Università di Napoli.
- P - COSTA Giancarlo Circonvallazione Clodia 165, Roma.
- Ad - DALLA COLA Federico Via B. Marcello 10/A, Milano.
- P - DALL'ACQUA Renzo Via Mercatovecchio 22, Udine.
- Ac - DALL'ACQUA Berruccia (Mme)
- P - D'ANCONA Umberto Istituto di Zoologia dell'Università, Padova.
- Ac - D'ANCONA Luisa (Mme)

- P - DELL' OCA Salvatore Via Mentana 22, Como.
- P - DINALE Giovanni Via Cellini 14/13, Genova.
- P - DRAGO Ciro Museo « Pigorini », Roma.
- P - FANTINI Luigi Via Musei 8, Bologna.
- P - FINOCCHIARO Carlo Via Combi 7/3, Trieste.
- Ac - FINOCCHIARO Roma (Mme)
- P - FURREDDU Antonio Osservatorio Geofisico, Cuglieri (Nuoro).
- P - FUSCO Vincenzo Touring Club Italiano, Milano.
- P - GATTI Filippo Altamura (Bari).
- P - GRILLETTO Renato Via San Felice 32, Pino Torinese (Torino).
- P - GORTANI Michele Istituto di Geologia, Università di Bologna.
- Ad - ISTITUTO DI GEOGRAFIA FISICA Università, Cagliari.
- P - LAZZARI Antonio Istituto di Geografia Fisica dell'Università di Napoli.
- P - LEALE ANFOSSI Milli Corso Solferino 9/5, Genova.
- P - LIPPI BONCAMPI Cesare Istituto di Geologia Agraria dell'Università di Perugia.
- P - MANCINI Fiorenzo Istituto di Geologia Applicata, Facoltà di Agraria e Forestale, Firenze.
- Ac - MANCINI Vittoria (Mme)
- Ad - MAINI Saverio O.F.M. Istituto Superiore di Scienze e Lettere S. Chiara, Napoli.
- P - MANFREDI Paola Via Mascheroni 18, Milano.
- P - MANNINO Giovanni Gruppo Speleologico del C.A.I., Palermo.
- P - MARCHETTI Giovanni Ministero LL. PP., Roma.
- P - MARCHETTI Mario Piazza Cavour 2, Ancona.
- P - MARTINEZ y CABRERA Piero Via S. Matteo, Nocera Inferiore (Salerno).
- P - MAUCCI Walter Via Giulia 5, Trieste.
- P - MAXIA Carlo Istituto di Antropologia dell'Università di Cagliari.
- P - MERA Pietro Piazza Garibaldi 43, Bari.
- Ad - MIGLIORINI Elio Istituto di Geografia, Università di Napoli.
- P - MITOLO Michele Istituto di Fisiologia Umana, dell'Università di Bari.
- P - MOLLAR Mario Via Strada Guardella 4, Trieste.
- Ac - MOLLAR Vilma (Mme)
- P - MOLTENI Giancarlo Albavilla (Como).
- P - MONACO Fausto Istituto Geografico Militare, Firenze.



- P - NANGERONI Giuseppe Via Aldo Manuzio 15, Milano.  
 P - NICOLI Piera Via Leoncino 4, Verona.  
 P - PALMA DI CESNOLA Arturo Via Toselli, 105, Firenze.  
 P - PANEBIANCO Venturino Museo Provinciale di Salerno.  
 P - PANOZZO Eliseo Istituto Geografico Militare, Firenze.  
 P - PARASCANDOLA Antonio Via Mezzocannone 8, Napoli.  
 P - PARENZAN Pietro Centro Speleologico Meridionale, Napoli.  
 P - PASINI Giannino Corso Porta Nuova 46, Milano.  
 P - PEGORARI Carlo Via Pontelungo 265, Ancona.  
 Ac - PEGORARI Serena (Mme) Via Enrico Toti 1, Cattolica (Forlì).  
 P - PERICOLI Sergio Via Bolognini 16, Trento.  
 P - PERNA Giuliano Via Macedonio Melloni 94, Napoli.  
 Ac - PIGATTI Maria Via San Giacomo 9, Bologna.  
 P - PINACCI Ave Maria Via Mangiagalli 14, Milano.  
 P - POTO Giuseppe Castelvivita (Salerno).  
 Ad - POZZI Rodolfo Via Diaz 36, Como.  
 P - RANZOLI Fulvio Istituto di Zoologia, Via S. Giacomo 9, Bologna.  
 P - RUFFO Sandro Museo Civico di Storia Naturale, Verona.  
 P - SAMORE' Tito Via A. Verga 4, Milano.  
 P - SANFILIPPO Nino Via Cesare Cabella 22 int. 9, Genova.  
 Ac - SANFILIPPO Marisa (Mme) Istituto Geografico Militare, Firenze.  
 P - SAVORATTI Pier Luigi Istituto Geografico Militare, Firenze.  
 P - SERVIZIO IDROGRAFICO ITALIANO Roma.  
 P - SETTEPASSI Francesco Via Giulio Caccini 1, Roma.  
 P - SCOTTI Pietro Istituto di Geografia dell'Università di Genova.  
 P - SKILAN Claudio Gruppo Grotte « C. Debeliak » Via Servola 68, Trieste.  
 Ac - TALAMINI Pisana Via Leoncini 4, Verona.  
 Ac - TALAMINI Donata Via Leoncini 4, Verona.  
 Ad - TRAPANI Aurelio Ente Nazionale Industrie Turistiche, Via Marghera 2, Roma.  
 P - TREVISAN Livio Istituto di Geologia dell'Università di Pisa.  
 P - TOSCO Uberto Piazza Galimberti 17, Torino.  
 P - VALLE Antonio Museo Civico di Storia Naturale, Bergamo.  
 P - ZARRI Mario Via Mazzini 37, Forte dei Marmi (Lucca).

## JAPON

- Ad - TORII Hajime 7, Mukai-Sho Suginami-Ku, Tokyo.

## POLOGNE

- Ad - CHODOROWSKI Andrè 3, Rue Pasteur, Varsovie.  
 Ad - RUDNICKI Jan 3, Rue Podwall, Varsovie.  
 Ad - STARZECKI Włodzimierz Ul. Sebastiana 20/5, Cracovie.  
 P - UNRUG Raphaël 14/8 Ul. Krupnicza, Cracovie.

## ROMANIE

- Ad - PUSCARIU Valeriu Comisia Monumentelor Natuiri Academiei R.P.R. Calea Victoriei, 125, Bucaresti.

## SAINT-SIÈGE

- P - IMBRIGHI Gastone Cité du Vatican.

## SUÈDE

- P - LINDBERG Knut 5, Gladstonvägen, Lund.  
 Ad - RASMUSSEN Gunnar Folkparksuäqen 9<sup>2</sup>, Lund.  
 P - TELL Leander Söderköpingsvägen 41, Norrköping.  
 Ac - TELL (Mme)

## SUISSE

- P - AELLEN Villy Muséum d'Histoire Naturelle, Genève.  
 P - AUDETAT Maurice 163 Avenue de Morges, Lausanne.  
 P - BOEGLI Alfred Hitzkirck.  
 P - CASAGRANDE Fulvio Via Cantonale 18, Lugano.  
 P - COTTI Guido Viale Cattaneo 15, Lugano.  
 P - FERRINI Dario Via Gerse 15, Lugano.  
 P - ROTH Charles 14, Rue de l'Arquebuse, Genève.  
 P - STRINATI Pierre 9, Chemin des Cottages, Genève.

## TCHÈCO-SLOVAQUIE

- P - GAM Karel Matulkova c. 9, Brno XII.

*TURQUIE*

P - TEMUCIN Aygen            Iller Bankasi, Ankara.

*VENEZUELA*

P - BELLARD-PIETRI Eugenio DE Correos del Este, Apartado 5365, Caracas.

*YOUGOSLAVIE*

P - BRODAR Srecko            Université, Ljubljana.  
P - BAR Franci                Cesta na Roznik 24, Ljubljana.  
P - BOHINEC Walter           Titova c. 23 A, Ljubljana.  
P - BAUCIC Jvo                Marulicev trg. 19/II, Zagreb.  
P - GARZAROLI Elo            Direction des Grottes, Postojna.  
P - MALEZ Mirko              Academie des Sciences et Arts, Zagreb.  
Ad - MANAKOVIC Dusan        Skopje.  
Ad - MELIK Anton             Cankarjeva II, Ljubljana.  
Ad - MILOJEVIC Sima         Skopje.  
P - NOVAK Grga                Fakulté des Lettres, Titov trg 14, Zagreb.  
P - PRETNER Egon             Institut des Recherches Karstiques, Postojna.  
Ad - RZEHAK Viktor           Sarajevo.

---

SECTION I

Hydrogéologie  
et Morphologie karstique

BERNARD GÈZE (\*)

## Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques

### Résumé

Analyse des résultats obtenus par les colorations à la fluorescéine faites en France depuis 1930.

L'allure des cours d'eau souterrains est ainsi précisée dans différents cas (dépendance ou indépendance vis-à-vis du réseau hydrographique subaérien, des failles, des plis, etc.). Les vitesses d'écoulement varient en raison de facteurs divers dans de larges limites, avec une moyenne de l'ordre de 100 m/h, mais une probabilité plus grande de 30 m/h seulement.

L'ensemble de ces travaux confirme les théories qui distinguent trois zones superposées dans un Karst, dont une inférieure constamment noyée (dans le cas des régions où le massif calcaire se poursuit au-dessous des points d'émergence).

### INTRODUCTION

La connaissance des circulations karstiques résulte principalement, en France, des travaux de E. A. MARTEL et de E. FOURNIER, qui ont exposé leurs résultats dans de multiples publications jusqu'aux alentours de l'année 1930. La majorité de ces résultats ont été publiés dans la revue *Spelunca* (première série), que l'on consultera toujours avec fruit (1). Ils ont été repris, pour la plupart, dans l'ouvrage fondamental de E. A. MARTEL: *La France Ignorée* (2) et, pour la région du Jura, dans la série des volumes de E. FOURNIER groupés sous le titre de: *Explorations souterraines et Recherches hydrologiques en Franche-Comté* (3).

---

(\*) Professeur de Géologie à l'Institut National Agronomique (Paris), Président du Comité National Français de Spéléologie, Membre de la Commission de Spéléologie du Centre National de la Recherche Scientifique.

(1) 24 Bulletins et 74 Mémoires publiés de 1895 (Fondation de la « Société de Spéléologie ») jusqu'à 1914.

(2) Paris, Delagrave, t. I, 1928 et t. II, 1930.

(3) Besançon; t. I et II, 1923; t. III, 1926; t. IV, 1928.

Depuis 1930, le plus grand nombre des études hydrogéologiques sérieuses dans les contrées karstiques de France ont fait l'objet d'articles dans les revues *Spelunca* (2<sup>e</sup> série), *Annales de Spéléologie* (*Spelunca*, 3<sup>e</sup> série) et, sous forme abrégée, dans le *Bulletin du Comité national de Spéléologie* (1). Beaucoup de ces travaux se sont appuyés sur des essais de colorations à la fluorescéine qui étayent leurs conclusions. Leur dépouillement permet ainsi de relever environ 80 colorations plus ou moins importantes, dont on trouvera la bibliographie à la fin de cet article; mais nous en avons sélectionné seulement 50 qui offrent toutes les garanties nécessaires et permettent de dégager des considérations d'ordre général. Notons que la plupart de ces colorations ont été rendues possibles par la Commission de Spéléologie du Centre National de la Recherche Scientifique, qui a distribué un stock de fluorescéine acquis sur l'initiative de M. F. TROMBE. Bien entendu, d'autres essais que ceux ici mentionnés ont été réalisés en diverses régions, mais leur publication n'a pas été faite ou bien ces publications se réduisent à de brèves prises de dates dans des revues locales qui m'ont échappé.

I - CONDITIONS DE DÉPENDANCE OU D'INDÉPENDANCE ENTRE LE RÉSEAU SOUTERRAIN ET LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE SUBAÉRIEN

1) - *Cas de dépendance absolue, en fonction des talwegs subactuels.* — Plusieurs colorations ont été effectuées dans des pertes de cours d'eau localisées à l'entrée de canyons actuellement secs mais parfaitement tracés dans la masse calcaire et qui peuvent d'ailleurs se montrer encore fonctionnels lors de très grandes crues. Les exemples les plus typiques à cet égard sont ceux du Vidourle, de la Vis, de la Virenque, du Trévezel et de la Jonte, dans les départements du Gard, de l'Aveyron et de la Lozère, à la périphérie des Cévennes devant les garrigues du Languedoc ou les Causses Majeurs (fig. 1).

Les eaux du Vidourle, perdues au voisinage de St-Hippolyte-du-Fort, et recoupées dans les systèmes souterrains de Bannelle, de Cambous, puis des avens de Sauve, résurgent à la Fontaine de Sauve, 9 km environ en aval (R. de JOLY, 1943; J. du CAILLAR et J. COUDERC, 1947); celles de la Vis, perdues à Alzon, reparaissent à la Source de la Foux, 8 km en aval à vol d'oiseau (R. de JOLY, 1948); celles de la Virenque, perdues un peu au-dessous de Sauclières, revoient le jour à la même source que la Vis, à 13 km de distance (Spéléo-Club Alpin languedocien, 1956); celles du Trévezel, perdues en aval de Trèves, ressortent à un peu plus de 5 km., à

(1) *Spelunca* (2<sup>e</sup> série), t. I, 1930 à t. X, 1945; *Annales de Spéleo.* (*Spelunca*, 3<sup>e</sup> série), t. I, 1946 à t. XII, 1957; *Bull. C. N. S.*, t. I, 1951 à t. VII, 1957.

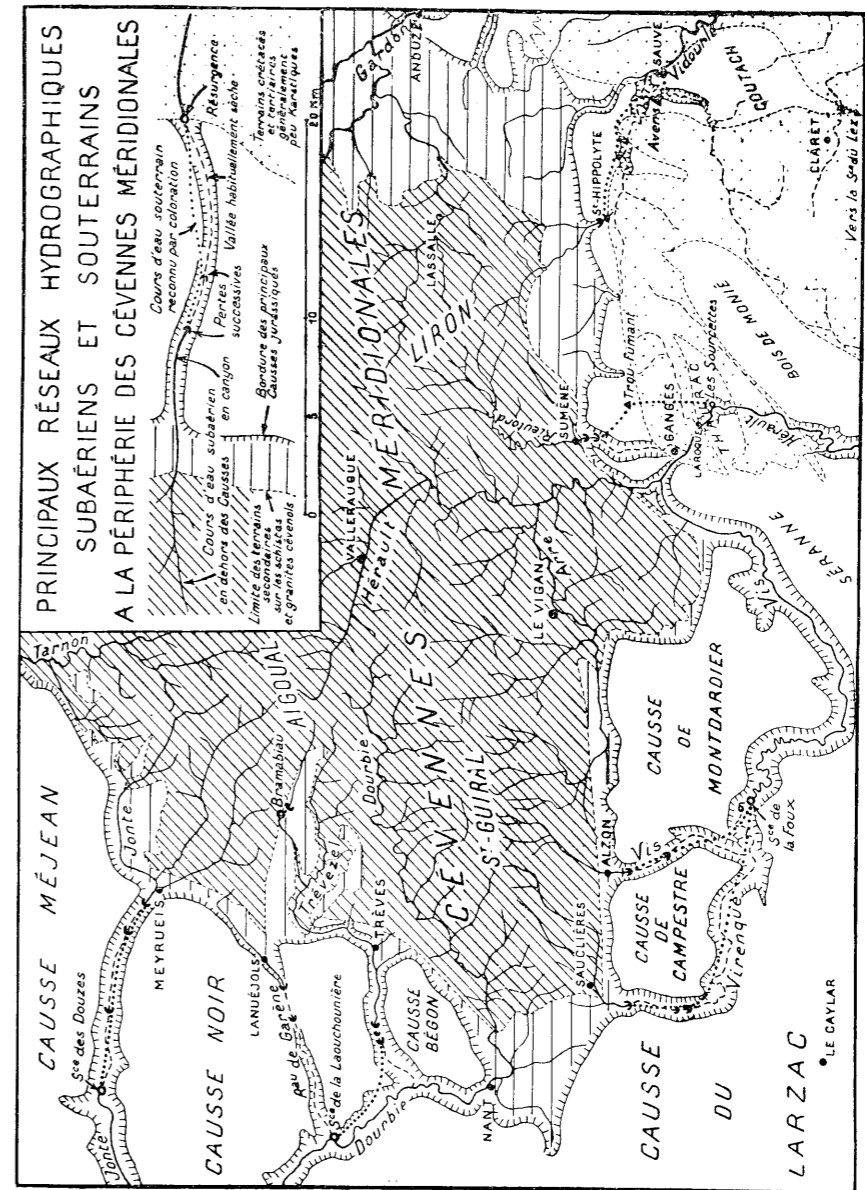


Fig. 1

la source de la Laouchouinière dans les gorges de la Dourbie (communication de L. BALSAN); on sait enfin depuis E.-A. MARTEL que celles de la Jonte, perdues à partir de Capelan, sous Meyrueis, émergent aux Douzes, 9 km plus bas.

Dans chacun de ces cas, la résurgence se produit régulièrement dans le même talweg que la perte, ou dans le talweg d'un cours d'eau plus important et dont le premier était l'affluent subaérien. Tout se passe comme si les eaux suivaient toujours à peu près le même parcours en plan, mais en se rapprochant de leur « niveau de base » par une voie souterraine nécessitant un travail de creusement moindre que celui du déblaiement de leur ancienne vallée normale.

En fait, le sous-écoulement ainsi réalisé peut ne pas être très strict: par exemple le Vidourle souterrain circule d'abord assez largement en rive gauche du Vidourle subaérien, puis passe en rive droite avant la résurgence de Sauve. Cependant, le plus souvent, des « regards » permettent de rejoindre le cours actuel au-dessous du cours ancien et l'on constate que le cours souterrain s'est établi progressivement, ce qui explique d'ailleurs la subordination au cours subaérien: D'abord, seul un petit tronçon de talweg s'assèche au cours de l'été; puis des pertes se produisent de plus en plus nombreuses vers l'amont, tandis que la résurgence a tendance à se faire de plus en plus vers l'aval (sauf conditions géologiques spéciales commandant strictement un point de perte ou un point de résurgence privilégié) et le talweg ne se montrera plus actif qu'en des circonstances de débits de plus en plus exceptionnels.

L'origine du sous-écoulement peut être également expliquée grâce à une autre observation récente, due à C. MÉGNIEN (1). Sous la vallée sèche de Sacy, près de Vermenton (Yonne), cet auteur a montré que l'eau circulait à l'intérieur des joints du calcaire, les bancs rocheux étant décollés les uns des autres dans une zone d'altération qui épouse, en l'accroissant, la forme de la vallée. De part et d'autre, le calcaire, sain et très faiblement fissuré, ne laisse passer que des quantités d'eau insignifiantes.

Dans ce cas, le sous-écoulement ne présente guère les caractères d'une circulation libre, comme on a coutume de le voir dans les calcaires largement fissurés des Causses, mais la « nappe en réseau » s'écoule cependant d'une façon tout-à-fait préférentielle dans la zone altérée résultant de la présence d'une vallée qui fut sans doute fonctionnelle il y a encore peu de millénaires. Si l'on admet le déblaiement progressif des joints du calcaire, on arrivera d'ailleurs sans doute assez rapidement à une circulation comparable à celles précédemment décrites.

*En définitive, il semble que, lorsque des vallées traversant une masse*

(1) Recherche d'eau dans les vallées sèches. Problème typique de Sacy (Yonne), *Bull. Soc. Géol. France*, 1957, p. 929-935.

*calcaire ont été récemment, ou sont encore parfois empruntées par des cours d'eau, le réseau hydrographique souterrain leur est strictement subordonné. Le sous-écoulement se développe en liaison avec la migration remontante des pertes et la migration descendante des résurgences, mais toujours suivant les lignes directrices du cours subaérien initial.*

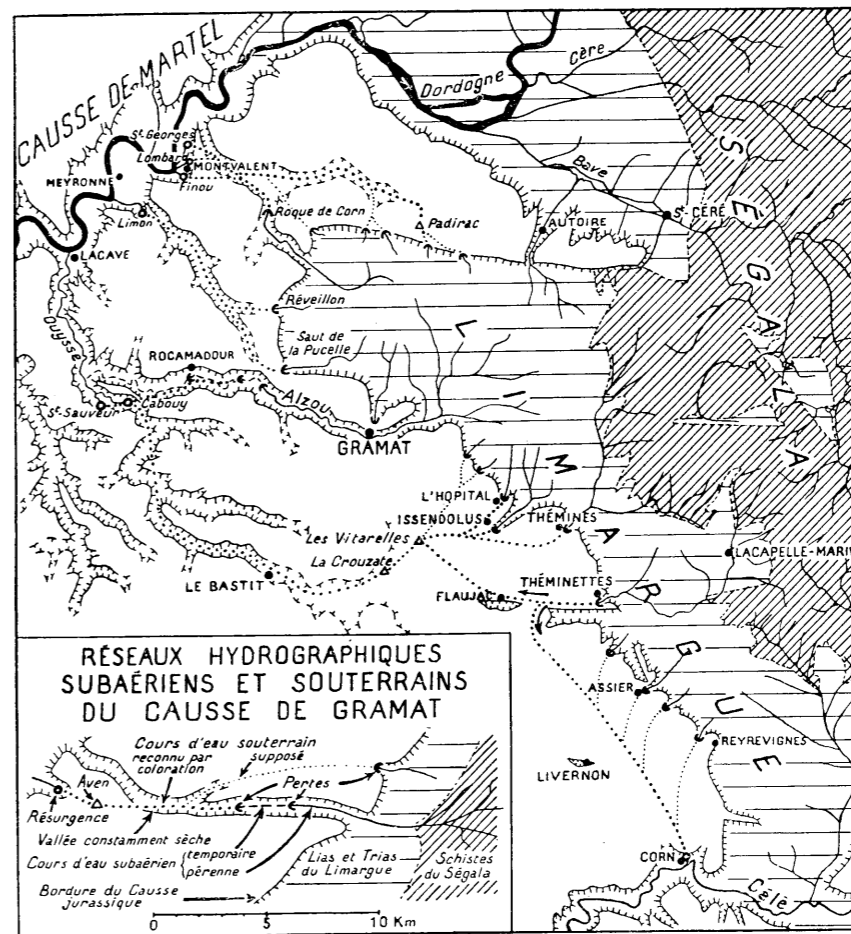


Fig. 2

2) - *Cas de dépendance relative, en fonction des talwegs anciens.* — C'est dans la région du Causse de Gramat, dont l'étude hydrogéologique a été très poussée par G. de LAVAUR (1953), que l'on peut enregistrer les meilleurs exemples relatifs à ce deuxième cas (fig. 2). Ici, les circulations

sont devenues souterraines depuis un temps assez long et les vallées sèches ne sont pratiquement jamais plus fonctionnelles. Les pertes sont totales en des lieux strictement commandés par la géologie (« toit » des marnes toarciennes, au-dessous des calcaires du Jurassique moyen) et les résurgences se produisent aux points à peu près les plus bas permis par la topographie (généralement vallée de la Dordogne). Sans doute, existe-t-il parfois d'anciennes pertes plus avancées dans la masse calcaire, ainsi que d'anciennes résurgences situées un peu en amont des sorties actuelles, et qui peuvent occasionnellement servir de trop-plein, mais pratiquement la surface du sol n'offre plus de réseau hydrographique régulier: tout le drainage est devenu souterrain et la structure géologique commence à prévaloir sur les conditions topographiques.

Un caractère qui souligne ce fait est que les vallées sèches sont nettement marquées seulement dans leur partie aval. Vers l'amont, elles se décomposent habituellement en chapelets de dolines ou même se devinent seulement grâce à un très vague jalonnement par des gouffres, anciennes pertes ou « regards » sur les cours souterrains principaux. La seule exception est celle du canyon de l'Alzou, qui se rapproche du type étudié précédemment (talweg bien marqué à travers toute la masse calcaire).

Il est cependant curieux de constater que, si les têtes de vallées sèches ont presque disparu en général, les eaux souterraines continuent à suivre à peu près leur ancien trajet. Au contraire, il est très fréquent que les résurgences actuelles ne leur soient plus étroitement subordonnées, mais qu'elles aient migré, en aval-pendage, suivant un trajet conséquent, commandé par la géologie.

Ainsi, le cours souterrain de la rivière de Padirac et celui du ruisseau de Cazelle, perdu à Roque de Corn, paraissent suivre approximativement les dépressions aboutissant au talweg de Feyssoles, mais coupent obliquement son extrémité pour gagner, plus à l'Ouest (plongement des couches) les résurgences de St-Georges, le Lombard et la Finou au fond du cirque de Montvalent.

De même, les pertes du Réveillon et du Saut de la Pucelle suivent sans doute d'abord les vallées sèches aboutissant en un talweg unique près de Meyronne, pour s'en détacher vers son extrémité et sortir au bas des très courts ravins de la Source du Limon, dans l'Ouest. Plus encore, les eaux disparues dans le canyon de l'Alzou en aval de Gramat abandonnent ce talweg pour gagner dans l'Ouest les Sources de Cabouy et de Saint-Sauveur, à la base d'un réseau de vallées sèches aux têtes complètement désorganisées mais qui drainent encore les pertes de l'Hôpital, d'Issendolus, Thémines et Théminettes (le « regard » du gouffre des Vitarelles nous le confirme). D'ailleurs, cette migration se poursuit actuellement puisque la Source de Cabouy elle-même peut être considérée comme un trop-plein, aux émissions brutales en temps de crues, tandis que la sortie régulière se produit un kilomètre plus à l'Ouest à la Source de St-Sauveur, dans un ravin très court, de genèse subactuelle.

*Par conséquent, dans une région où existent d'anciennes vallées, tout-à-fait abandonnées par les eaux actuelles, et dont les têtes sont désorganisées en chapelets de dolines ou de gouffres, le réseau souterrain reste partiellement commandé par cet ancien réseau subaérien dans sa partie amont (théorie du jalonnement de l'abbé Paramelle), mais s'en détache le plus souvent dans l'aval pour suivre des directions commandées par le pendage des couches calcaires, avec fréquentes « diffluences » vers des résurgences de plus en plus éloignées du point initial de sortie.*

3) - *Cas d'indépendance, en fonction des failles.* — Il arrive cependant que les cours souterrains se montrent presque indépendants des anciens cours subaériens pour des raisons dépendant des conditions tectoniques plus que stratigraphiques. Failles et plis sont alors les facteurs principaux qui orientent les nouvelles circulations (1).

En ce qui concerne les failles, il en est qui jouent le rôle de barrière, provoquant la remontée des eaux souterraines au contact d'un terrain imperméable, mais dans le dessin général d'un réseau hydrographique, ce sont celles qui jouent le rôle de drain auxquelles semble revenir une influence prépondérante.

Ainsi, dans l'exemple du Causse de Gramat, précédemment cité, G. de LAFAUR a reconnu une diffluence majeure pour les eaux perdues à Théminettes. Une partie seulement suit l'ancien tracé en direction des Sources de Cabouy et St-Sauveur vers le NW, tandis qu'une autre partie gagne, à l'opposé, vers le SSE, la Source de Corn dans la vallée du Célé (fig. 2). Or, le levé géologique de cette contrée m'a permis de déceler une faille de faible rejet, mais importante par sa longueur, qui joint précisément les environs de Théminettes à ceux de Corn (2). Il est vraisemblable que le broyage du calcaire, occasionné par cet accident, explique son fonctionnement comme drain de toute la partie SE du Causse de Gramat. La faille prédomine ici sur l'influence des anciens talwegs.

Un cas plus remarquable encore est mis en évidence par l'expérience de coloration de la perte de la Buèges, affluent de l'Hérault, réalisée par le Spéléo-Club Alpin languedocien (1956). Ici, la perte se produit dans un talweg encore actif pendant une partie de l'année et parfaitement marqué dans le massif calcaire du Causse de la Selle, mais une faille NNE-SSW entraîne néanmoins les eaux sous le Causse pour les drainer vers la Source des Cent-Fons dans les Gorges de l'Hérault (fig. 3).

Dans la même région du Bas-Languedoc, il est encore possible de citer l'exemple très démonstratif de la Source du Lez, qui alimente Mont-

(1) GÈZE B. (1939). — Influence de la tectonique sur la localisation des Sources vauclusiennes, *Actes 1er Congr. Nat. Spéléo.*, Mazamet, p. 5-14.

(2) GÈZE B. (1954). — Sur la tectonique des Causses du Quercy, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, t. 4, p. 453-466.

pellier. Une coloration faite par G. GUISSART et L. MARTIN (1) à une perte d'un ruisseau temporaire de la montagne de Coutach, laisse penser

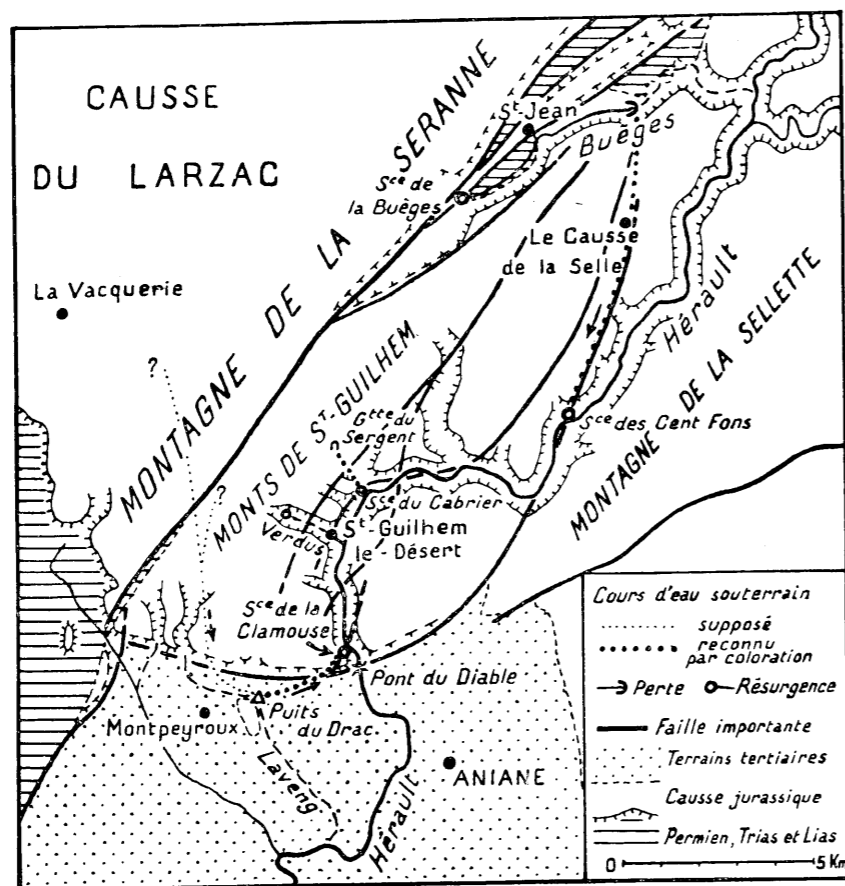


Fig. 3. - Principaux réseaux hydrographiques subaériens et souterrains dans la région des Gorges de l'Hérault.

que le Lez serait, pour une partie tout-au-moins, la résurgence d'eaux du Vidourle perdues un peu en aval de Sauve et qui suivraient sur 25 km environ le drain constitué par la faille des Matelles, puis par son relais

(1) in: L'origine de la Source du Lez, *Bull. Soc. Languedoc. Géogr.*, t. 28, 1957, p. 139 (Chronique anonyme).

de la faille de la Source du Lez (qui fonctionne aussi comme « barrière » devant des terrains tertiaires imperméables).

Ainsi, lorsque des failles hachent un massif calcaire, même avec des vallées subaériennes bien tracées, il peut arriver que les eaux souterraines changent franchement de direction, pour suivre les drains constitués par ces failles et ressortir sur le trajet de ces dernières là où elles recoupent une vallée profonde ou, tout-au-moins, une dépression topographique bien marquée.

4) - Cas d'indépendance, en fonction des plis. — L'exemple le plus grandiose d'indépendance assez poussée du réseau souterrain par rapport aux vallées préexistantes, mais conditionné au contraire par la disposition des plis de la région, est celui des Sources de la Garonne, rendu classique par les travaux de N. CASTERET (1931, 1934), avec quelques compléments de B. G. ESCHER (1953).

On sait que les eaux de fonte des glaciers de l'Aneto se perdent en totalité au Trou du Toro et, qu'au lieu de continuer par un simple sous-écoulement dans la haute vallée de l'Esera, pourtant parfaitement tracée en versant espagnol, elles franchissent souterrainement la ligne de crête des Pyrénées pour reparaître, 4 km plus à l'Est, au Goueil de Jouéou, principale source de la Garonne dans le Val d'Aran.

Le fait s'explique par l'existence d'une bande de calcaires dévoniens, d'ailleurs assez complexe, qui commande par sa direction W-E le drainage souterrain vers la zone topographiquement la plus basse, située dans le Val d'Aran, entre les schistes et granites imperméables qui forment ses bordures septentrionale et méridionale (voir le bloc-diagramme publié par B. G. ESCHER).

J'ai eu l'occasion de démontrer en 1948 un phénomène analogue dans la Montagne Noire (Sud du Massif Central français) où le Thoré supérieur, au lieu d'alimenter dans la même vallée le Thoré inférieur, affluent de l'Agout (versant atlantique), se perd aux Verreries-de-Moussans dans une bande de calcaires dolomitiques dévoniens incluse entre des schistes siluriens, passe sous la ligne théorique de partage des eaux et ressort 2.500 m au NE, à la Source d'Usclats, en versant méditerranéen (fig. 4).

Il convient également de mentionner la circulation souterraine entre l'étang glacé du Mont Perdu et la résurgence Brulle, source du Gave de Pau, située 2 500 m au NW dans le Cirque de Gavarnie, pour laquelle J. du CAILLAR et ses collaborateurs (1953) ont prouvé le rôle directionnel du synclinal du Mont-Perdu (calcaires thanétiens), une fois de plus en travers de la crête pyrénéenne.

Sur une distance plus grande, mais d'une façon moins spectaculaire puisqu'il ne s'agit que du « court-circuit » souterrain de cours d'eau extérieurs, on peut encore citer la belle expérience de coloration conduite par l'Electricité de France en 1952 aux pertes de l'Artuby, affluent du Verdon. Les eaux ressortent à 30 km, à la Fontaine-l'Evêque et aux Garruby, de

part et d'autre de l'axe du synclinal de Bauduen qui semble drainer la totalité de la région (1).

Par conséquent, dans une région plissée, les couches calcaires redressées entre des couches imperméables orientent suivant leur direction tout le

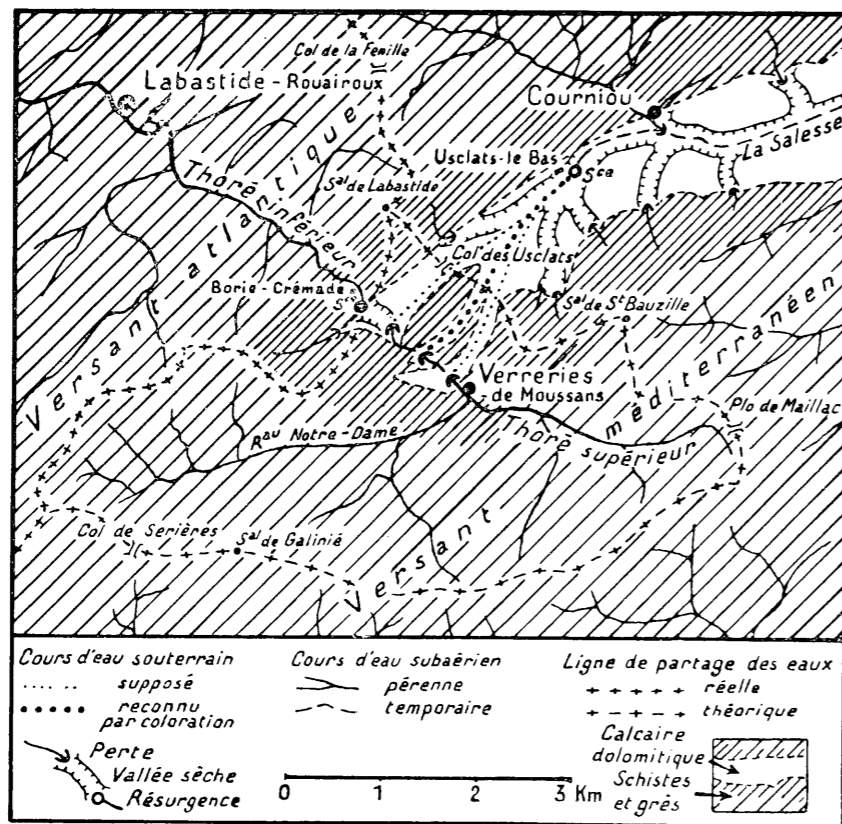


Fig. 4. - Dérivation souterraine du Thoré (versant atlantique) vers la Salette (versant méditerranéen).

drainage souterrain indépendamment de la topographie extérieure. Le fait est particulièrement net pour les fonds de synclinaux (qui sont toujours riches en diaclases béantes) et peut demeurer vrai même entre des flancs uniquement calcaires.

(1) Renseignements communiqués par M. PH. RENAULT.

5) - *Cas d'indépendance totale.* — L'indépendance totale du réseau hydrographique souterrain vis-à-vis du réseau hydrographique subaérien, sans que des causes géologiques évidentes le motivent, paraît rare. On peut même penser qu'il n'existe que dans la mesure où nous ne comprenons pas des raisons qui existent sans doute. Il me semble cependant utile de citer deux exemples qui doivent faire réfléchir.

A l'extrémité méridionale des Grands Causses et au débouché des gorges de l'Hérault, des observations consécutives à de fortes pluies et une expérience de coloration à la fluorescéine (M. LAURÈS, 1949, 1954) montrent que les eaux infiltrées dans l'angle du Causse du Larzac traversent vers le SE la très importante faille dite de la Séranne, puis la faille dite du Pont du Diable, passent sous le Puits du Drac (source ne fonctionnant que comme trop-plein temporaire), puis, revenant vers le NE, traversent une seconde fois la faille du Pont du Diable dans une zone où elle correspond à une puissante zone de broyage, et émergent enfin à la source pérenne de la Clamouse (voir fig. 3).

Sans doute, est-il possible d'admettre que, sur tout son trajet, le courant souterrain reste dans les calcaires jurassiques, en évitant les affleurements de marnes triasiques et liasiques jalonnant la faille de la Séranne, en restant au-dessous de la couverture de terrains tertiaires peu perméables qui environnent le Drac et en profitant du drain que représente une petite faille SW-NE aboutissant précisément à la Clamouse, mais l'itinéraire n'en reste pas moins surprenant. Il aurait semblé beaucoup plus logique que les eaux du Larzac sortent au point où la faille de la Séranne atteint vers le SW la plaine tertiaire ou, tout au moins, que la zone de broyage du Pont du Diable les ait orientées vers l'endroit où elle traverse la vallée de l'Hérault. Rien de tout cela ne s'est produit.

Un peu plus au Nord, A. BANCAL et G. VALAT (1953), puis J. du CAILLAR et P. DUBOIS (1954), ont prouvé que les eaux du Rieutord, provenant des Cévennes schisteuses et qui se perdent à leur arrivée dans les calcaires jurassiques, traversent un synclinal assez accusé, dans lequel le « regard » du Trou fumant de Moulès permet de les observer, puis la faille septentrionale du petit horst du Thaurac, avant de ressortir sur les bords et le fond de l'Hérault aux Sourcettes (voir fig. 1).

Ici encore, la logique aurait été soit que le Rieutord souterrain suive à peu près le talweg bien tracé qui conduit directement à l'Hérault près de Ganges, soit que la faille du Thaurac draine les eaux sur son trajet vers le village de Laroque, en rive gauche de ce même petit fleuve, mais la réalité est autre.

La seule conclusion que nous puissions tirer de ces exemples est que parfois, les circulations karstiques semblent échapper à toute règle. Les interprétations hydrogéologiques doivent donc être toujours proposées avec prudence dans les régions calcaires.



## II. - VITESSE DE CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES

1) - *Moyennes des vitesses observées.* — La vitesse des courants souterrains étudiés sérieusement par des colorations à la fluorescéine s'est avérée extrêmement variable. La moyenne obtenue sur les 50 expériences retenues, dépasse légèrement 100 mètres à l'heure, mais cette valeur assez considérable résulte de l'influence de quelques rapidités extrêmes. Cinq cas en effet (10%) donnent plus de 300 mètres à l'heure et quatorze seulement en tout (soit 28%) dépassent 100 mètres à l'heure, tandis que vingt-cinq (soit 50%) ont une vitesse inférieure à 50 mètres à l'heure, dont six (12%) inférieurs à 10 mètres à l'heure.

Si l'on dessine la courbe de fréquence des diverses vitesses, on constate que 8 cas, supérieurs à 150 m/h sont absolument dispersés. Au contraire, 21 cas sont groupés au-dessous de 30 m/h et 21 compris entre 30 et 130 m/h. Si l'on s'en tient aux expériences les plus courantes, la vitesse moyenne la plus probable ne dépasse donc pas 30 mètres à l'heure.

2) - *Cas des courants rapides.* — Bien que l'on ait cité des vitesses atteignant ou dépassant 1.000 m/h (HAFFEN, 1952; TINTANT, 1958), nous n'avons pas pu en tenir compte, soit faute de renseignements suffisamment précis, soit parce qu'elles résultent de l'hypothèse d'une liaison entre pluie et crue mais non d'une coloration, donc d'une observation rigoureuse.

Sous la réserve de ces extrêmes rapidités, le record paraît appartenir au cours souterrain existant entre les pertes du Bramont et la résurgence des Combes, sur les pentes du Mont Lozère (ROUIRE, 1953) avec 600 m/h. Puis viennent les cours souterrains de la source de Vermont à Gouhelans, dans le Doubs (DREYFUSS, 1935) et du Rieutord — Trou Fumant de Moulès, dans l'Hérault (BANCAL et VALAT, 1953) avec 500 m/h; enfin la célèbre liaison Trou du Toro — Goueil de Jouéou dans le Val d'Aran (CASTERET, 1931) avec 333 m/h, celle de l'Embut de Caussols-Sources de Bramafan dans les Alpes - Maritimes (DURET, in CREAC'H, 1954) avec 320 m/h et la liaison Vernaison — Bourne dans le Vercors (BOURGIN, 1946) avec probablement 300 m/h.

Les causes de ces rapidités considérables paraissent variées. Il peut s'agir de débits importants soit à peu près permanents (Garonne), soit dus à des orages (Vernaison), ou de pentes fortes (Garonne: 15%, Bramont: 10%), en tout cas de larges circulations en écoulement libre ou en conduites forcées de grandes dimensions dans des massifs calcaires dominant habituellement d'assez haut les niveaux de base représentés par les vallées environnantes.

3) - *Cas des courants lents.* — Pour les cas de lenteurs remarquables, en dehors d'expériences peu sûres qui auraient peut-être donné seulement 1 m à 1,50 m/h, nous sommes assurés des valeurs suivantes: cours sou-

terrain du Puits de Padirac aux fontaines de Saint-Georges et du Lombard, dans le cirque de Monvalent au bord de la Dordogne (de LAVAU, 1948) avec 4,50 m/h; du Trou Fumant de Moulès aux Sourcettes, sur les bords de l'Hérault (du CAILAR et DUBOIS, 1954) avec 5,70 m/h; des pertes du Thoré à la Source d'Usclats, dans la Montagne Noire (GÈZE, 1948) avec 7,40 m/h; de la perte de la Vis à Alzon à la Source de la Foux, à l'Est du Causse du Larzac (de JOLY, 1948) avec 10 m/h.

Les causes de lenteur peuvent être nombreuses: tantôt débits peu élevés, tantôt pentes faibles, parfois cavités très amples dans lesquelles la fluorescéine doit colorer de grandes réserves d'eau successivement échelonnées (Padirac), parfois au contraire cavités étroites probablement très colmatées par des sables dolomitiques et laissant filtrer l'eau avec peine (Thoré), souvent circulation à hauteur réduite au-dessus du niveau de base ou même au-dessous (Padirac, Trou Fumant) donc sans doute en galeries noyées ou en réseaux presque diffus peu élargis par l'érosion.

4) - *Variations de vitesses.* — Il convient en outre de dégager un autre fait important: l'extrême variabilité des vitesses pour un même réseau, suivant les débits. C'est là un caractère parfaitement normal, semblable à ce que l'on peut observer pour les cours d'eau subaériens, mais que l'on a trop souvent tendance à oublier sous terre, sans doute parce que les expériences de coloration, fort onéreuses, sont rarement renouvelées dans les mêmes cavités. Nous possédons cependant quelques chiffres obtenus de cette façon et d'autres qui, résultant d'études dans des réseaux voisins, méritent du moins d'être confrontés.

A Padirac, au lieu des 4,50 m/h cités ci-dessus, qui ont été enregistrés lors d'une coloration estivale n'ayant d'ailleurs abouti aux résurgences qu'après plusieurs journées de pluie, le courant a atteint des vitesses de 24 et 76 m/h lors de colorations effectuées en périodes de crues (de LAVAU, 1952). Pour le cours du Trou Fumant de Moulès aux Sourcettes, on est passé de 5,70 m/h à 500 m/h (BANCAL et VALAT, 1953), également grâce à la mise en charge due à un fort orage. Pour la Vis et la Virenque souterraines, qui circulent dans des conditions tout-à-fait semblables et résurgent au même point (Source de la Foux), R. de JOLY (1948) avait obtenu 10 m/h à la première en saison sèche, tandis que le Spéléo-Club Alpin languedocien (1956) a enregistré 90 m/h à la seconde grâce à une crue. A la rivière souterraine de la Grotte de Bèze (Côte d'Or), H. TINTANT (1958) signale 170 m/h pour un passage de fluorescéine en eaux moyennes, tandis qu'il semblerait qu'une forte crue, après pluie localisée à la zone des pertes, aurait atteint la vitesse approximative de 1.100 m/h.

Certains succès relatifs permettent d'ailleurs de mieux comprendre le fonctionnement des grands réseaux pour lesquels on peut dire que la surface des eaux circule seule et avec une vitesse appréciable seulement en temps de crue.

La Cesse, rivière du versant sud de la Montagne Noire, se perd to-

talement dans des calcaires dolomitiques cambriens et revient au jour près d'Agel (Aude), 157 m plus bas, après un cours souterrain de 20 km, dans un vaste synclinal de calcaires éocènes qui recouvrent les terrains précédents. Quarante kilogs de fluorescéine jetés à la perte (GÈZE, 1950, inédit) n'ont reparu à la résurgence que douteusement en lumière de Wood et invisibles à l'oeil, au bout de 3 mois (9,25 m/h environ). Entre ces deux points, à grande distance et faible dénivellation, doit donc exister un réseau noyé, avec écoulement très lent de réserves notables dans lesquelles le colorant stagne et se dilue à un point extrême.

Au Gouffre de la Henne Morte (Haute-Garonne), 25 kg de fluorescéine jetés dans le torrent souterrain en 1946 n'ont jamais reparu, mais une nouvelle coloration, effectuée en 1947 après un orage (TROMBE 1948) est ressortie à la Hount des Heretchos, 600 m plus bas et à 500 m de distance, au bout de 28 h seulement (18 m/h). Ici, on est en présence d'un réseau à courte distance et forte dénivellation, mais où doivent également exister de grandes réserves quasi immobiles dans un fond de synclinal crétacé très accusé (voir schéma in GÈZE, 1953).

En conclusion, si la moyenne générale des vitesses des courants souterrains est de l'ordre de 100 m/h et la vitesse la plus fréquemment observée de l'ordre de 30 m/h, les variations sont très grandes en fonction du type de réseau, du type de roche encaissante, de la pente et, plus encore, du débit d'étiage ou de crue envisagé (extrêmes allant de 1 m/h à 1 km/h).

### III - CONCLUSION HYDROGÉOLOGIQUES GÉNÉRALES

Les observations précédentes semblent bien confirmer l'exactitude des théories de CVIJIC, DAVIS, SWINNERTON, etc., qui, avec quelques variantes, proposent d'admettre pour les réseaux karstiques l'existence d'une zone supérieure, généralement sèche ou à écoulement libre, de caractère en quelque sorte torrentiel, d'une zone moyenne tantôt à écoulement libre, tantôt à conduites forcées, où les eaux circulent encore rapidement, en temps de crue surtout, de caractère analogue à celui des cours d'eau subaériens normaux, enfin d'une zone inférieure constamment noyée, qui peut être fort importante, mais où les eaux circulent lentement en conduite forcée, ou même se montrent pratiquement stagnantes, et dont le caractère est celui d'une nappe en réseau permanente.

Il n'y a pas lieu de s'étonner si bien des explorateurs, depuis MARTEL, ont nié l'existence de cette troisième zone (eau de fond=Grundwasser) sous prétexte qu'ils ne l'avaient jamais vue. En effet, ce n'est pas le domaine du spéléologue mais celui du puisatier!

Cependant, l'emploi de la fluorescéine vient de nous confirmer sa réalité en nous prouvant que la zone profonde peut absorber beaucoup de colorant sans le restituer aux sources et que seules, des crues violentes peuvent en assurer la chasse en entraînant sa partie superficielle,

dans la frange de mobilité (vraie zone II) comprise entre l'eau « dynamique » (zone I) et l'eau « statique » proprement dite (vraie zone III).

Il convient d'ailleurs de remarquer que cette troisième zone n'existe pas toujours. Lorsque le massif calcaire se trouve suspendu entièrement au-dessus d'un « toit » imperméable dominant le niveau de base représenté par les vallées environnantes, et sauf le cas d'un fond de synclinal privé d'écoulement, la zone I est seule représentée. Les eaux descendent suivant un trajet vertical dominant jusqu'à la base de la formation calcaire, qu'elles longent ensuite pour émerger par des sources d'affleurement dans les flancs des vallées (fig. 5A). Il semble que ce soit dans ce cas que le

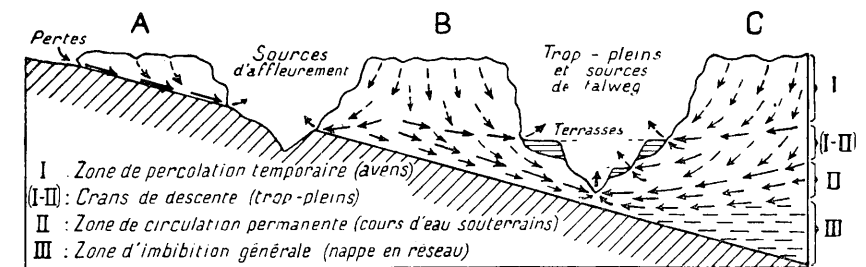


Fig. 5. - Schéma des circulations karstiques dans les massifs calcaires situés au-dessus d'un terrain imperméable.

réseau souterrain demeure le plus longtemps sous la dépendance absolue, ou relative, du réseau hydrographique subaérien.

Lorsque la base du massif calcaire s'enfonce au-dessus des vallées ou, d'une façon générale, au-dessus du niveau de base régional, à la zone de percolation temporaire, où prédomine la descente des eaux après les pluies (I) succède une zone de circulation permanente, où prédomine l'écoulement latéral (II), en direction des sources localisées au point topographiquement le plus bas (généralement sources de talweg). Notons que les vallées présentant le plus souvent des séries de crans de descente, parfois soulignés par des terrasses alluviales, à chaque niveau occupé suffisamment longtemps par le cours d'eau subaérien correspond une série d'anciens points de sortie avec galeries proches de l'horizontale et qui peuvent parfois fonctionner encore comme trop-pleins (sous-zone I-II). Ainsi s'expliquent les liaisons souvent observées entre niveaux de grottes et niveaux de terrasses le long des vallées importantes.

Si la couche imperméable se trouve à faible profondeur au-dessus du talweg, la zone noyée renfermant de l'eau mobile (II) pourra exister seule à la base de la zone I, avec ou sans sous-zone I-II (fig. 5B). Mais lorsque la couche imperméable est nettement plus profonde, et seulement à ce moment, la zone III, d'imbibition générale, avec eau statique

« dormante », pourra se développer (fig. 5C). Remarquons que, suivant les lois de l'hydrodynamique, tandis que la ligne de séparation théorique entre zones I et II ira en s'élevant au-dessus de l'horizontale du point de sortie de part et d'autre de la vallée, la limite entre II et III s'abaissera légèrement au-dessus de cette horizontale dans les mêmes conditions: une fraction de l'eau remontera vers les sources de talweg sous l'influence de la pression exercée par les masses d'eau supérieures.

Ces conceptions entraînent des conséquences pratiques incontestables (fig. 6). En effet, elles nous précisent que la recherche d'eau par puits dans la zone I demeure toujours extrêmement aléatoire, ainsi que FOURNIER et MARTEL l'ont déjà souligné. Les sources de cette zone seront elles-mêmes peu sûres, car elles ne fonctionnent que temporairement dans la plupart des cas. Dans la zone II, les puits normaux pourront donner un certain débit s'ils ont la chance de recouper une circulation suffisam-

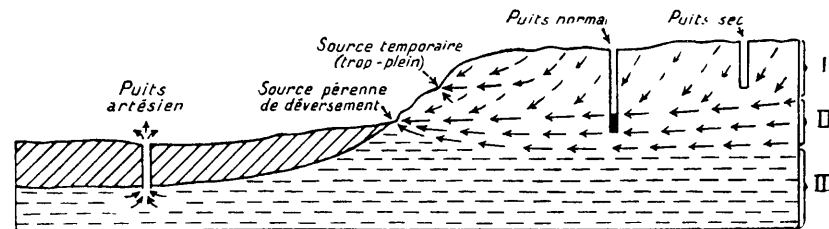


Fig. 6. - Schéma de l'utilisation des eaux karstiques dans un massif calcaire situé partiellement au-dessus d'un terrain imperméable.

ment active. Les sources seront pérennes et constitueront les meilleurs points de captage faciles et assurés. L'exploitation de la zone III pourra aussi se faire par puits normaux, mais elle sera particulièrement intéressante par puits artésiens lorsque des terrains imperméables maintiennent captive l'eau de cette nappe en réseau.

Cependant, la valeur réelle de la zone III du point de vue hydrogéologique dépendra avant tout du degré de fissuration du calcaire, donc du pourcentage des vides qui peuvent être occupés par l'eau, par rapport au volume total. Or les calcaires peuvent être beaucoup moins caverneux qu'on ne l'imagine souvent. Nous avons souligné antérieurement ce fait à propos du fonctionnement des gouffres émissifs (GÈZE, 1953). On a mesuré au barrage de Charmine, dans le Jura, un pourcentage karstique ne dépassant pas 5‰ (HAFFEN, 1952) et c'est un même coefficient de vides qui a été trouvé au Maroc, dans le massif calcaire du Tazer Kount (1). Néanmoins, des puits artésiens ayant rencontré les fissures aquifères de

(1) Renseignement fourni par P. LEVEQUE.

cette zone inférieure ont déjà fourni des résultats particulièrement spectaculaires, par exemple dans le prolongement des calcaires du Jura sous la plaine du Doubs (1) ou dans le prolongement de ceux du Quercy sous les formations tertiaires de l'Agenais (2).

*En conclusion finale, il nous semble donc important de souligner que l'hydrogéologie karstique, malgré certains caractères particuliers, notamment dans la « zone d'action des spéléologues » (partie supérieure des massifs calcaires), se rattache en réalité très étroitement à l'hydrogéologie générale des terrains perméables. Les différences ne sont qu'une question d'échelle dans les grains des roches entre lesquels l'eau peut circuler. Il paraît souhaitable que spéléologues et hydrogéologues « classiques » s'en rendent mutuellement compte et tirent un bénéfice réciproque de leurs expériences complémentaires mais non réellement distinctes.*

#### Bibliographie des principales colorations à la fluoresceine effectuées en France entre 1930 et 1958

- BALSAN L. (1934): *Recherches spéléologiques aux environs de Millau (Campagne 1934)*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t.1, n. 5, p. 81-94.
- BALSAN L. (1935): *Recherches spéléologiques aux environs de Millau (Campagne 1935)*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 6, p. 11-25.
- BALSAN L. (1946): *Recherches spéléologiques dans le « Déroit de Rodez »*, Ann. Spéleo., t.1, p. 143-148.
- BALSAN L. (1952 a): *Analyse de la note de J. DU CAILAR: « Découverte de la Source du Gave de Pau », parue le 30 juillet 1952 dans le Bulletin de la Société du Languedoc méditerranéen du C.A.F.*, Ann. Spéleo., t. 7, p. 159.
- BALSAN L. (1952 b): *Analyse du livre de R. de JOLY: « Le Vidourle et ses gouffres »*, Ann. Spéleo., t.7, p. 162.
- BANCAL A. (1953): *Quelques caractéristiques de l'hydrologie souterraine du Languedoc méditerranéen*, Publ. 1er Congr. intern. Spéleo. Paris, t.2, p. 122-126.
- BANCAL A. et VALAT G. (1953): *Exploration dans la région de Ganges (bassin supérieur de l'Hérault)*, Ann. Spéleo., t. 8, p. 148-180.
- BANCAL A. et VALAT G. (1955): *De la réalité à une conclusion hâtive (Pertes du Ricourt)*, Bull. Com. Nat. Spéleo., n. 2, p. 3-5.
- BÉRAUD R. (1947): *Grottes et avens dans le Gapençais*, Ann. Spéleo., t. 2, p. 40, note infrapaginale n. 3.
- BOURGIN A. (1946): *La Loire et la Vernaison souterraine - plateau du Vercors (Drôme et Isère)*, Ann. Spéleo., t. 1, p. 31-42.
- CAILAR J. du, COUDERC J. et BONNET A. (1951): *Le bassin supérieur du Vidourle (région de Saint-Hippolyte-du-Fort)*, Ann. Spéleo., t. 6, p. 121-159.
- CAILAR J. du, BARTHEZ J., BONNET A., COUDERC J., DUBOIS P. et PLISSON J. L. (1953): *Recherches hydro-spéleo-logiques sur le Marboré (Hautes Pyrénées). L'origine du Gave de Pau*, Publ. 1er Congr. intern. Spéleo. Paris, t. 2, p. 135-142.

(1) GLANGEAUD L. - PÉZARD R. - FRANÇOIS S. - PERRENOUD M. J. et TOITOT M.: *Les nappes phréatiques et artésiennes du Jura septentrional (département du Doubs), Leurs relations avec les réseaux karstiques*, Bull. Soc. Géol. France, 1956, p. 531.

(2) MENGAUD L. - *Sur quelques sondages profonds dans le bassin d'Aquitaine*, Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 54, 1926, p. 122.

- CAILAR J. du, BOURNIER A., CORBERY J., COUDERC J. et MONTEL R. (1953): *La Grotte du Sergent (Saint-Guilhem-le Désert, Hérault)*, Publ. 1er Congr. Intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 113-122.
- CAILAR J. du, COUDERC J. et DUBOIS P. (1953): *A la recherche des sources du Gave de Pau (travaux du Spéléo-Club Alpin languedocien, campagne 1952)*, Ann. Spéléo., t. 8, p. 181-203.
- CAILAR J. du et DUBOIS P. (1954): *De l'hypothèse à la réalité (à propos des pertes du Rieutord)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 44-45.
- CARRÈRE F. (1954): *Le réseau spéléo-hydrologique des Grottes de Moulis et du Portillou (Ariège)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 2, p. 24-27.
- CASTERET N. (1931): *Le problème du Trou du Toro. Détermination des sources du Rio Esera et de la Garonne occidentale*, Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 61, p. 89-131.
- CASTERET N. (1934): *Dix ans sous terre*, Paris, Perrin, p. 235-266.
- CAVAILLÉ A. (1953): *Le Karst des gorges de l'Aveyron. Étude morphogéologique et hydrologique*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 91-103.
- CHEVALIER P. (1937): *Explorations dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné en 1936 et 1937*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 8, p. 85-93.
- CHEVALIER P. (1939-1943): *Explorations en 1941: jonction entre le Trou du Glaz et la Grotte du Guiers Mort*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 10, p. 8-31.
- CHEVALIER P. (1953): *Erosion ou corrosion (essai de contrôle du mode de creusement des réseaux souterrains)*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 35-39.
- CREAC'H Y. (1954): *L'embut de Caussols (Alpes-Maritimes)*, Ann. Spéléo., t. 9, p. 119-126.
- DREYFUSS M. (1935): *Expériences de coloration faites en Franche-Comté en 1935*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 6, p. 5-6.
- ESCHER B. G. (1953): *Une perspective-relief de la région du Trou du Toro et des Goucils de Jouéou (Pyrénées centrales)*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 143-144.
- FOURNIER E. (1934): *Les résurgences du réseau souterrain du plateau compris entre l'Hôpital du Gros-Bois, Mamirole, Trépot et la vallée de la Loue*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 5, p. 3-7.
- GAJAC DR. ET ROUIRE J. (1949): *Le plateau des Bondons et la Grotte de Malaval (Lozère)*, Ann. Spéléo., t. 4, p. 125-132.
- GALLOCHER P. (1947): *Contribution à l'étude du réseau spéléo-hydrologique de la Fendeille, Soréze (Tarn)*, Ann. Spéléo., 3<sup>e</sup> sér., t. 2, p. 41-60.
- GARGUILO H. (1955): *Gouffre de l'Escandaou (Bouches-du-Rhône)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 18-19.
- GÈZE B. (1932): *Recherches spéléologiques aux environs de Montpellier*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 3, p. 12-27.
- GÈZE B. (1948): *La capture souterraine du Thoré (versant atlantique) par le Jaur (versant méditerranéen)*, Ann. Spéléo., t. 3, p. 233-242.
- GÈZE B. (1953): *La genèse des gouffres*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 11-23.
- GÈZE B., CAILAR J. du et BOURNIER A. (1952): *L'Event de Rognès*, Ann. Spéléo., t. 7, p. 67-77.
- GUÉRON J. (1953): *Emploi des radio-éléments en hydrologie*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 301-306.
- HAFFEN M. (1952): *Barrages en pays calcaires à caractères karstiques*, C. R. 19<sup>e</sup> Congr. géol. intern. Alger, sect. 8, fasc. 8, p. 243-255.
- HENRY LA BLANCHETALS Ch. (1949): *Grandes explorations (nouvelles spéléologiques)*, Ann. Spéléo., t. 4, p. 184.
- JARLAN A. (1955): *Spéléo-Club albigeois (Activités de fin 1954 et du 1er semestre 1955) I: Réseau hydrogéologique Saladi-Malaval*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 7-8.

- JOLY R. de (1930): *Explorations spéléologiques dans l'Hérault. Région du Saint-Loup. A - I: Étude sur le Lirou*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 1, p. 85-95.
- JOLY R. de (1931): *Au Trou du Toro (Maladetta)*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 2, p. 113-114.
- JOLY R. de (1932): *Compte-rendu sommaire des explorations faites par divers groupes du « Spéléo-Club »*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 3, p. 77-112.
- JOLY R. de (1933): *Compte-rendu sommaire des explorations faites par divers groupes du Spéléo-Club en 1933*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 4, p. 69-118.
- JOLY R. de (1934): *Explorations antérieures à 1931*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 5, p. 99-161.
- JOLY R. de (1936): *Compte-rendu sommaire des explorations faites par divers groupes de la Société spéléologique de France en 1936*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 7, p. 130-157.
- JOLY R. de (1938): *Compte-rendu sommaire des explorations de 1938*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 9, p. 19-34.
- JOLY R. de (1939-1943): *Explorations souterraines de 1939 à 1940*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 2, n. 10, p. 133-138.
- JOLY R. de (1948): *Travaux de 1947 dans l'Ardèche et le Gard*, Ann. Spéléo., t. 3, p. 11-14.
- LACROUX R. (1952): *Le gouffre de Roque de Corn*, Ann. Spéléo., t. 7, p. 85-90.
- LAPPARENT J. de et COIN (1949): *Étude géologique et hydrologique des environs de Quatre-Champs*, Ann. Soc. géol. Nord, t. 69, p. 68-85.
- LAURÈS M. (1949): *Coloration du ruisseau souterrain du Drac*, Bull. Soc. Spéléo. Fr., n. 2, p. 10.
- LAURÈS M. (1950): *Grandes explorations (nouvelles spéléologiques)*, Ann. Spéléo., t. 5, p. 157.
- LAURÈS M. (1952): *Les plongées souterraines d'Henri Lombard dans la région de Montpellier*, Ann. Spéléo., t. 7, p. 13-30.
- LAURÈS M. (1954): *Explorations souterraines dans la région de Montpellier. Activités du Spéléo-Club de Montpellier (S.S.F.) 1948, 1949, 1950*, Ann. Spéléo., t. 9, p. 17-116.
- LAVAUUR G. de (1948): *Issue de la rivière souterraine de Padirac (Lot)*, C. R. Acad. Sc., t. 226, p. 423.
- LAVAUUR G. de (1949): *Introduction à une étude hydrogéologique du Causse de Gréalou-Saint-Chels (Lot)*, Ann. Spéléo., t. 4, p. 69-75.
- LAVAUUR G. de (1950): *Le gouffre et la rivière souterraine de Padirac (étude hydrogéologique)*, Ann. Spéléo., t. 5, p. 49-84.
- LAVAUUR G. de (1951): *Le gouffre et la rivière souterraine de Padirac, enseignements de l'expédition de 1951*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 4, p. 73.
- LAVAUUR G. de (1952): *Le gouffre et la rivière souterraine de Padirac, enseignements de l'expédition de 1951*, Ann. Spéléo., t. 7, p. 78-84.
- LAVAUUR G. de (1953): *Hydrologie souterraine du Causse de Gramat (Lot) et applications à des considérations générales sur la circulation des eaux souterraines*, Publ. 1er Congr. Intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 87-90.
- LE BRET M. (1955): *Réseau du Trou-qui-Souffle et du Scialet de Pertuzon (Isère)*, Ann. Spéléo., t. 10, p. 129-136.
- LESUR J., PIERRET B. et ROQUES H. (1953): *Nouvelles explorations au Saut-de-la-Pucelle*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 4, p. 83.
- LESUR J. et ROQUES H. (1954): *La rivière souterraine du Saut-de-la-Pucelle (commune de Gramat, Lot)*, Ann. Spéléo., t. 9, p. 194-209.
- MAGNÉ J. et A. (1953): *Spéléologie du Causse de Labruguière (Tarn)*, Ann. Spéléo., t. 8, p. 131-147.
- MAGNÉ J. et A. et LANTA M. (1946): *Campagne spéléologique dans la partie occidentale des monts de Lacaune (Tarn)*, Ann. Spéléo. t. 1, p. 155-161.
- MARTEL E. A. (1930): *Récents observations à Padirac (Lot), 1919-1930*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, p. 16-21.
- MAURAS H. (1949): *La rivière souterraine et la grotte de Médous*, Ann. Spéléo., t. 4, p. 157-168.

- NOIR J. (1950): *Analyse d'un article du Dauphiné libéré* (Ed. Haute-Savoie du 3 avril 1950): « intéressante découverte du Spéléo-Club de Genève », Ann. Spéléo., t. 5, p. 169.
- PELLETIER R. (1948): *Les grottes des Planches, près Arbois (Jura)*, Ann. Spéléo., t. 3, p. 5-6.
- PIERRET B. (1949): *Recherches souterraines dans le département de la Dordogne*, Ann. Spéléo., t. 4, p. 49-68.
- PIERRET B. (1953): *Gouffre de la Plansonnie (Commune d'Azerat, Dordogne)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 4, p. 98.
- PIERRET B. et ROQUES H. (1954): *Spéléo-Club de Périgueux et groupe de Gramat - Activités 1954*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 4, p. 77-79.
- PIERRET B. et ROQUES H. (1955): *Nouvelles explorations au Saut-de-la-Pucelle (commune de Gramat, Lot)* (Travaux 1954-1955), Ann. Spéléo., t. 10, p. 103-106.
- PIERRET B. (1955): *Spéléologie de la vallée du Cern (Dordogne)*, Ann. Spéléo., t. 10, fasc. 3, p. 115-121.
- PLISSON J. L. (1955): *Les grottes de Touraine (travaux du Spéléo-Club de Touraine 1947-1954)*, Ann. Spéléo., t. 10, p. 122-128.
- RENAULT P. (1955): *Analyse de travaux de C. DURAND et J. LEMIRE (Groupe Spéléologique Vosgien)*, Ann. Spéléo., t. 10, p. 163.
- ROUIRE J. (1949): *La grotte de Malaval*, Bull. Soc. Spéléo. Fr., n. 2, p. 9.
- ROUIRE J. (1952 a): *Hautes-Pyrénées: découverte de la Source du Gave de Pau*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 61-62.
- ROUIRE J. (1952 b): *Event de Rognès (Molière et Cavailiac)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 62.
- ROUIRE J. (1952 c): *Coloration du Verdus à Saint-Guilhem-le-Désert*, Bull. Com. Nat. Spéléo., n. 3, p. 62-63.
- ROUIRE J. (1953): *Hydrologie du Plateau des Bondons, Grotte de Malaval (Lozère)*, Publ. 1er Congr. intern. Spéléo. Paris, t. 2, p. 105-112.
- SPELEO-CLUB ALPIN LANGUEDOCIEN (1956): *Compte-rendu d'activités 1955, Colorations de la rivière de la Buèges (Hérault) et de la Virenque (Gard)*, Bull. Com. Nat. Spéléo., 6, n. 1, p. 45-46.
- TINTANT H. (1958): *La grotte de Bèze. Géologie et hydrologie*. Sous le Plancher, Organe du Spéléo-Club de Dijon, p. 68-73.
- TOURRE L. (1931): *Région de Saint-Pons (Hérault)*, Spel. 2<sup>e</sup> sér., t. 1, n. 2, p. 84 note infrapaginale.
- TROMBE F. (1948): *L'exploration du gouffre de la Hennemorte - Commune d'Arbas (Haute-Garonne)*, Ann. Spéléo., t. 3, p. 25-48.
- TROMBE F., DRESKO E. et HENRY LA BLANCHETAIS Ch. (1947): *Explorations et descriptions de cavités (1945-1946)*, Ann. Spéléo., t. 2, p. 69-94.

## Considerazioni sistematiche sul problema dell'idrografia carsica ipogea.

### Résumé

L'Auteur y fait un essai d'analyse critique des opinions de plusieurs experts sur le problème de l'hydrographie souterraine dans les terrains calcaires. Il constate qu'il est possible d'accorder ces différentes théories, pourvu qu'on les considère comme l'expression de phases différentes de l'évolution de l'écoulement souterrain des eaux. Schématisant cette évolution dans un « holokarst à hydrographie aborigène », l'A. distingue trois phases dans cette évolution: la phase GRUND-CVIJICH, ou phase juvénile; la phase LEHMANN, ou phase mûre; et la phase MARTEL, ou phase sénile. Il étend ensuite son analyse à d'autres types de zones karstiques et étudie la conduite des trois phases dans différents cas.

Il drenaggio idrico ipogeo nei calcari è, come è noto, una tipica *percolazione di frattura*, ed il suo comportamento non può essere che strettamente dipendente dalla entità, distribuzione e regolarità della fratturazione stessa. Quanto più la fratturazione è regolare, uniforme, estesa e densa, tanto più questa percolazione si avvicinerà a quella dei terreni porosi, per staccarsene invece nelle modalità essenziali quanto più le fratture sono isolate ed irregolari.

Quattro sono le forze alle quali possono essere soggette le acque percolanti:

- a) la gravità
- b) la tendenza a seguire la linea di minor resistenza
- c) la capillarità
- d) la pressione idrostatica.

La prima tende a drenare le acque secondo la verticale. In un terreno poroso questa componente è di gran lunga prevalente sulle altre. In un terreno fratturato essa è limitata dalle caratteristiche della fratturazione stessa.

La tendenza a seguire la linea di minor resistenza determinerà nella

(\*) Società Adriatica di Scienze Naturali (Sezione Geo-speleologica) - Trieste.

percolazione una specie di scelta, le diaclasi più ampie saranno preferite a quelle più anguste, quelle verticali a quelle inclinate. La capillarità avrà una determinante influenza sulla percolazione nella rete leptoclasica, soprattutto nel senso di trattenere una certa quantità d'acqua che rimarrà a formare una imbibizione permanente nelle incrinature della roccia (*acqua di cava*).

Nei calcari la porosità primaria è scarsa; essa può arrivare al 15-30% in alcuni calcari oolitici (SCHAFFER, 1932), ma scende, nella maggior parte dei calcari sotto l'1% (1).

La percolazione ipogea è quindi dovuta pressoché esclusivamente alla fratturazione ed ai giunti di stratificazione (porosità secondaria). Di conseguenza, anziché una percolazione diffusa ed uniforme, come si ha nei terreni porosi, avremo una infiltrazione di acque lungo linee predeterminate, le cui anastomosi suddividono, in un certo senso, la roccia in un insieme di blocchi più o meno parallelepipedi. Fra una frattura e l'altra la roccia, fatta eccezione per la scarsa *acqua di cava*, rimane asciutta. Il deflusso delle acque, legato alla gravità e alla ricerca della minor resistenza, è più capriccioso e variabile e non può avere la regolarità che troviamo nei terreni porosi. Le diaclasi maggiori potranno esercitare un richiamo di acque, a scapito di quelle minori e del sistema leptoclasico, certe zone meno fratturate potranno funzionare da livelli di trattenuta, in certi punti si potranno avere deflussi secondo linee diverse e talora lontane dalla verticalità, e perfino in contropendenza. In breve, *non è possibile prevedere in linea teorica quale possa essere la via che l'acqua sotterranea può prendere in un massiccio calcareo*.

Aggiungiamo che le fratture stesse subiscono l'azione erosiva, corrosiva, decalcificante ed anche litogenica dell'acqua carbonicata, e vanno quindi soggette ad una complessa evoluzione che modifica costantemente nel tempo le condizioni dell'idrografia sotterranea. Ciò ci induce a dover nettamente distinguere fra condizioni giovanili, mature e senili, e determina lo stabilirsi di un ciclo che si sovrappone e si intreccia col ciclo erosivo superficiale, l'uno influenzando sull'altro e viceversa.

In questa situazione apparentemente priva di qualsiasi regola, è possibile tuttavia stabilire alcuni punti fermi, per quanto (e non c'è da stupirsi) in pochi argomenti speleologici ci si trovi, come in questo di fronte a disparità di opinioni fra i diversi Autori.

Dobbiamo precisare anzitutto un punto fermo: *anche per l'idrografia sotterranea nei calcari esiste e conserva il suo pieno valore il concetto classico di livello di base*.

Il livello di base rappresenta il limite inferiore dell'erosione normale e dei movimenti di drenaggio a pelo libero. Al di sopra di esso esiste certamente una *zona vadosa*, e su questo punto non esiste discordanza fra gli Autori. Dove invece non c'è accordo è sull'esistenza o meno di una *zona freatica*. In effetti la maggior parte delle divergenze è riassumibile

proprio in questo punto fondamentale: *esiste o non esiste nei massicci calcarei un'acqua di fondo?*

L'ipotesi dell'esistenza dell'acqua di fondo viene comunemente attribuita al GRUND che ne formulò una precisa enunciazione (1903, e poi anche 1910, 1914). In effetti diversi altri Autori hanno precedentemente sostenute idee analoghe: KELLER (1897), JANET (1900), BELGRAND (1872), VERSTRAETEN (1895-1898), CHOFFAT (1900), SLICHTER (1902), ecc.

Secondo le vendite di GRUND, un calcare fessurato può essere considerato come una specie di molto grossolana breccia, ad elementi grandi, separati dai piani di fissilità. Lo smaltimento idrico sotterraneo procede verticalmente e non si arresta che a contatto di un orizzonte impermeabile sottostante. Al di sopra di questo si forma una zona completamente imbevuta, limitata superiormente da una superficie tangente al punto o ai punti di sbocco. Troviamo cioè una condizione del tutto paragonabile a quella dei terreni porosi: zona vadosa, livello piezometrico, zona freatica. Quest'ultima, imbevuta dal « *Grundwasser* » (acqua di fondo), è soggetta a notevoli variazioni di livello, in relazione con le precipitazioni e col grado di fratturazione della roccia.

GRUND giunge a stabilire la seguente relazione quantitativa:  $x = \frac{a}{b}$  in cui  $x$  = densità della fratturazione (superficie delle fratture per metro quadrato),  $a$  = precipitazione (in metri),  $b$  = aumento di livello dell'acqua di fondo.

L'intersezione dell'acqua di fondo con la superficie del suolo determina un drenaggio verso l'esterno e quindi, in seno all'acqua di fondo stessa si formano correnti che possono avere azione speleogenetica.

Queste vedute del GRUND sono riprese da diversi Autori quali PENCK (1903), STOISER (1904), KNEBEL (1906), DANES (1906), RICHTER (1907), DWERRYHOUSE (1907), LOZINSKI (1907), SBRISAJ (1908), KREBS (1908, 1910), SIMPSON (1935), GARDNER (1935), MALOTT (1937), BOEGAN (1906, 1938), RHOADES-SINACORI (1941), SWEETING (1950), WARWICK (1953).

CVIJIC (1918) distingue in un massiccio calcareo tre zone:

- a) una zona secca superiore, percorsa da acqua solo in occasione delle piogge,
- b) una zona semiumida, compresa entro i limiti delle oscillazioni dell'acqua di fondo e quindi temporaneamente inondata,
- c) una zona umida costantemente imbevuta.

SWINNERTON (1932) sviluppa i concetti di CVIJIC, specialmente a proposito della zona semiumida (« zona di fluttuazione » dell'A.). Così DAVIS (1930, 1931), che ammette anche movimenti di drenaggio profondi, sotto al livello piezometrico. Più recentemente, CAVAILLE (1950) conferma lo schema di CVIJIC, per il bacino carsico della Lere (Aveyron).

Contro questa concezione si è levato, con veemente polemica, MARTEL (1921). Egli, riprendendo le idee di ARAGO (1835) sostiene che *non esistono falde freatiche nei calcari*. La circolazione ipogea è condizionata



soltanto dalle maggiori fenditure e si presenta pertanto come un reticolo, formato da canali nettamente individuati, lungo i quali l'acqua scorre, spesso a pelo libero. Condotte forzate sottoposte a pressione idrostatica sono possibili a tutti i livelli, dove possono esistere anche canali sifonanti. In base a questa concezione esistono nei calcari veri corsi d'acqua con alvei propri, che conservano la propria identità fino alla foce, senza mai confondersi. Il livello dell'acqua, sia esso a pelo libero, sia a pressione idrostatica, o sifonante, dipende esclusivamente da condizioni nettamente locali, senza relazione col livello di base, e pertanto *non esiste un livello piezometrico generale*. MARTEL ammette tuttavia le tre zone di CVIJIC, negando però alla terza di esse il carattere di freaticità. A questo conclusione Egli giunge in seguito a numerose osservazioni eseguite nelle più diverse parti d'Europa.

Le idee di MARTEL sono sostenute da numerosi Autori, quali KATZER (1909), PUTICK (1907), PERCO (1909), ABSOLON (1910-1914, 1936), BOCK (1913),

LEHMANN (1932) ammette pure una circolazione canalizzata, e distingue due zone: una superiore, dove le acque scorrono a pelo libero, « zona a tipo fluviale », ed una inferiore, « zona a pressione idrostatica ».

BOURGIN (1945), esaminando criticamente le due teorie giunge alle seguenti conclusioni (riprese anche da TROMBE, 1952), che in complesso appoggiano la tesi di MARTEL:

- 1) L'idrografia carsica dipende dalla fessurazione tettonica,
- 2) I bacini idrografici sono determinati dalle condizioni stratigrafiche e non topografiche: i condotti sono tracciati dalle fenditure più importanti e dalla stratificazione, i punti di risorgenza sono dati da affioramenti di strati impermeabili o da accidenti tettonici,
- 3) Le fessure capillari non hanno nessuna influenza sull'idrografia carsica. Non si può quindi stabilire un livello piezometrico,
- 4) Può esistere, nel sistema di condotti sotterranei, una zona di drenaggio a pressione, nel senso di LEHMANN, il cui limite superiore è variabile. Ma in generale le condizioni di carico sono locali e temporanee,
- 5) L'infossamento delle acque diminuisce gradatamente il drenaggio sotto pressione, a profitto di quello a pelo libero,
- 6) Le riserve idriche nei terreni calcarei sono nulle, e il regime dei fiumi sotterranei è violentemente torrentizio,
- 7) Il ciclo carsico si chiude allorchè tutto il drenaggio ridiventa libero e poi aereo.

LLOPIS LLADO (1952), giunge invece a conclusioni opposte, pur ammettendo che « ogni cavità sotterranea è stata, in un'epoca più o meno lontana, un fiume sotterraneo o una forma derivata da esso ». Egli considera il caso particolare di un carso pianeggiante a stratificazione suborizzontale, litologicamente omogenea (« *Karst de mesa* »). In una tale massa rocciosa si possono distinguere diaclasi beanti e diaclasi cieche. Se tutte le diaclasi sono beanti, sostiene l'A., « non c'è dubbio che potremo stabilire, secondo

FOURMARIER (1936), un livello piezometrico teorico che unirà la superficie del riempimento acquifero di ciascuna diaclasi ». Essendo invece beante solo parte delle diaclasi il sistema ipogeo sarà più complicato, senza tuttavia infirmare il concetto di livello piezometrico. Ci troviamo cioè di fronte ad un livello piezometrico discontinuo, e pertanto l'acqua di imbibizione sottostante ad esso non potrebbe definirsi freatica in senso stretto, mancando quella continuità che è implicita nel concetto di « falda ».

Da tutte le suddette opinioni emergono alcuni fatti che cercheremo ora di esaminare criticamente.

1) I corsi d'acqua ipogei incanalati, nel senso di MARTEL, esistono sicuramente, e se ne conoscono decine di esempi. Tuttavia non possiamo concordare con la generalizzazione di MARTEL e della sua scuola, secondo cui questi fiumi rappresenterebbero l'unica forma di circolazione ipogea. MARTEL esclude l'esistenza dell'« acqua di fondo » in quanto nelle sue esplorazioni non l'ha mai incontrata. Ma è evidente che le esplorazioni speleologiche di tipo classico non possono spingersi nella zona freatica, i cui vani sono costantemente inondati.

2) MARTEL accetta la « zona umida » di CVIJIC, e si limita a negare che essa rappresenti una falda freatica. Se intendiamo la falda in senso stretto, così come il termine è inteso per i terreni porosi, non possiamo che concordare con Lui. Ma se si accetta la definizione classica (come la accetta lo stesso MARTEL, di « massa d'acqua continua che riempie tutti gli interstizi delle rocce... (1) che la contengono, limitata superiormente da una superficie idrostatica », per negarne l'esistenza bisognerebbe essere in grado di escludere, *in tutti i casi*, una continuità del sistema litoclasico, cioè la possibilità di anastomosi fra i vari plessi di diaclasi. Ciò è palesemente assurdo, e lo stesso MARTEL si guarda bene dal sostenerlo. Ma se ammettiamo sia pur soltanto la possibilità di una continuità del sistema litoclasico e di conseguenza dell'imbibizione idrica, la controversia sull'esistenza o meno di una acqua freatica perde ogni valore sostanziale e si riduce ad una pura questione terminologica: possiamo o no usare i termini « acqua freatica » o « Grundwasser » per indicare queste acque carsiche profonde?

3) La « zona a pressione idrostatica » di LEHMANN è una realtà direttamente constatata ed ammessa da diversi Autori, anche di scuole opposte (BOURGIN e LLOPIS LLADO) (2). Essa corrisponde al « Grundwasser » di GRUND e alla « zona umida » di CVIJIC. Essa è delimitata superiormente da una superficie che non fa che unire il pelo di tutte le acque che imbevono i vani. Ma questo non è altro che un livello piezometrico, per cui non si può non concordare con le idee di LLOPIS LLADO. Che questo livello non sia continuo è un fatto, ma che esso possa teoricamente essere tracciato è incontestabile. Si può concedere a MARTEL che esso non sia un piano orizzontale e quindi un « livello » in senso stretto, bensì piuttosto una superficie variabile nel tempo e nello spazio. Ma ancora una volta la questione degenera qui ad un significato puramente formale.

4) Nell'ambito della zona vadosa noi troviamo sia una percolazione diffusa secondo la verticale, sia, in altri casi, dei veri fiumi incanalati. Lo stesso avviene nella zona freatica, dove le recenti esplorazioni per mezzo di apparecchi autorespiratori hanno dimostrato l'esistenza di vere gallerie sommerse. Non si può pertanto negare la realtà di ambedue le forme di circolazione idrica sotterranea: la percolazione litoclasica e la canalizzazione a tipo fluviale.

5) I corsi d'acqua ipogei, quando giungono in vicinanza del livello di base si mescolano di solito a cospicue masse d'acqua di tipo freatico, come è dimostrato con grande evidenza dal Timavo. Tuttavia questa mescolanza non è tale da far perdere a questi corsi, la loro individualità, ed essi conservano di regola una certa continuità, come è dimostrato da esperimenti di colorazione. Soltanto quando i corsi d'acqua sotterranei sono situati ad una certa altezza sul livello di base, sono cioè *sospesi*, la continuità fra inghiottitoio e risorgiva è assoluta.

6) Quasi tutti i sistemi di cavità carsiche conosciute sono bloccati verso il basso per effetto di fenomeni clastici o litogenici, oppure si chiudono su acque sotterranee stagnanti o sinfonanti. Esistono tuttavia alcuni rari casi in cui il sistema è interamente percorribile e presenta soltanto circolazione a pelo libero, dall'inghiottitoio alla risorgiva.

7) Un fatto di importanza fondamentale viene troppo spesso dimenticato: la circolazione ipogea non è una condizione stabile nel tempo, essa segue le sorti del normale ciclo evolutivo epigeo, non solo, ma *si evolve anche indipendentemente da esso, per proprio conto, secondo modalità sue proprie, legate all'azione erosiva e soprattutto corrosiva delle acque sotterranee stesse*. Pertanto alcuni concetti apparentemente antitetici di diversi Autori *non sono che espressioni di diversi fasi evolutive di un medesimo fenomeno*.

Tentiamo ora di tirare le somme di quanto è stato detto, con un tentativo di sintesi dell'evoluzione della circolazione idrica nei calcari, non senza avvertire fin d'ora che questa sintesi non può tener conto di tutti gli innumerevoli casi particolari, e quindi non pretende di essere nè completa nè esauriente.

#### 1) *Evoluzione normale di un olocarso ad idrografia autoctona.*

Consideriamo anzitutto il caso più semplice, e in pari tempo più completo, quando cioè le condizioni geo-morfologiche consentono all'evoluzione carsica una completa estrinsecazione. Troviamo questa situazione in una zona di altipiano spianato, con stratificazione suborizzontale e diaclizzazione verticale, in una massa di calcari molto puri, di grande potenza senza livelli impermeabili almeno fino a una certa forte profondità, tale comunque da non influire sulle circolazione idrica. Per questo tipo di carsismo possiamo adottare il felice termine di *olocarso* (CVIJC) (« karst de mesa », LLOPIS LLADO). Ammettiamo inoltre che l'intero apporto idrico sia autoctono, si tratti cioè delle sole acque meteoriche, senza corsi d'acqua

nè superficiali, nè sotterranei, che provengano da altre zone finitime non carsiche, o comunque non olocarsiche.

Già abbiamo detto che, affinché si possa avere un drenaggio ipogeo è necessario che esista un certo dislivello fra la superficie e il livello di base, cioè in questo caso il livello del mare, oppure un Thalweg epigeo più o meno profondamente inciso nella massa rocciosa.

In queste condizioni la superficie del massiccio manifesterà la sua attività assorbente, che sarà inizialmente diffusa ed uniforme. Il sistema diaclasico, come pure quello leptoclasico (quest'ultimo più lentamente a causa dei fenomeni di capillarità) andranno gradatamente imbevendosi di acque le quali, soggette alla gravità, tenderanno, come nei terreni porosi, a drenarsi verticalmente. Essendo però costrette a seguire vie precostituite, si avrà ben presto una specie di scelta, in quanto le diaclasi maggiori ed i plessi più importanti attireranno maggiori quantità d'acqua, a scapito delle fenditure minori e del sistema leptoclasico. Questa scelta avrà ripercussioni anche in superficie, determinando alcuni punti più spiccatamente idrovori, facilitata in ciò anche dal rilievo stesso che, pur essendo peneplanizzato, non può tuttavia mancare di depressioni capaci di determinare una sia pur limitata raccolta superficiale di acque.

Nelle litoclasti l'acqua scende lentamente, goccia a goccia, con graduale infiltrazione. Possiamo estendere a questo movimento il termine *percolazione* proprio dei terreni porosi. Il carattere discontinuo dell'apporto idrico, dovuto alle precipitazioni, darà al regime di questa infiltrazione un carattere ciclico, con alternanza di percolazione con periodi asciutti. La riserva d'acqua delle leptoclasti farà sì però che le diaclasi non rimangano mai perfettamente secche, ed agirà in un senso regolatore del regime.

In basso troveremo l'influenza determinante del livello di base. Il sistema litoclasico non può essere che completamente imbevuto, tanto se le fratture sono anastomosate quanto se la fratturazione ha carattere discontinuo. La discontinuità delle litoclasti è però molto discutibile: incroci di diaclasi, interstrati, le leptoclasti stesse, non possono che stabilire delle anastomosi che daranno al complesso dell'apparato il carattere di un sistema a vasi comunicanti. L'acqua di imbibizione tenderà quindi ad equilibrarsi su un medesimo livello, cioè si avrà una evidente superficie piezometrica, con la sottostante zona freatica. È questa esattamente la concezione del GRUND.

Poichè il livello di base interseca la superficie del terreno, il livello piezometrico dovrà, lungo questa linea di intersezione, coincidere col livello di base, ma nell'interno del massiccio esso potrà elevarsi al di sopra di esso, secondo un profilo che dovrebbe teoricamente avvicinarsi alla linea di equilibrio idrostatico (BOEGAN, 1938).

In ogni singolo punto, il livello piezometrico è però strettamente dipendente dalle condizioni di apporto idrico e dalla possibilità di drenaggio. Esso si farà pertanto più convesso là dove la fratturazione beante sovrastante è più intensa e presenterà viceversa depressioni nelle zone



meno fratturate. Inoltre la superficie potrà essere variabile nel tempo, in relazione con le condizioni di piovosità, con incrementi e cadute di quota paragonabili a vere piene e magre, e raggiungenti talora dislivelli di parecchie decine di metri.

Ecco quindi realizzate le condizioni descritte dal *CVIJIC*, con le tre zone classiche. Il dislivello della superficie piezometrica determinerà pressioni idrostatiche e di conseguenza correnti di drenaggio sulla superficie stessa, in direzione della linea di emergenza. Anche queste correnti non possono che seguire la fratturazione predisposta, e contribuiscono a rendere irregolare il livello piezometrico stesso. Come per l'assorbimento, localizzato in punti idrovori, anche la risorgenza si troverà concentrata in alcuni punti di emergenza predeterminati tettonicamente.

Le condizioni ora descritte rappresentano la fase giovanile del ciclo, e non possono protrarsi a lungo. Fin dall'inizio del ciclo subentra infatti la corrosione, che va acquistando sempre maggiore importanza e influisce in modo determinante sulla circolazione.

Lungo le litoclasti percorse dalle acque, la roccia viene chimicamente attaccata, trattandosi di acque meteoriche e pertanto carbonicate. Si avrà quindi decalcificazione nel sistema leptoclastico e vera corrosione nelle diaclasi. Questa azione, tendente a incrementare la complessiva porosità secondaria della roccia, non è uniforme. Le diaclasi maggiori, più ricche d'acqua e con più rapido ricambio, vengono attaccate con maggiore velocità e si ampliano quindi più attivamente, tendendo quindi a trasformarsi in veri canali sotterranei. D'altra parte l'azione chimica dell'acqua può anche portare all'effetto opposto, cioè a obliterare alcune fenditure, o renderle meno beanti: ciò può avvenire per riempimento di calcite concrezionata o per il deposito di materiali argillosi, residui di decalcificazione. Fra i due casi estremi si può avere tutta una gamma di casi intermedi (ampliamenti limitati e semi-obliterazioni) che contribuiscono a complicare la percolazione. La tendenza generale è di allargare le fenditure già inizialmente più ampie e di obliterare le altre. Anche questa azione segue quindi direttrici tettonicamente predeterminate, ma poichè qui non interviene la gravità bensì soltanto le condizioni fisico-chimiche dell'ambiente (temperatura, circolazioni di aria, tenore di CO<sub>2</sub> ecc.), la vascolarizzazione della roccia perde la primitiva regolarità e si stabiliscono reti di canali complesse con orientamenti e inclinazioni variabili, talora in contropendenza o con canali sifonanti. In questo reticolo le acque, che inizialmente lo imbevevano interamente, possono venire a scorrere a pelo libero, facendo intervenire fatti erosivi, e permettendo una circolazione d'aria che non fa che complicare ancor più la situazione, con il suo influsso sugli equilibri fisico chimici.

Una uguale evoluzione si svolge anche in seno alla zona freatica, però mentre nella zona vadosa la canalizzazione prevalente mantiene il suo carattere di verticalità, qui la rete di canali tende in direzione delle risorgive, con un decorso suborizzontale. Il livello piezometrico conserva

la sua validità, e quindi sotto di esso non si avrà circolazione a pelo libero bensì soltanto canali completamente imbevuti.

È facile riconoscere che ci troviamo ora di fronte alle condizioni descritte da LEHMANN.

L'aumentata vascolarizzazione della zona freatica, favorendo il drenaggio determinerà un abbassamento del livello piezometrico, che tenderà ad avvicinarsi al livello di base, aumentando lo spessore della zona vadosa (BOURGIN), e abbandonando alla circolazione a tipo fluviale alcuni canali suborizzontali che potranno dar luogo a veri fiumi ipogei sospesi.

Poichè l'apporto meteorico non è aumentato, la più vistosa vascolarizzazione è percorsa dalla stessa quantità totale d'acqua che percolava inizialmente nella rete litoclastica della prima fase. Accanto ai fiumi ipogei dovremo pertanto trovare vani secchi, abbandonati dalla circolazione idrica, inizialmente solo nelle parti superiori della zona vadosa, e più tardi sempre più profondamente. Questi vani abbandonati dall'acqua andranno incontro a una graduale degradazione clastica, fino all'obliterazione litogenica: si avrà cioè la *fossilizzazione* di diversi tratti dell'apparato carsico.

Col proseguire di questa azione, la rete idrografica sotterranea tende a definirsi sempre meglio. I fiumi ipogei incidono vere valli sotterranee, rettificando il loro corso analogamente a quando avviene nella normale erosione subaerea. Essi fungono da collettori, richiamando sempre maggiori quantità d'acqua a scapito di altri canali, che sono destinati ad andare incontro alla fossilizzazione. La iniziale continuità della vascolarizzazione ipogea si rompe, cedendo il posto a reticoli idrografici ipogei, separati da vere linee di spartiacque. Questo avviene infine nella stessa zona freatica, e ciò porta alla rottura del livello piezometrico e quindi in definitiva alla scomparsa della condizione di freaticità. Sono queste le condizioni generalizzate da MARTEL. Esse rappresentano cioè una fase di senilità dell'evoluzione idrografica sotterranea.

Se queste condizioni si prolungano nel tempo, la escavazione del massiccio roccioso si accentua sempre più, subentrano fatti clastici che finiscono per interessare la stessa superficie. Alcuni fiumi ipogei ridiventano subaerei in seguito al crollo di volte, l'altipiano calcareo stesso finisce col l'essere interamente demolito. Il ciclo carsico è finito. Queste condizioni finali non si verificano però quasi mai, in quanto molto prima si fanno sentire fatti evolutivi diversi, legati al divenire geologico della crosta terrestre.

In conclusione, l'evoluzione della circolazione in un olocarso a idrografia autoctona, si svolge attraverso le seguenti fasi:

- I) Fase giovanile, o di percolazione, che possiamo chiamare « *fase GRUND-CVIJIC* »
- II) Fase di maturità, o di canalizzazione, o « *fase LEHMANN* »
- III) Fase di senilità o fluviale, o « *fase MARTEL* »
- IV) Fase finale, o di obliterazione.

2) *Evoluzione influenzata dalla tettonica.*

È evidente che quando le condizioni tettoniche non presentano la semplicità del caso precedentemente descritto, anche la circolazione ipogea ne viene sensibilmente influenzata. Fra i numerosi casi possibili ne esamineremo alcuni.

a) *Stratificazione inclinata.* I giunti di stratificazione, il cui ruolo carsogeno nel caso di stratificazione orizzontale è quasi nullo, acquistano qui maggior importanza, a scapito della diaclasizzazione. In linea di massima possiamo dire che *il ruolo delle diaclasi è inversamente proporzionale all'inclinazione degli strati* (LLOPIS LLADO).

La percolazione avrà pertanto, fin dalla prima fase, maggiore difficoltà a seguire la linea verticale. Le acque raggiungeranno il livello piezometrico con maggiore lentezza e meno direttamente, e di conseguenza, a carico della zona vadosa i fenomeni di corrosione avranno un ruolo maggiore e più rapido. Si avrà quindi un sensibile accorciamento della « fase GRUND-CIJIC », e la « fase LEHMANN » si stabilirà più sollecitamente. Il drenaggio variamente inclinato favorirà lo stabilirsi di corsi d'acqua sospesi (specialmente con stratificazione a *franapoggio*) e di risorgive più alte del livello di base. Una disposizione a *reggipoggio* favorirà lo stabilirsi di canali sifonanti e di circolazioni sotto carico anche nella zona vadosa. Se la stratificazione a *franapoggio* è molto inclinata, la circolazione in interstrato in prossimità della risorgiva potrà essere accelerata fino al punto da stabilirsi corsi a pelo libero quando le parti superiori della massa rocciosa sono ancora sotto carico. Si avrà cioè una situazione aberrante, già segnalato da LLOPIS LLADO (1954), in cui le due zone di LEHMANN si presentano invertite.

b) *Struttura a pieghe, di stile giurassico.* — La maggiore fratturazione delle zone di cerniera determina fin dal principio una discontinuità nella percolazione, la quale, favorita dalla circolazione d'interstrato lungo i fianchi delle pieghe, determinerà forti variazioni di livello, sulla superficie piezometrica. Anche in questo caso la « fase LEHMANN » viene sollecitata. La canalizzazione seguirà il sistema diaclasico nelle zone di cerniera, mentre preferirà gli interstrati lungo i fianchi delle pieghe. Nella cerniera delle anticlinali si avrà una canalizzazione « tipo fluviale » nelle parti alte, orientata secondo l'asse delle pieghe. Lungo i fianchi troveremo canalizzazione « tipo fluviale » mista a percolazione, orientata secondo l'immersione degli strati. Nella cerniera delle sinclinali infine avremo circolazione a « pressione idrostatica » secondo l'asse. Le oscillazioni del livello piezometrico potranno dare origine, nel nucleo delle sinclinali a temporanee risorgive di troppo pieno.

c) *Struttura embricata, struttura a zolle di stile germanico ecc.* La circolazione diventa più complessa per l'influsso importante delle faglie e delle pieghe-faglie, e soprattutto delle zone di milonizzazione. Si potranno

no avere sistemi idrografici sotterranei indipendenti, con spartiacque ipogei, già nella « fase LEHMANN ».

In queste strutture più complesse tuttavia l'influsso strettamente tettonico è sempre complicato dall'influenza del rilievo precarsico, per cui si potranno avere numerosi casi particolari che sfuggono a qualsiasi ordinamento sistematico. Inoltre, specialmente nelle strutture embricate (ma anche nelle strutture isoclinali) molte volte si hanno interstratificazioni semipermeabili o impermeabili, per cui non si può più parlare di *olocarso*.

3) *Influenza del rilievo precarsico.*

Il modellamento superficiale precarsico influenza la circolazione ipogea soprattutto in quanto può permettere dei deflussi idrici subaerei localizzati, in genere temporanei, e delle limitate raccolte d'acqua in superficie. Si potranno quindi avere punti idrovori predeterminati che tenderanno, fin dalle fasi giovanili ad orientare il drenaggio ipogeo. Anche questo fatto contribuisce ad accelerare lo stabilirsi della « fase LEHMANN », la quale, come ormai appare evidente, è la più importante e la più diffusa nei paesi carsici.

In regioni incise a pendio molto forte, il rilievo può giungere fino ad impedire un sensibile drenaggio ipogeo. Si potrà quindi avere, in questi casi, una normale evoluzione superficiale, di regola molto rapida. Essa può determinare l'arretramento del versante a pertanto la cattura di eventuali circolazioni sotterranee che vengono restituite all'ambiente subaereo, con conseguente morte del carsismo.

Antiche valli fluviali disseccate, con l'intensa diaclasizzazione sottostante, possono contribuire ad orientare le acque sotterranee, favorendo una « fase MARTEL », come nel caso del Timavo (BOEGAN, 1938; MARUSI 1941; MAUCCI, 1953, 1954).

4) *Olocarso ad idrografia alloctona.*

Quando una regione carsificabile è contigua ad un'area di roccia impermeabile e quindi non carsica, vi può essere un apporto idrico superficiale da parte di veri corsi d'acqua epigei.

Quando uno di questi corsi d'acqua abbandona il letto impermeabile, per inoltrarsi sui calcari, esso viene a trovarsi in condizioni « sospese » rispetto al livello di base carsico. La sua evoluzione sarà parzialmente epigea, secondo il normale ciclo erosivo, parzialmente sotterranea, e questa seconda parte assumerà un'importanza sempre maggiore.

Il fiume comincerà anzitutto ad incidere nei calcari un solco a V, che potrà spesso assumere carattere di cañon. La sua condizione « sospesa » su un letto permeabile provocherà una ampia infiltrazione nelle diaclasi, cioè perdite, con conseguente caduta di portata.

Nella zona sottostante al letto di avrà quindi una intensa percolazione (talora con una strettamente localizzata anticipazione della « fase LEHMANN ») e più in basso un innalzamento del livello piezometrico dovuto

al maggiore apporto idrico. Questa caduta di portata lungo il Thalweg determina contropendenza e soglie, e quindi le perdite aumentano sempre più, fino alla cattura completa del corso d'acqua.

Questa cattura può avvenire in modo graduale, per infiltrazione in successivi punti idrovori allineati lungo il Thalweg, oppure si può avere la cattura subitanea e completa dell'intero fiume (*inghiottitoio*).

Nel primo caso il fiume perde la sua identità, alimenta la circolazione « tipo CVIJIC », o « tipo LEHMANN », mescolandosi alle acque percolanti meteoriche e finisce col defluire interamente nell'acqua freatica. Il comportamento di queste acque non differisce quindi sostanzialmente dalla normale circolazione di olocarso, eccetto che per la quantità. Può tuttavia avvenire che in seguito a fatti corrosivi un punto idrovoro si evolva ad inghiottitoio.

Nel secondo caso il fiume conserva la sua individualità anche nel sottosuolo. Abbiamo cioè una circolazione « tipo MARTEL ».

Il fiume ipogeo scorre anch'esso sospeso, e a sua volta subisce perdite che vanno ad alimentare lo sottostante zona freatica. Si può ripetere il caso precedente, cioè le perdite possono assumere un ruolo preponderante fino a dissolvere il fiume stesso e disperderlo nella percolazione generale. Oppure con successive catture verso livelli sempre più bassi, il fiume può conservare la sua individualità fino al livello piezometrico o fino alla risorgiva (circolazione « tipo MARTEL » tipica).

Il fiume sotterraneo ha inoltre anche una funzione di collettore. Esso viene alimentato dalla percolazione meteorica soprastante e le acque possono venir trattenute creando una zona (labile nel tempo e variabile nello spazio) in cui i vani si mantengono imbevuti. Il fiume condiziona cioè un livello di base secondario, con una modesta zona pseudofreatica, anch'essa sospesa.

Un fenomeno che si verifica spesso è poi l'arretramento dell'inghiottitoio, con conseguente fossilizzazione di vasti tratti del sistema ipogeo.

##### 5) Circolazione ipogea di un merocarso.

L'olocarso, di cui abbiamo descritto i caratteri, implica una continuità stratigrafica in profondità, con uniforme spessore di tipi litologici carsificabili.

CVIJIC usa invece il termine *merocarso* nel caso di terreni calcarei limitati in basso da interstratificazioni semipermeabili o impermeabili. In questo caso la carsificazione è interrotta ad una certa profondità, e il livello di base carsico non coincide col livello di base generale della regione.

Se lo spessore carsificabile posto sopra al terreno impermeabile è rilevante, le condizioni idrografiche non differiscono sensibilmente da quelle di un olocarso, eccetto che per l'influsso che la superficie del basamento non carsico esercita sulla zona freatica e sul livello piezometrico. L'esistenza di un'acqua freatica è indiscutibile ma solo allorchè la pendenza del substrato impermeabile non è eccessiva. Nelle despres-

sioni sinclinali si potrà avere anche acqua freatica stagnante, e perfino acque fossili, mentre sulle convessità, le correnti di drenaggio potranno raggiungere notevole estensione e velocità. L'emergenza è rappresentata dall'intersezione del piano impermeabile con la superficie del terreno, e a partire da questo punto l'idrografia ridiventa superficiale, con la conseguente erosione normale e spesso l'arretramento del versante.

Nella zona freatica (per la quale esiste qui limite *inferiore* nettamente stabilito) l'evoluzione idrografica può molto spesso essere sensibilmente accelerata. In particolare, le condizioni tettoniche favoriscono lo stabilirsi precoce di canalizzazioni distinte e si può giungere ad una « fase MARTEL » profonda, quando la zona vadosa si trova ancora in « fase GRUND ». Questa situazione può essere favorita da una giacitura molto inclinata degli strati, che accelera il drenaggio profondo. In tali condizioni si può constatare la scomparsa di un vero livello piezometrico e il frammentarsi della zona freatica. Oppure (e questo caso è tutt'altro che raro) il drenaggio canalizzato « tipo MARTEL » è sufficiente per un totale smaltimento in periodi di magra, ma si disperde in un'acqua freatica durante le piene, con un sensibile innalzamento del livello piezometrico e l'eventuale entrata in carico di canali semifossili più elevati, con funzione di « troppo pieno ».

Talora il substrato impermeabile è più fortemente erodibile che non i calcari soprastanti. In questo caso i fiumi ipogei basali possono incidere delle vere valli sotterranee a versanti impermeabili, con conseguente drenaggio a pelo libero. Poiché questa condizione può stabilirsi mentre nella zona vadosa la canalizzazione è ancora giovanile, cioè sotto carico idrostatico, viene anche qui a verificarsi l'inversione delle zone di LEHMANN.

*Merocarso discontinuo.* — Le condizioni tettoniche possono talora portare ad una netta suddivisione dei bacini idrografici ipogei, separandoli con zone impermeabili. È questo il caso di regioni a struttura embricata o isoclinale o a zolle, dove gli accidenti tettonici provocano una discontinuità litologica. Si possono avere rilevanti spartiacque ipogei, canalizzazioni profonde anche in contropendenza, risorgive ascendenti o sifonanti. Acque freatiche discontinue non permettono lo stabilirsi di un livello piezometrico generale.

*Merocarso superficiale.* — Abbiamo un merocarso superficiale quando il dislivello fra la superficie del terreno e lo strato impermeabile sottostante è scarso, in modo che l'evoluzione epigea e quella sotterranea si influenzano fortemente a vicenda. In queste condizioni non si possono distinguere le tre zone di CVIJIC nemmeno durante le fasi giovanili. L'idrografia rimane solo parzialmente ipogea e uno stesso corso d'acqua può alternare tratti subaerei con percorsi sotterranei, senza perdere la sua identità.

Il merocarso superficiale può rappresentare spesso la fase finale di un merocarso normale in avanzata senilità.

*Merocarso con rocce semipermeabili.* — Le impurità (argilla, silice ecc.) che sono non di rado contenute nei calcari, in genere non influenzano

la porosità secondaria e quindi le prime fasi dell'idrografia sotterranea possono svolgersi in modo normale. I fatti corrosivi però lasciano un notevole residuo di materiale insolubile da decalcificazione il quale, specialmente se è di natura argillosa riempie le fenditure alterandone le proprietà idrovore. Il primo ad essere influenzato sarà il sistema leptoclasico, che perderà presto del tutto il suo potere di imbibizione. Seguiranno le diaclasi minori e gli interstrati. Viene pertanto a perdersi presto la continuità della rete di percolazione e quindi la « fase GRUND-CVIJIC » non riesce a stabilirsi, o conserva comunque una durata molto effimera. Già nella « fase LEHMANN » manca una zona freatica e in ogni indipendente sistema diaclasico l'acqua raggiunge un livello dipendente unicamente dalle condizioni litologiche e tettoniche del punto. Niente quindi livello piezometrico, nè teorico, nè reale.

Le diaclasi maggiori, rimaste beanti, perdono la loro funzione di collettore, si evolvono più lentamente, e anch'esse finiscono con l'intarsarsi completamente di materiali impermeabili, obbligando le acque a cercarsi altre strade. La circolazione rimane quindi variabile e capricciosa, ora percolante ora semicanalizzata, spesso in contropendenza, sospesa e perfino ristagnante. Le vie di deflusso abortiscono prima di aver percorso una normale evoluzione e si fossilizzano a livelli diversi. Naturalmente in queste condizioni è ben difficile che si formino fiumi sotterranei nel senso di MARTEL. Si possono invece trovare litoclasti e perfino cavità secche, o anche fossilizzate a tutti i livelli e perfino sotto il livello di base.

Se il calcare è molto impuro l'intera idrografia ipogea di tipo carsico può venire obliterata, arrestando l'evoluzione carsica e fossilizzandone la morfologia (Carso abortito).

Un caso interessante, perché abbastanza frequente, si ha quando un calcare puro presenta interstratificazioni di calcari marnosi o arenacei, capaci di trattenere le acque sotterranee, ma non tanto da condizionare livelli di base carsici sospesi e permanenti. Queste zone semipermeabili fungeranno da *livelli di trattenuta*, la cui influenza sulla circolazione idrica sotterranea e quindi sull'incarsimento potrà essere molto sensibile.

Nello stadio iniziale della « fase GRUND-CVIJIC », l'acqua percolante gravitazionalmente viene arrestata dal livello di trattenuta e in parte vi rimane come acqua di imbibizione, in parte viene drenata secondo i giunti della stratificazione semipermeabile. Si ha quindi un tipo particolare di zona acquifera *sospesa*, che accanto a certi caratteri di freaticità (continuità dell'imbibizione) ne presenta altri che la ricollegano alle zone vadose. Fra questi soprattutto la possibilità di una ulteriore percolazione verso livelli più bassi. Questa condizione, alla quale si aggiunge lo stabilirsi di limitati deflussi sub-orizzontali, assomiglia un po' a quella di un corso « tipo MARTEL », con le perdite subalveali, e la possibilità di cattura verso livelli più bassi.

La funzione di collettore esercitata dal livello di trattenuta determina un vero livello piezometrico e, dove questo interseca la superficie, si

avranno sorgenti carsiche sospese. Esiste tuttavia anche una zona vadosa a percolazione « tipo GRUND », sotto a questo livello, fino al vero livello di base carsico, con la sua zona freatica.

Questa situazione, specialmente nelle fasi iniziali dell'evoluzione, può portare al risultato, apparentemente paradossale, di sorgenti perenni sospese e sovrapposte a sorgenti temporanee basali.

Col progredire dell'evoluzione, il livello di trattenuta, sempre più riccamente vascolarizzato, va perdendo i suoi caratteri parafreatici e permette un sempre maggiore passaggio di acque. Ad un certo punto la percolazione si trova per la maggior parte drenata nella zona vadosa inferiore, e va a raggiungere la zona freatica basale. Lo strato semipermeabile, con la sua capacità di trattenuta (che comunque non scompare del tutto) costituisce una riserva idrica che alimenta la zona percolante sottostante regolarizzandone il regime e innalzandone sensibilmente il livello piezometrico. A questo punto il regime sorgentizio è invertito: le sorgenti basali diventano perenni, mentre le sorgenti sospese entrano in attività soltanto quando le forti precipitazioni rendono insufficiente il drenaggio basale.

Se i livelli di trattenuta sono più di uno, avremo diversi piani di drenaggio sospesi, la cui evoluzione procede, nel modo su descritto, dall'alto in basso.

Nella fase conclusiva, a sorgenti perenni basali, il regime delle sorgenti presenterà una caratteristica modalità, legata al regime pluviometrico. Con precipitazioni mediocri ma insistenti, le sorgenti basali aumenteranno per prime la loro portata, e successivamente entreranno in attività le sorgenti sospese procedendo dal basso in alto. Con precipitazioni brevi ma violente, il primo livello di trattenuta non riuscirà dapprima a smaltire l'accresciuto apporto idrico, e ne drencherà una parte verso le sorgenti sospese, che entreranno in attività. In un secondo tempo il « troppo pieno » defluirà verso il basso, mettendo in funzione le successive sorgenti, dall'alto in basso. Ultime ad accrescere la portata saranno le sorgenti basali (GORTANI).

Queste condizioni sono caratteristiche di una circolazione ipogea a percolazione, e rappresentano perciò un caso anomalo della fase « GRUND-CVIJIC ». Il passaggio alla « fase LEHMANN » avverrà gradualmente, scaglionandosi nello spessore della massa calcarea, da un livello di trattenuta all'altro. Potremo avere canalizzazioni a tipo fluviale, e perfino un principio di « fase MARTEL » sul primo livello, quando i livelli inferiori sono ancora in « fase GRUND ». Quando però la canalizzazione è riuscita a vascolarizzare i piani di trattenuta, attraversandoli, la funzione di riserva idrica di questi va in buona parte perduta, e tutto il drenaggio converge verso il livello di base, dando all'intero sistema caratteri che si avvicinano a quelli di un olocarso in fase matura.

#### 6) Incidenza dell'evoluzione epigea.

L'evoluzione della circolazione ipogea nei casi su esaminati prescindeva da eventuali variazioni nella situazione generale del massiccio carsificato.

Naturalmente in realtà le condizioni verranno complicate dalla reciproca interferenza dei fatti evolutivi sotterranei e superficiali. Potremo avere così diversi casi.

*Spianamento superficiale.* — Durante le fasi protocarsiche, abbiamo visto come il livello piezometrico « tipo GRUND » scende sempre più in profondità fino a innestarsi sul livello di base. La zona vadosa aumenta in questa fase il suo spessore, per stabilizzarsi in un secondo tempo.

Se però subentrano fatti di spianamento sulla superficie carsica, è evidente che lo spessore della zona vadosa andrà nuovamente riducendosi. Si potrà avere una precoce fossilizzazione di gallerie drenanti non più alimentate a sufficienza, e in generale prevarranno fatti di insenilimento. Il processo potrà essere continuato fino a condizioni analoghe a quelle di un *merocarso superficiale*, e fino alla morte del carsismo.

Tuttavia una simile evoluzione rimane in buona parte soltanto teorica, in quanto è molto dubbio che un massiccio calcareo possa andare soggetto a spianamenti di grande entità. È ben noto il carattere conservante della morfogenesi carsica, e comunque il drenaggio ipogeo non lascia posto ad una azione erosiva subaerea.

Secondo il classico schema del GRUND, l'evoluzione di un penepiano carsico avverrebbe per corrosione, attraverso le forme successive di doline, uvala e polja. L'incremento, in numero e grandezza, delle doline porterebbe a forme composte (uvala), a depressioni sempre più vasta e complesse, fino a sostituire ad un rilievo caratterizzato da forme concave, una superficie ad accidentalità convesse, di relitto. Quando il fondo delle depressioni raggiunge il livello piezometrico, o si porta molto vicino ad esso, si avrebbe una morfologia a polja, con laghi temporanei e sistemi idrografici ipogei alternativamente immissari ed emissari.

Non si può negare la realtà di una tale successione di fatti, ma sembra che il GRUND ne abbia esagerata l'importanza evolutiva. Lo spianamento per anastomosi di depressioni chiuse non può essere che molto lento, e difficilmente potrà assumere proporzioni tali di influenzare sensibilmente la circolazione ipogea.

In realtà, nelle diverse superfici carsiche penepianizzate esistenti in tutte le parti del mondo, lo spianamento risulta essere dovuto di regola a fatti precarsici.

L'accentuarsi della morfologia a bacini chiusi può però talora dare origine a dislivelli capaci di permettere modesti deflussi in superficie di acque meteoriche. In caso di forti precipitazioni si possono cioè formare dei sistemi di torrenti autoctoni epigei, evidentemente sospesi. Essi finiscono naturalmente con l'essere catturati nel sottosuolo, ma possono tuttavia portare localmente a condizioni simili a quelle descritte per l'idrografia alloctona (Carso di Occisla, RIECKOFF, 1933).

*Variazioni del livello di base: fasi regressive.*

Quando il livello di base epigeo si abbassa, anche il livello di base carsico tende a seguirlo, a meno che non ne sia impedito da uno strato

impermeabile. Ciò determinerà naturalmente una sensibile influenza sulla circolazione sotterranea e su tutto il complesso dei fenomeni di incarsimento.

Il livello di base di un sistema carsico è di regola legato al livello di base epigeo, e quest'ultimo può essere rappresentato da un fiume subaereo che ha inciso il massiccio calcareo, oppure dal livello del mare.

Nel primo caso il fiume condiziona soltanto un livello di base locale, essendo a sua volta dipendente dal livello di base generale. Il fiume stesso quindi tende ad evolvere il suo Thalweg, e precisamente.

a) Se il fiume è vicino al livello di base generale, il Thalweg verrà gradatamente colmato per alluvionamento e ampliato per divagazione.

b) Se il fiume è sensibilmente sospeso, il Thalweg verrà approfondito per incisione, e rettificato.

Naturalmente l'incisione del Thalweg provoca l'abbassamento del livello di base locale e quindi di quello carsico.

Un fenomeno analogo si avrà per variazioni del livello marino, siano esse dovute ad una subsidenza positiva, siano invece legati ad una regressione eustatica del mare.

In tutti i casi la regressione è accompagnata da un *generale ringiovanimento delle morfologie*. In superficie si ha un accentuarsi delle forme erosive, i profili dei versanti e delle depressioni tendono a farsi più aspri, i penepiani tendono a rompersi. Si hanno spesso denudamente cospicui e approfondimenti dei Karren.

Per quanto riguarda la circolazione sotterranea, il comportamento sarà alquanto diverso, a secondo del tipo di drenaggio colpito dalla regressione.

Se abbiamo una « fase GRUND-CVIJIC », cioè una situazione già di per sé giovanile, l'influenza della regressione sarà relativamente scarsa. Il livello piezometrico seguirà il livello di base nella sua discesa, aumentando lo spessore della zona vadosa. I fatti corrosivi sotterranei, distribuiti in una massa maggiore di roccia perderanno alquanto la loro efficacia morfogenetica e di conseguenza l'evoluzione ipogea ne viene rallentata, con una più lunga permanenza della fase giovanile.

Qualora invece si abbia già una canalizzazione sotterranea, cioè una « fase LEHMANN », i reticoli idrografici verranno considerevolmente influenzati. I condotti « tipo fluviale », comportandosi come fiumi epigei, incideranno vere valli fluviali, aumenteranno le perdite e quindi le possibilità di cattura verso livelli più bassi. Tutti i drenaggi suborizzontali tenderanno ad evolversi in senso verticale, sia con incisione di cañons sotterranei, sia precipitando in cascate, sia dissolvendosi in percolazioni diaclasiche. Anche i condotti a pressione idrostatica, rimasti sospesi, evolveranno in canali a pelo libero. Molti corsi d'acqua sotterranei già canalizzati a tipo fluviale, perderanno le loro acque drenate verso livelli inferiori e andranno incontro a fossilizzazione. Altri invece, già abortiti o semifossili potranno rientrare in attività. Non si ha quindi soltanto ringiovanimento

ipogeo, bensì un complesso intrecciarsi di modificazioni che non escludono fatti locali di insenilimento, specialmente a carico dei livelli medi, quali i reticoli di « troppo pieno ».

Nella « fase MARTEL », una fase regressiva incide ancor più sensibilmente. La canalizzazione tipo MARTEL, è infatti una circolazione di equilibrio, in cui coesistono corsi d'acqua basali, reticoli sospesi collettori e canali di « troppo pieno ». Uno spostamento dell'equilibrio non può che rompere l'unitarietà dei sistemi, sconvolgendo i bacini idrografici. La circolazione basale, diventa improvvisamente sospesa, ed è richiamata verso livelli più bassi. Una nuova zona vadosa si forma al di sotto del vecchio livello di base, e può quindi rinascere una zona freatica più bassa, col suo nuovo livello piezometrico. La « fase MARTEL » si innesta quindi in una rinata « fase GRUND ». I canali collettori rompono la loro continuità, diventando alimentatori e spesso, specialmente in zone sifonanti o in contropendenza, il verso della circolazione viene capovolto.

In certi casi le zone riccamente vascolarizzate in senso suborizzontale della vecchia zona freatica funzionano, nelle nuove condizioni, da livelli di trattenuta, imprimendo alla circolazione alcuni tratti merocarsici, e permettendo il permanere di sorgenti sospese. Altre volte le vecchie sorgenti basali diventano sorgenti intermittenti di « troppo pieno ».

*Variazioni del livello di base: fasi trasgressive.* — Una subsidenza negativa oppure una trasgressione eustatica del mare, determina invece un innalzamento del livello di base. In questo caso il drenaggio basale viene frenato, il livello piezometrico si alza a sua volta e l'acqua freatica invade dal basso in alto una parte della zona vadosa.

Anche in questo caso la « fase GRUND » non viene profondamente influenzata. Il diminuito dislivello fra la superficie del terreno e il livello piezometrico attenua l'assorbimento idrico da parte della roccia, ridistribuisce i punti idrovori e se questi ultimi sono già differenziati, ne altera la distribuzione, ritornando all'assorbimento generalizzato. L'evoluzione epigea è frenata o arrestata, all'erosione si sostituisce l'alluvionamento, la terra rossa prevale sul Karren.

In profondità, la zona sorgentizia si eleva di quota, e le parti più profonde della zona freatica possono essere invase del mare, le cui acque si mescolano a quelle vadose.

Se esiste già la canalizzazione, l'alzarsi del livello piezometrico provoca invasione di reticoli semifossili, corsi « tipo fluviale » assumono un comportamento a pressione. I canali esistenti sotto al nuovo livello di base non possono venir obliterati e conservano un intenso drenaggio profondo che alimenta sorgenti ascendenti o sottomarine o suballuvionali. Le sorgenti Vauclusiane, sorgenti ascendenti perenni, sono una tipica manifestazione trasgressiva (ma possono anche avere origini diverse, per esempio, tettoniche). Così pure si può verificare una inversione di funzione degli apparati carsici: inghiottitoi possono diventare risorgive (Cueva de Mundo, Huesca, LLOPIS LLADO, 1952).

*Carso policiclico.* — Quando un massiccio calcareo è stato sottoposto a ripetute alternanze di fasi trasgressive e regressive, si determinano morfologie e idrografie complesse, risultanti dalla reciproca interferenza di fatti morfogenetici epigei ed ipogei.

Secondo LLOPIS LLADO (1952) questo tipo di carsismo rappresenta probabilmente il 50 per cento degli apparati carsici.

Naturalmente le sovrapposizioni morfologiche legate ai successivi cicli evolutivi possono essere estremamente varie e complicate, e ogni singolo caso rappresenta un esempio pressoché privo di confronti. Non sono possibili generalizzazioni, e non resta che studiare caso per caso, cercando di individuare e separare gli apparati carsici legati a ciascun ciclo.

#### 7) Anomalie.

I vari tipi di circolazione carsica che abbiamo cercato di schematizzare si presentano raramente nelle condizioni tipiche descritte. Casi intermedi e fattori di perturbazione sfuggenti a qualsiasi tentativo di inquadramento sistematico, sono molto frequenti e determinano diversi casi di circolazione anomala, la cui individuazione ed il cui studio sono uno dei più suggestivi compiti dell'idrologo, del geologo e dello speleologo.

### Bibliografia

- GRUND A. — *Die Karsthydrographie*, Penck's geogr. Abhandl., Leipzig, VII, 3 1903.  
 GRUND A. — *Beitrage zur Morphologie des Dinarischen Gebirges*, ibid., IX, 3 1910.  
 GRUND A. — *Zur Frage des Grundwassers im Karste*, Mitt. Soc. Geogr., Vienna, LIII, 1910.  
 GRUND A. — *Der geographische Zyklus im Karst*, Zt. Soc. Geogr., Berlin, 1914.  
 KELLER O. — *Saturation hygrometrique de l'écorce du globe; détermination de l'eau de carrière*, Ann. des Mines, 1897.  
 JANET L. — *Captage des sources des vallées du Loing et du Lunain*, Bull. Soc. Geol. France, III, XXVIII, 1900.  
 BELGRAND — *La Seine, études hydrographiques*, Parigi, 1872.  
 VERSTRAETEN T. — *Examen hydrologique des bassins du Hoyoux et du Bocq*, Ann. Ass. Ing. Gand. XVIII, 2, 1895.  
 VERSTRAETEN T. — *Hydrologie del bassins rocheux de Belgique*, ibid., XIX, 1, 1896.  
 VERSTRAETEN T. — *Dissertations hydrologiques*, ibid., XXI, 1, 1898.  
 CHOFFAT P. — *Aperçu de la géologie du Portugal*, Lisbona, 1900.  
 CHOFFAT P. — *Eaux souterraines et sources*, Lisbona, 1900.  
 SLICHTER C. S. — *Motions of underground water*, Washington, 1902.  
 PENCK A. — *Ueber dan Karstphänomen*, Verbreit. naturwiss. Kenntniss, 1, 1903.  
 PENCK A. — *Geomorphologische Studien aus der Herzegovina*, Ann. D.-O<sup>o</sup>. Alpenverein, 1900.  
 STOISER S. — *Die ältesten Nachrichten über d. Zirknitzer See und andre Karstersch.*, Graz., 1904.  
 KNEBEL W. — *Hohlenkunde*, Braunschweig, 1906.  
 RICHTER E. — *Beitrage zur Landes-Kunde Bosniens und Herzegovina*, Wiss. Mitt. aus B. und H., 1907.  
 DWERRYHOUSE A. R. — *Limestone caverns and potholes and their mode of origin*, Y. R. C. J., II, 7, 1907.



- LOZINSKI W. R. — *Die Karsterscheinungen in Galizisch Podolien*, Jahrb. d. K. K. Geol. Reichs-Anst., 1907.
- SBRISAJ J. — *Zur Karsthydrographie Krains*, Mitt. Musealv., Krain, 1908.
- KREBS N. — *Neue Forschungsergebnisse zur Karsthydrographie*, Pet. Mitt., 1908.
- KREBS N. — *Offene Frage der Karstkunde*, Hettner Geogr. Ztschr., XVI, 1910.
- SIMPSON E. — *Notes on the formation of the Yorkshire caves and potholes*, Proc. U. B. S. S., IV, 1935.
- GARDNER J. H. — *Origin and development of limestone caverns*, Bull. geol. Soc. Am., XLVI, 1935.
- MALOTT C. A. — *The invasion theory of cavern development*, Proc. geol. Soc. Am., 1937.
- BOEGAN E. — *Il Timavo: studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea*, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, II, 1938.
- RHOADES R. - SINACORI M. N. — *The pattern of ground water flow and solution*, J. of Geol., XLIX, 1941.
- SWEETING M. — *Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district*, Geog. J., CXV, 1950.
- WARWICK G. T. — *A. C. Swinnerton's contribution to the theory of cavern formation*, Trans. C. R. G., I, 1, 1948.
- CVIJIC J. — *Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst*, Trav. Inst. Geogr. Alp., Grenoble, VI, 4, 1918.
- SWINNERTON A. C. — *Origin of limestone caverns*, Bull. geol. Soc. Am., XLIII 1932.
- SWINNERTON A. C. — *Hydrology of limestone terranes*, 1942.
- DAVIS W. M. — *Origin of limestone caverns*, Bull. geol. Soc. Am., XLI, 1930.
- DAVIS W. M. — *The origin of limestone caverns*, Science, LXXIII, 1931.
- CAVAILLÉ A. — *Le bassin Karstique de la Lère*, Ann. de Spél., Parigi, V, 2-3, 1950.
- MARTEL E. A. — *Nouveau traité des eaux souterraines*, Parigi, 1921.
- ARAGO — *Notice sur les puits artésiens*, Ann. du Bur. des long. pour Parigi, 1835.
- KATZER — *Karst und Karsthydrographie*, Forsch. zur Kunde der Balcan. Halbins. 8, 1909.
- PUTICK — *Eine Skizze des Hydrographischen Verhältnisse Innerkrains*, Laib. Zeit., 13, 1907.
- PERCO A. — *Die Höhle Dimnice, neben Markovsina*, Mitt. Soc. Geogr., LII, 6, 1909.
- ABSOLON A. — *Führer durch den mährischen Karst und sein Höhlen*, Brünn, 1912. *kwa*, Brünn, 1936.
- ABSOLON A. — *Die Macocha, ihre tropfsteinhöhlen und die grünen Grotten der Punbock* H. — *Mitteilungen für Höhlenkunde*, 13, 1913.
- LEHMANN H. — *Die Hydrographie des Karstes*, Encycl. der Erdkunde, Vienna, 1932.
- BOURGIN A. — *Hydrographie karstique. La question du niveau de base*, Rev. Geogr. Alp., Grenoble, XXXIII, 1, 1945.
- TROMBE F. — *Traité de spéléologie*, Parigi, 1952.
- LLOPIS LLADO N. — *Sobre algunos principios fundamentales de morfología e hidrología carstica*, Speleon, Oviedo, III, 1-2, 1952.
- FOURMARIER P. — *Hydrogeologie*, Liegi, 1936.
- MARUSSI A. — *Il Paleotimavo e l'antica idrografia epigea del Carso Triestino*, Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., Trieste, XXX, 1951.
- MARUSSI A. — *Ipotesi sullo sviluppo del carsismo*, Giorn. di geologia, Bologna, XV, 1941.
- MAUCCI W. — *Inghiottitoi fossili e paleoidrografia epigea del solco di Aurisina*, I Congr. Spél. Intern., Parigi, 1953.
- RIECKOFF H. — *La grotta di Ospo e quelle dell'altipiano di S. Servolo*, la Grotte d'Italia, VII, 2, 1933.
- KYRLE G. — *Grundriss der theoretischen speläologie*, Vienna, 1923.
- D'AMBROSI C. — *Osservazioni geo-idrologiche preliminari presso Trieste*, Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., Trieste, XLVI, 1952.
- D'AMBROSI C. — *In merito alle ripercussioni sul regime idrico delle risorgenze car-*

- siche presso Duino ed Aurisina conseguenti a una eventuale derivazione idrica dell'alto Timavo verso l'Istria*, Tecnica Italiana, Trieste, 1955.
- D'AMBROSI C. — *Nuove considerazioni sulle disponibilità idriche alle risorgenze carsiche del settore di Duino, in rapporto con una derivazione idrica del Timavo Superiore verso l'Istria*, Atti Museo Civ. St. Nat., Trieste, XXI, 1957-59.
- D'AMBROSI C. — *Cenni sulle falde acquifere di Zaule in rapporto con lo sviluppo della zona industriale di Trieste*, ibid.,
- MAUCCI W. — *Ricerche in acque sotterranee mediante scafandri autonomi ad ossigeno*, Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., Trieste,
- TIMEUS G. — *Nei misteri del mondo sotterraneo - Risultanti delle ricerche idrologiche sul Timavo*, 1895, 1914, 1918, 1927, Alpi Giulie, Trieste XXIX, 1, 1928.
- MORELLI C. — *Indagini geofisiche per la ricerca del corso sotterraneo del Timavo, parte I, misure gravimetriche*, Osserv. Geofisico, Trieste, nuova serie, 54, 1954.
- MORELLI C. — *Rilievo Gravimetrico alle foci del Timavo*, ibid., N. 38-39, 1954.
- MOSETTI F. — *Rilievo geoelettrico del delta sotterraneo del Timavo*, ibid.

## Contribution à l'étude du façonnement des alluvions souterraines.

### Résumé

Les analyses morphométriques entreprises sur les alluvions de rivières souterraines montrent qu'il existe un façonnement karstique des éléments détritiques arrachés aux parois des cavités souterraines.

Ce façonnement karstique se caractérise par des indices d'éroussé parmi les plus élevés connus, par des indices de dissymétrie qui décroissent avec la taille des éléments et dont les valeurs sont particulièrement élevées pour des calcaires et, dans certains cas, par un indice d'aplatissement énorme.

La source vaclusienne de la Foux, située dans les gorges de la Siagne (Commune de Saint-Cézaire) est l'exutoire d'un cours d'eau souterrain à fort débit (0,2 à 20 m<sup>3</sup>-Sec.) dont l'origine n'est pas encore connue malgré plusieurs campagnes d'exploration exécutées par le Spéléo-Club de Cannes et le Club Martel de Nice. (1).

Le Foux possède un déversoir semi-fossile, la Grotte de Pâques qui ne fonctionne que lors des périodes de pluies exceptionnelles (fig. 3).

La pénétration du réseau dans le rocher est de 465 mètres, mais son développement est de 2 kilomètres.

Indépendamment de son intérêt spéléologique, le cours d'eau souterrain retient l'attention à cause des alluvions tout à fait singulières qu'il transporte: il s'agit de galets (ou plutôt de graviers) (2) calcaires, extrêmement plats, souvent très arrondis, un très grand nombre d'entre eux évoquant l'aspect d'une pièce de monnaie. On les rencontre tout au long de la partie explorée de la rivière souterraine, aussi bien que dans la vasque que l'on trouve à une dizaine de mètres en arrière de la résurgence.

Pour mieux caractériser l'aspect inhabituel de ces alluvions, nous avons mesuré un lot de 200 galets, compris entre 5 et 30 mm. Les éroussés semblent parmi les plus élevés connus (3), avec une médiane de 600, et 28% dont l'usure est supérieure à 700 (fig. 1). Aucun des 200 galets

(\*) Club Martel de Nice (Spéléo-C.A.F.) - France.

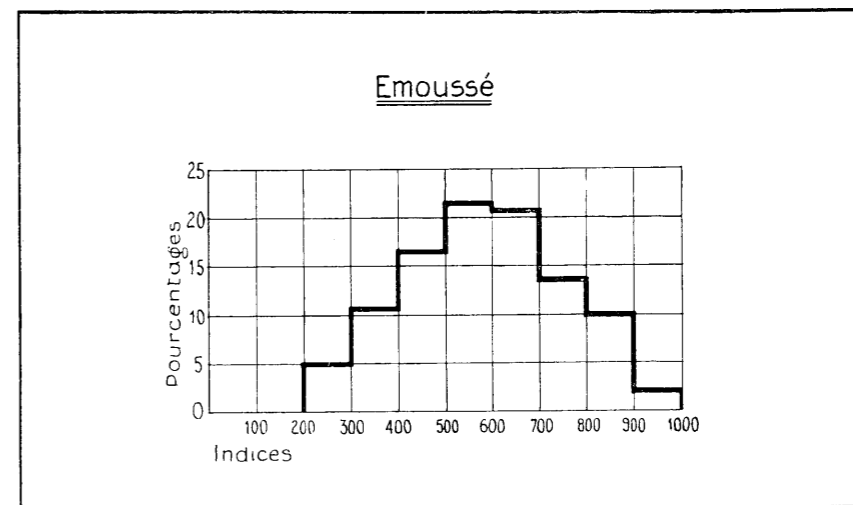


Fig. 1 — L'indice d'éroussé des alluvions des Grottes de Pâques et de la Foux.

Diagramme de fréquences élémentaires

- en Ordonnées: Pourcentages du nombre des galets.

- en Abscisses: Valeurs de l'indice.

n'a un indice inférieur à 200. Il s'agit donc d'un façonnement poussé très loin. L'indice d'aplatissement est en général fort élevé, avec une médiane de 4,2 (fig. 2). Il augmente notablement avec la taille, passant de 3,8 vers 8-10 mm à 4,3 (13-15) et 4,6 (20-26). Il paraît ensuite se produire une stabilisation pour les dimensions les plus élevées. Ces indices d'aplatissement sont nettement supérieurs à ceux que signale A. CAILLEUX (4), qui fournit des indices variant entre 1,6 et 2,8 pour des galets de 15 mm provenant d'alluvions fluviales actuelles des climats méditerranéens, tempérés, humides et froids, et compris entre 1,6 et 3,1 pour des éléments de 30 mm. Les indices de dissymétrie décroissent avec la taille, passant de 620 (10-15 mm) à 615 (15-20 mm), 600 (20-30 mm); ils présentent des valeurs paraissant particulièrement élevées pour des calcaires.

Ce n'est pas la première fois que ce type de galets est signalé. BLUCHER et CHOFFAT (1900) ont noté la présence d'éléments arrondis par le mouvement tourbillonnaire des eaux souterraines. Mais ces auteurs les donnent comme des dragées d'origine chimique légèrement remaniées par la suite et régularisées (5). Or, plusieurs lames minces, effectuées à notre demande sur nos galets (a), ont montré qu'il s'agissait de galets tithoniques à calpionelles et radiolaires semblables à ceux de la paroi de la rivière souterraine. Il s'agit donc bien d'éléments détritiques sculptés par l'érosion. Déjà E. A. MARTEL en avait rencontrés (1905) (6) qu'il avait inter-



prétés comme témoignant de « tourbillonnements intenses et d'effets dynamiques très puissants, mais surtout dans les boyaux inférieurs ou vases communicants, vraisemblablement sinueux ou les crues font chasse en conduite forcée ». Nous présentons donc, à titre d'hypothèse, la possibilité d'un façonnement « Karstique » et espérons que d'autres observations, s'ajoutant à celles de BLUCHER et CHOFFAT, E. A. MARTEL et aux nôtres, permettront de mieux comprendre les conditions de formation de ce type de galet si particulier (b) - (c).

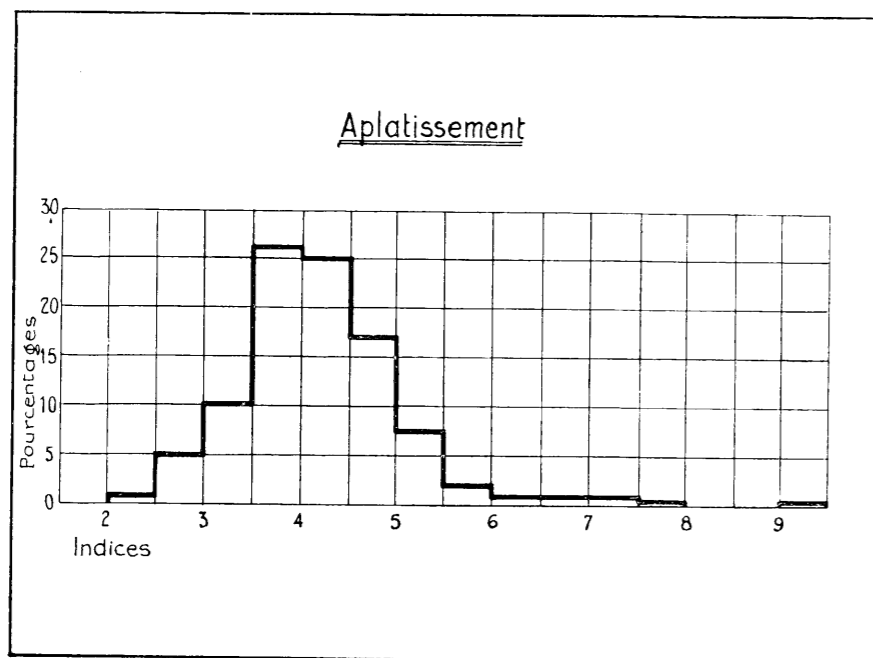


Fig. 2 - Valeurs de l'indice d'aplatissement des galets karstiques de la Grotte de Pâques (Alpes - Maritimes).

Histogramme

- en Ordonnées : Pourcentages du nombre des galets.
- en Abscisses : Valeurs de l'indice.

### Notes

- a) Au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.
- b) Notre ami et correspondant vénézuélien, E. DE BELLARD PIETRI, Vice-Président de la Société vénézuélienne des Sciences Naturelles, Directeur de la Section de Spéléologie, nous informe qu'il n'a pas trouvé de galets semblables aux nôtres, au cours de ses récentes explorations.

c) Nous prions les spéléologues qui auraient l'occasion de rencontrer des galets au cours de leurs explorations de les signaler à notre attention. Nous serions éventuellement disposé à en entreprendre l'étude.

### Bibliographie

- CREACH Y. — *Grottes de Pâques et de la Foux*, Spéléologie, Bulletin du Club Martel de Nice (C.A.F.) n. 1, 1954, ronéotypé.
- BOURCART J. — *Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles*, Bull. S.G.F., 5<sup>e</sup> série, p. 117-153, 1941.
- CAILLEUX A. — *L'indice d'émoussé, définition et première application*, C. R. somm. S.G.F., p. 250, 1947.
- TRICART J. — *L'indice d'émoussé des galets. Moyen d'étude des systèmes d'érosion*, Revue de Géomorphologie Dynamique, n. 4, 1954.
- CAILLEUX A. — *op. cité.*
- BLUCHER, CHOFFAT — *Contribution à l'étude des dragées calcaires des galeries de Mines et de captation d'eau*, Comm. da direcção dos Serviços Geol. Portugal, fasc. I Lisbonne, 1900.
- MARTEL E. A. — *Nouvelle exploration du Trou du Souci*, (Côte d'Or).

### Discussion

M. GORTANI fait remarquer qu'il est encore trop tôt pour parler de « façonnement karstique » car les mesures morphoscopiques effectuées ne portent que sur les alluvions d'une seule cavité.

M. M. SIFFRE répond que le terme a été employé pour différencier les alluvions vraiment exceptionnelles de la Grotte de Pâques, de celles étudiées à l'extérieur par d'autres auteurs.

Il insiste sur le fait que les valeurs médianes des indices  $\frac{2r}{L} \times 1000$ ,  $\frac{A.C}{L}$  et surtout  $\frac{L+1}{2e}$  sont particulièrement élevées et qu'aucun ouvrage, aussi bien Français qu'Étranger, n'a jamais donné de valeurs équivalentes pour des alluvions calcaires subaériennes en climat tempéré-chaud.

D'autre part le fait n'est pas unique. Les spéléologues du Club Martel (M. M. CREACH, CHOCHON, SENNI) ont rencontré dans la rivière souterraine de Labouisse, à Gréolières dans les Alpes-Maritimes, des galets tout aussi plats et émoussés que nous sommes en train d'étudier.

Toutefois le type de façonnement décrit dans cette note n'est pas le seul qui existe sous terre.

M. SIFFRE fait alors passer dans l'assistance, des galets calcaires, absolument sphériques, prêtés par MM. LAURES et ROUIRE.

De nombreuses études seront encore nécessaires pour établir les différents modes de façonnement existant sous terre.

M. TINTANT fait alors remarquer que les valeurs des indices « granulométriques » indiquées par M. SIFFRE sont très exceptionnelles et souligne l'intérêt de l'étude des galets souterrains.

*Note post-Congrès*: Une mise au point mondiale des valeurs numériques des indices employés en morphométrie, établie par M. M. A. CAILLEUX et J. TRICART (introduction à l'étude des sables des galets, 3 Tomes, C.D.U. Paris par A. CAILLEUX et J. TRICART) n'indique aucune valeur comparable à celles que nous avons présenté pour des alluvions de rivière souterraine.

Monsieur CAILLEUX à qui j'ai présenté nos galets, considère que c'est l'aplatissement  $\frac{L+1}{2e}$  qui présente les valeurs les plus caractéristiques. Personnellement il n'a jamais rencontré d'alluvions équivalentes en rivière allogène.

M. GORTANI à M. SIFFRE. — Le problème de la forme des galets fluviaux est loin d'être éclairci. Ce n'est pas possible de le traiter d'après quelques observations locales: il faut l'étudier sur un plan beaucoup plus large. Je rappelle que les galets des fleuves-torrents qui descendent de l'Apennin Septentrional vers la vallée du Po sont bien souvent aplatis, sans qu'en puisse encore connaître la cause.

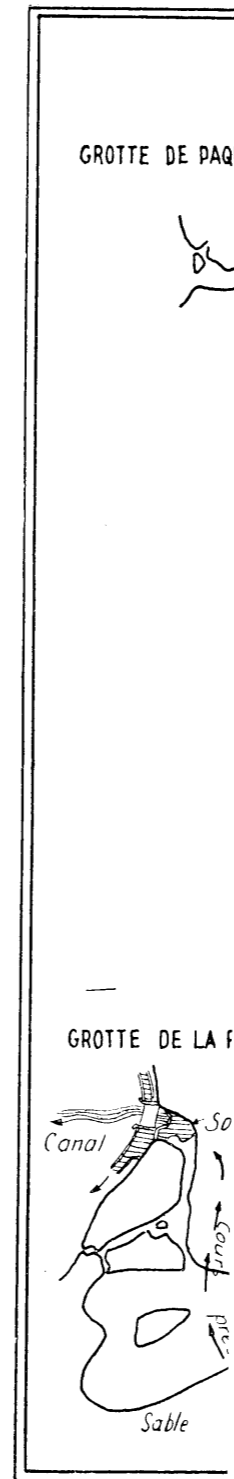


Fig. 3 — Plan des Grottes de Pâques et de la Foux à la table suivante.

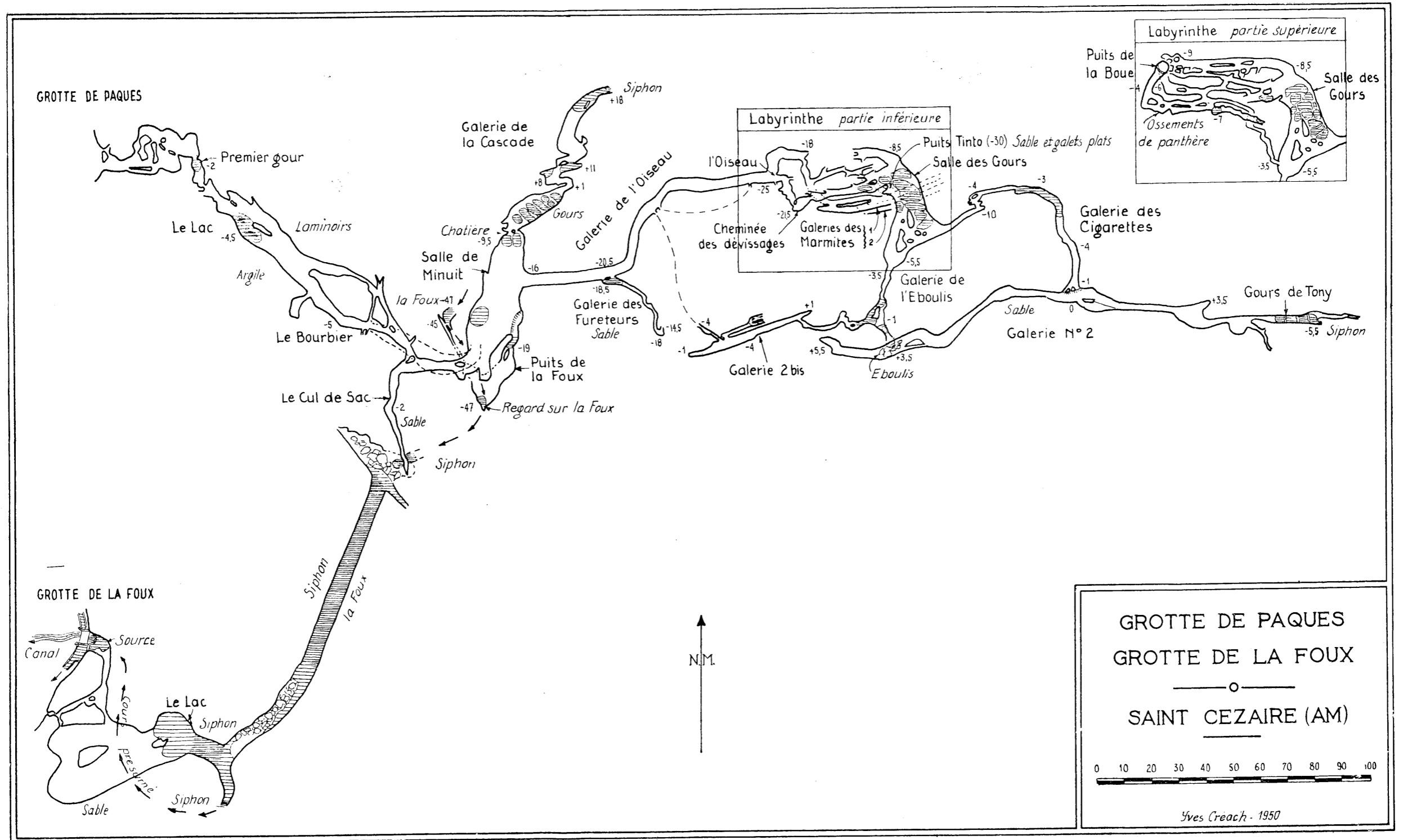


Fig. 3. - Plan du réseau souterrain de la Foux de Saint-Cézaire (Alpes-Maritimes) dressé par Mr. YVES CRÉACH.

## Note préliminaire sur une classification climatique des karsts

### Résumé

La loi de l'évolution cyclique veut que naissent et meurent les montagnes. Les calcaires ne font pas exception à cette règle mais ils présentent des phénomènes spéciaux qui ont permis de définir une Morphologie Karstique. Dans l'établissement de cette Morphologie, deux types d'érosion sont possibles, une érosion pédogénétique qui par décomposition des calcaires entretient un stade forestier et fournit aux végétaux les éléments minéraux dont ils ont besoin, une érosion géologique qui détruit tout et prépare le cycle suivant. A partir cette double évolution, nous pourrions distinguer trois types de karsts:

- 1) Crypto évolutif: évolution pédogénétique, Karst couvert des auteurs.
- 2) Hydrique: la pluviométrie est l'agent assentielle.
- 3) Thermique: la température joue un rôle prépondérant.

Ces karsts existent rarement à l'état pur, la karstification est un ensemble de phénomènes de convergence, on ne peut donc déduire les paléoclimats de l'existence de paléokarsts. La végétation semble être l'agent primordial de la karstification dans la plupart des cas.

Dans le cadre d'une évolution générale du globe, nous assistons à un ensemble de phénomènes qui amènent des chaînes de montagnes à se former puis à être détruites pour être remplacées par d'autres.

C'est ainsi que toutes les formes d'érosion visibles, que ce soit la formation des sols superficiels ou leur lessivage, la destruction des roches par les glaciers, les torrents, le vent; leur dissolution chimique, tendent à accomplir la loi immuable qui veut que tout continent formé soit arrasé avant que ses éléments constitutifs ne soient réutilisés sous une forme différente: c'est la loi de l'évolution cyclique.

Cependant, tous les éléments constitutifs de la croûte terrestre ne réagiront pas de la même façon et ce que nous appelons Morphologie d'une région donnée sera à la fois le résultat de la spécialisation de

---

(\*) Attaché de Recherches au C.N.R.S. - Docteur ès Lettres - Président du Spéléo-Club de l'Aude et de l'Ariège.

l'agent qui a mené l'attaque et de celle de l'élément rocheux qui avec ses propriétés physico-chimiques propres a subi cette attaque.

Les calcaires, du fait de leur solubilité dans l'eau vont présenter une série de formes spéciales tant en surface que dans leur épaisseur qui nous amèneront à les distinguer de toutes les autres roches non ou moins solubles.

« L'originalité des calcaires est telle nous dit de Martonne que si l'on peut faire des réserves sur la conception d'un relief granitique d'un relief gréseux, aucune discussion n'est possible sur la légitimité de l'expression relief calcaire. Cette originalité est telle que les lois ordinaires du modelé d'érosion paraissent en défaut: plus de subordination des vallées au niveau de base, souvent des dépressions fermées qu'il est impossible d'attribuer au travail des eaux courantes. Pour expliquer ces formes c'est tout un ensemble nouveau de processus d'érosion qu'il faut envisager. Il ne s'agit plus de modifications de détail à l'évolution normale du cycle d'érosion, on doit ouvrir une large parenthèse et faire vraiment place à part au relief calcaire, à la morphologie Karstique ».

Or dans l'étude de la morphogénèse, il est un point ... qu'il nous semble essentiel de reconnaître, c'est l'existence de deux modes d'évolution successifs de toute masse rocheuse, qui font qu'à un premier échelon un sol naîtra au contact d'une roche mère, se développera, passera par un stade de maturité où il présentera une série d'horizons différenciés, avant de retourner dans un deuxième stade à l'état inerte purement minéral, impropre à toute vie d'où il était parti.

A l'origine, le passage de la roche au sol se fera sous l'influence du climat et présentera une forme particulière avec le type minéral en cause. Cependant, dès son apparition, l'influence de la végétation et principalement celle des végétaux supérieurs de la strate arbustive, deviendra prépondérante sur l'évolution du sol en formation, étant donné bien entendu d'ailleurs que la végétation dans un lieu donné sera elle-même fonction du régime climatique particulier à ce lieu.

Du fait qu'il n'était pas possible de déterminer quantitativement et qualitativement tous les agents qui influent sur le climat, les auteurs qui se sont efforcés d'établir une classification de différents types, ont principalement utilisé le facteur aridité du lieu, qui est à la fois fonction de la pluviométrie et de la température.

C'est ainsi que pour DE MARTONNE, on écrira:

$$I = P \times J / (T + 10) J_m$$

Où P = la précipitation, J = le nombre de jours de pluie de la station, J<sub>m</sub> = la moyenne des jours de pluie pour le fuseau, T = la température.

On pourra donc distinguer à partir de là des climats: Chauds, tempérés, froids, de mousson, désertiques.

D'autres auteurs essaieront de mieux définir l'indice d'aridité, c'est par exemple le cas de L. EMBERGER:

$$I = [(P / 2 (M+m) / 2 (M-m))] \times 100;$$

Où P = égalera la pluviométrie annuelle, M = la moyenne des maxima du mois le plus chaud, m = la moyenne des minima du mois le plus froid, (M - m) = l'amplitude extrême des températures.

C'est à partir de classifications de ce type que l'on est arrivé à établir une classification des Karsts sujette à bien des controverses où l'on pourra distinguer par exemple d'après DERRUAU les karsts: Périglaciaires, Méditerranéens, Désertiques, Tropicaux, Equatoriaux.

Or, cet indice d'aridité s'il nous indique une certaine hiérarchie pour une classification générale des types climatiques, ne nous donne qu'une précision par trop insuffisante pour délimiter des types vrais.

C'est cette constatation qui a conduit BERNARD GÈZE dans son « Essai pour la classification climatique des sols » à proposer pour établir une classification des sols à utiliser directement les facteurs température et pluviométrie, chacune de ces deux valeurs étant utilisée dans ses extrêmes et séparément de l'autre. Pour cet auteur, on distinguera donc dans l'évolution des sols classés selon leur type climatique:

1) Les sols thermiques s'étendant en zones régulières des pôles à l'équateur, conformément à la répartition des températures, et qui pourraient être qualifiés de sols péripolaires.

2) Les sols Hydriques fonction de l'intensité des précipitations, se répartissant, en zones ou auréoles autour des régions les plus sèches, ce qui permettrait encore de les appeler sols péri-désertiques.

En outre dans un lieu donné, le sol péri-désertiques se formerait par priorité.

Or, dans l'évolution des Karsts, pluie et température constituent deux des agents essentiels des facteurs de variation de mise en solution du carbonate de calcium dans l'eau. C'est donc à une classification de ce type que nous aurons intérêt à nous référer car elle nous donnera vraiment des éléments de classification mesurables quantitativement et qualitativement dans le cas de mise en solution des masses calcaires.

Outre le climat qui joue un rôle indiscutable dans la formation des karsts, il est un agent que nous considérons comme primordial, c'est la végétation. Dans le cours de l'évolution normale, nous voyons en effet la vie s'implanter dans une zone récemment émergée: les lichens paraîtront d'abord qui rongeront la roche jusqu'au moment où pourront s'établir les mousses; celles-ci amèneront peu à peu la formation d'un humus sur lequel s'installeront les cryptogames rapidement suivis des premiers phanérogames. Ceux-ci à leur tour prépareront lentement le stade forestier qui ne s'établira qu'après formation d'un sol favorable et dans un ordre absolument inchangeable: aux grands buissons succéderont les arbustes, puis les premiers arbres à l'abri desquel croîtront de nou-

velles espèces, l'association végétale arrivera à son terme le plus parfait qui caractérisera le « Climax » de la région. Ces stades sont parfaitement connus sur les assises calcaires, ils correspondent en fait au Karst couvert des différents auteurs. Un équilibre harmonieux correspondant au Climax s'établira quand sera installé le régime forestier. Cependant, si pour des raisons diverses la végétation est détruite, et avec elle l'équilibre qu'elle avait introduit dans l'évolution pédogénétique que nous pourrions dénommer « Crypto évolution », alors va apparaître l'évolution géologique qui enclenchera une série de processus mécaniques, agents normaux de l'érosion générale, qui enlèveront tout sur leur passage, et qui apparaissent comme l'un des facteurs essentiels de la morphogénèse des continents. C'est là l'érosion au sens des géologues et des géomorphologues, elle est une force de destruction, une évolution « à la Hache » contrairement à l'évolution pédogénétique qui est elle une évolution fine permettant à la vie de régner car son rôle principal est de fournir aux végétaux la somme énorme d'éléments minéraux dont ils ont besoin chaque année. Aussi, l'évolution géologique n'est-elle qu'un passage, les forces qui l'avaient entraînée seront peu annihilées, l'équilibre se réalisera et peu à peu la végétation qui recommencera un nouveau cycle rétablira un sol siège de nouveaux processus chimiques de désagrégation des roches.

C'est ici que réside à notre avis la différence essentielle entre les deux types d'érosion qui régissent la morphogénèse d'une région, l'une est brusque, violente, elle détruit tout sur son passage, elle est une manifestation de la puissance que peuvent développer les phénomènes géologiques. L'autre au contraire est pérenne, elle est le résultat de phénomènes biologiques permanents. Si l'équilibre des forces qui président à son existence est détruit, alors elle disparaît pour laisser place à l'évolution géologique, mais aussitôt que celle-ci donne des signes d'essoufflement, alors la crypto évolution reprendra le dessus et donnera de nouveaux sols. C'est pour ce motif de pérennité que nous estimons qu'en de nombreux cas le maximum d'importance revient à ce type d'érosion, c'est elle qui forme un pays et quand apparaît l'évolution géologique, alors celle-ci nous dévoile des formes qui nous étaient restées cachées sous la couverture des sols.

La morphogénèse se caractérisera donc par la réaction de la roche à deux types d'actions extérieures, les unes majeures sous l'action des êtres ayant pour action de créer la morphologie générale de la région (l'évolution de la roche mère étant totalement différente sous une pelouse, une pinède, une chainée et une châtaigneraie.) les autres sous l'action de forces destructrices soumises aux lois de l'évolution générale, décapent les sols, détruisent les structures formées et les préparent à un nouveau cycle qui sera fonction du climat de la région. Il ressort de ces faits que nous devons faire intervenir l'érosion pédologique des calcaires avant que de voir leur érosion purement géologique. Nous aurons ainsi le passage du karst couvert au karst nu, passage nous montrant un même karst

évoluant grâce à des influences différentes avant et après la destruction du manteau forestier qui le recouvrait.

La plupart des géomorphologues se sont penchés sur l'examen des formes correspondant à l'évolution géologique et au karst nu, laissant aux pédologues le soin d'étudier la formation des sols à partir des masses calcaires. Or, il apparaît comme de plus en plus certain, que bon nombre de formes résiduelles des calcaires attribuées jusqu'ici à une attaque de la roche par les eaux vives se sont en fait constituées sous une épaisse couche d'humus et donc sous un sol forestier.

Ce rôle de la forêt apparaît ici comme immense, car si peu de zones sont boisées de nos jours, on n'en est pas moins en droit de penser que si l'activité humaine ne s'était pas manifestée durant le Quaternaire, un épais tapis forestier recouvrirait à l'heure actuelle une bonne partie des continents (ERHART).

Et lorsque l'on connaît le rôle essentiel joué par la forêt dans les phénomènes de latéritisation sur des couches silicatées, on peut s'imaginer la quantité énorme de couches sédimentaires qui ont pu être dissoutes au cours des temps géologiques (ibid.). Les forêts autont un rôle commun, celui qu'elles jouent en tant qu'obstacles plus ou moins parfaits à l'érosion mécanique, elles provoquent en fait la séparation des deux phases migratrices (constituée par les ions: Ca, Mg, Si, K, Na) et insoluble de la pédogénèse résiduelle (ibid.). Le rôle principal reviendra aux racines, qui d'un côté absorberont les sels minéraux contenus dans les solutions du sol : un pin contiendra 5,6 % en poids de matière sèche, de sels minéraux et 0,80 % de calcium. Par ailleurs, les racines qui sont des agents triturateurs par excellence descendront à de grandes profondeurs (65 mètres dans l'aven de la Serres Corbières) et s'infiltrant entre les joints de roche finiront par les faire éclater. A la suite de ces actions et de la disparition de l'arbre, une attaque progressive de la zone disloquée par les acides provenant des matières organiques en décomposition pourra amener suivant le port des racines de l'arbre envisagé, la formation d'une doline ou d'un petit gouffre vertical pouvant atteindre avec certains arbres une profondeur de 40 mètres. Ce rôle de la forêt est donc primordial dans la genèse de la karstification, car il provoque la préformation de gouffres qui par aggrandissement successifs, nous donneront les grandes cavités que nous connaissons à l'heure actuelle.

La forêt ne sera cependant pas seule à avoir ce rôle et tous les végétaux y compris les plus minuscules contribueront à faire disparaître le calcium par absorption directe.

La végétation en effet ronge lentement le sol et si l'on y regarde de près, son action semble considérable par rapport à l'érosion pure. Prenons un exemple: les quantités de calcium absorbées par divers végétaux sont les suivantes par hectare et par an :

	CaO	MgO
Céréales	28 Kgrs	11 Kgrs
Betteraves	95 - 100 Kgrs	25 - 50 Kgrs
Pomme de terra	50 - 80 Kgrs	15 - 25 Kgrs
Plantes fourragères	25 - 60 Kgrs	12 - 40 Kgrs

ce qui nous donne en gros une ablation annuelle de 6/1.000 de mm par an. D'autres végétaux contiennent également du Calcium et Magnésium en quantités importantes, c'est le cas pour:

les noix	75 milligrammes de Ca	400 de Mg pour 100 Grs
noisettes	220	400.

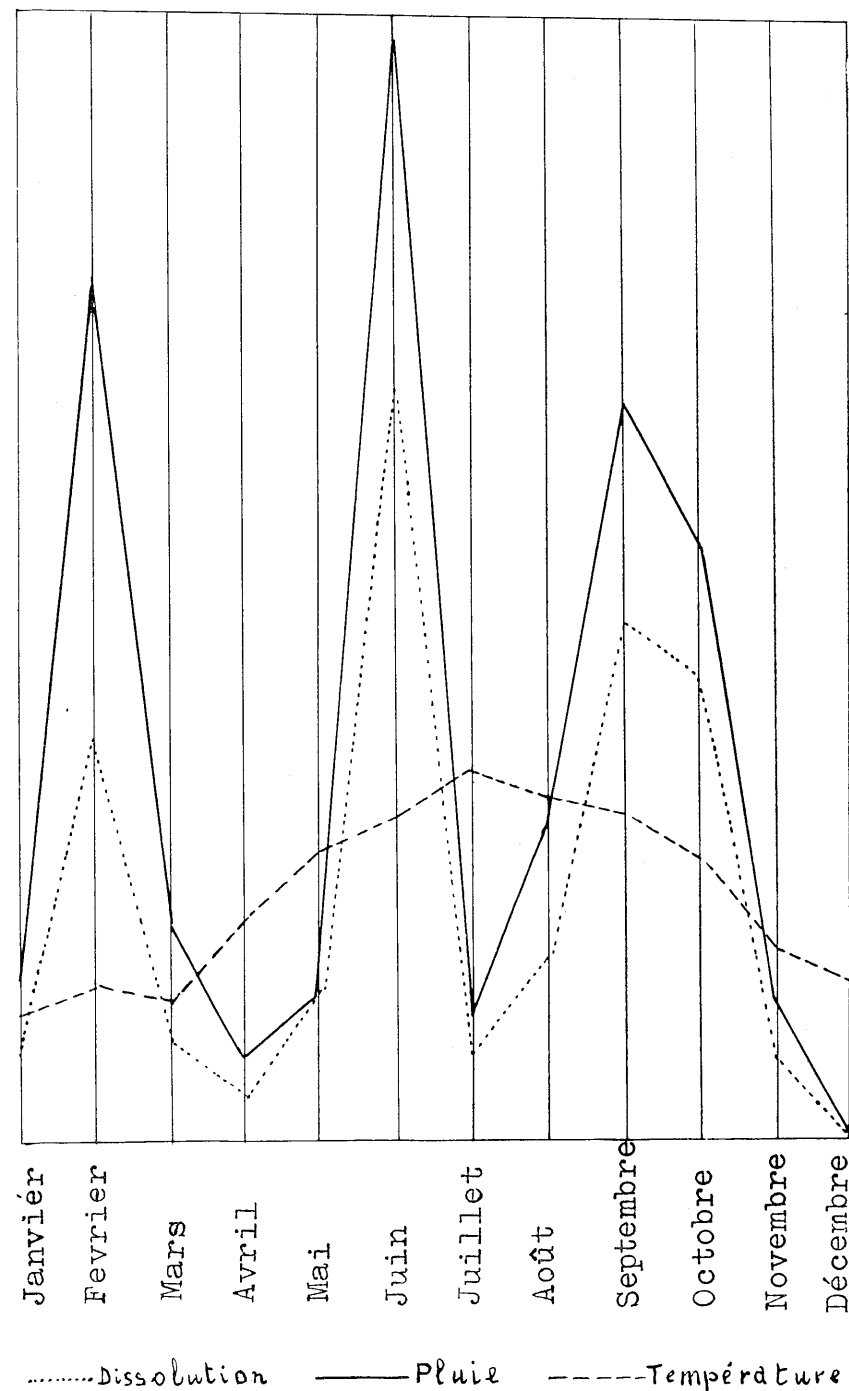
Sans doute une partie de ces sels minéraux sera recyclée, mais dans des conditions telles que le lessivage en sera très facile.

On a donc ici un facteur important de la karstification éminemment variable puisque chaque espèce végétale pourra absorber une quantité différente. Il nous faudra cependant en tenir compte et des mesures précises des capacités d'absorption de tous les végétaux seraient sans doute fort intéressantes car elles permettraient de serrer de plus près le problème. En attendant nous devons nous contenter de constater le fait et d'estimer en gros les possibilités de mise en solution.

Mis à part les phénomènes étudiés à ce jour soit par des botanistes, soit par des pédologues, l'agent essentiel de la karstification est l'eau de pluie, dont l'action a été diversement interprétée. Pour les anciens auteurs en effet, l'eau pure attaquant davantage les calcaires à chaud qu'à froid, le maximum de dissolution devait avoir lieu dans les zones chaudes du globe, la karstification devait donc être poussée à son paroxysme dans les zones à climat équatorial humide. En fait, l'examen des courbes de dissolution du CO<sub>2</sub> Ca dans l'eau pure, nous montre que la quantité dissoute est directement fonction de la pluviométrie, la température n'ayant qu'une influence accessoire, les maxima de dissolution sont directement fonction du régime pluviométrique du milieu environnant; en climat Tropical humide, ce sera donc surtout l'énorme quantité d'eau et non la température qui provoquera l'exagération de la dissolution. C'est ce qui montrent les courbes du schéma à la page suivante dressées sur un point caractéristique du Languedoc.

On voit nettement que sur notre schéma  $D = f(P)$  les maxima et les minima de ces deux courbes se suivent avec un léger retard.

Par ailleurs, la Physico-Chimie a montré que la mise en solution des carbonates dans l'eau était due à la présence dans celle-ci d'un acide carbonique provenant du gaz carbonique de l'air et en équilibre avec lui. Or le CO<sub>2</sub> est plus soluble à froid qu'à chaud. Ce fait contraire aux idées anciennement prônées devait amener certains auteurs dont CORBEL dans sa thèse sur les Karsts du Nord Ouest de l'Europe, à penser que le maximum de karstification se faisait en zone froide et que par conséquent tous les grands karsts Européens devaient être attribués au péri-glaciaire quaternaire, après la fonte de la Tjalé.



En fait, la karstification est due à l'action combinée d'une série multiple d'éléments parmi lesquels, nous pourrions compter outre la température, la végétation, l'eau par son action dissolvante directe et par les acides qu'elle peut contenir qu'ils soient minéraux, organiques ou que ce soient les acidoides humiques. De toute façon la roche calcaire est attaquée par cet ensemble d'éléments et le calcium dissous va passer dans les solutions du sol où son sort sera différent selon qu'il recristallisera comme c'est le cas des croûtes calcaires des régions arides, qu'il sera utilisé par les végétaux dont il constitue une partie du complexe minéral ou qu'il constituera la phase migratrice de l'érosion, phase qui aura pour résultat de faire disparaître peu à peu les masses calcaires par dissolution de l'ion calcium et entraînement vers la mer.

C'est donc sur ces différences fondamentales d'évolution bien plus que sur des variations climatiques directes que nous baserons notre essai de classification des phénomènes de karstification.

L'examen des courbes de dissolution du carbonate de calcium dans l'eau, montre que trois variables peuvent intervenir; c'est ainsi qu'une augmentation de la quantité d'eau ou de CO<sub>2</sub> de même qu'une diminution de la température amèneront une dissolution accrue. Eau et température, agents directs de l'érosion géologique, sont directement régis par le climat qui règne dans la région, la tension en CO<sub>2</sub> également mais d'une manière indirecte, car le CO<sub>2</sub> est plutôt en rapport avec la Crypto évolution, sa teneur dans le sol étant réglée à la fois par les phénomènes de la respiration végétale, la décomposition microbienne, le pH, l'humidité du sol qui freine ou active la diffusion du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. Chacune des trois variables précitées pouvant passer par un maximum, les deux autres restant fixes, il semble que grâce à elles nous puissions définir trois types distincts d'évolution karstique, que nous proposons d'intituler:

- 1) *Karst Crypto évolutif;*
- 2) *Karst Hydrique;*
- 3) *Karst Thermique.*

#### 1) LE KARST CRYPTO ÉVOLUTIF

L'évolution pédogénétique des calcaires se fait sous l'influence de la végétation et du climat. Les mesures de CO<sub>3</sub> Ca dans les résurgences ont toujours montré que la teneur en Calcium des eaux était en relation avec la tension en CO<sub>2</sub> des sols sur le périmètre d'alimentation. Si en effet la teneur de l'atmosphère en gaz carbonique est de l'ordre de 3/10.000 il n'en est pas de même des sols où l'on pourra rencontrer :

Terres labourées : 1%;  
Prairies : 10%;  
Forêts : 25% dans certains cas lorsque le sol est particulièrement humide (sols asphyxiants).

Les eaux analysées dans les résurgences montrant toujours des teneurs comprises entre 90 et 270 milligrammes litre, dépassant rarement 300 mais pouvant arriver à 500, il est certain que ces teneurs même les plus faibles ne correspondant pas à la teneur de CO<sub>2</sub> de l'air extérieur, mais à la tension de ce gaz dans l'atmosphère des sols.

Il faudra dans les phénomènes de libération du CO<sub>2</sub> attribuer un rôle majeur aux phénomènes de décomposition de matières organiques pour la mise en solution des calcaires car une masse minime de produits décomposés entrainera l'existence d'un grand volume de CO<sub>2</sub> qui une fois dissout amènera une attaque accentuée de la roche. Par ailleurs, la disposition et le mode de dépôt de ces substances en voie de décomposition conditionnera le mode d'érosion: dans nos grands lapiaz Méditerranéens à la végétation est réduite, et, obligée à s'accrocher dans les fentes des calcaires où subsiste un peu de « terre rossa », la dissolution sera prépondérante dans ces zones car c'est là seulement que l'on trouvera une teneur maximum en CO<sub>2</sub>. On aura donc un régime de dissolution préférentielle qui tendra à aggrandir les fentes déjà existantes, tandis que le reste du karst n'évoluera que très peu.

Dans les karsts couverts au contraire, où l'on rencontre une épaisse couche d'humus, la teneur en CO<sub>2</sub> des différents points sera sensiblement la même et l'érosion de type généralisé. En outre l'humus s'enfonçant dans les creux de la roche au fur et à mesure de la dissolution, le creusement sera facilité par le contact permanent de la solution acide avec la roche et cela permettra de passer plus rapidement de l'aven de type corrosif à la cavité d'érosion mécanique normale, d'où de plus grandes possibilités si cet état de fait s'est maintenu jusqu'à nos jours, pour gagner le réseau profond au cours des explorations.

La valeur plus ou moins importante du concrétionnement permettra seule de déduire l'intensité de la corrosion superficielle durant la phase pédogénétique, mais il nous sera cependant impossible d'établir des données quantitatives exactes. Ces processus d'évolution des calcaires se poursuivent rapidement dans les sols sous l'action des divers acides qui jouent en fin de compte comme agents d'élimination des bases, l'eau étant l'agent d'élimination et de migration des produits d'altération de calcaires, à l'état de solutions ou de suspension de colloïdes. On concevra aisément que si les pluies sont supérieures à l'évaporation et donc sous un climat humide, il s'ensuivra une lixivation des éléments: DEMOLON a mesuré en zone tempérée humide un lessivage des sols entraînant plus de 500 kilogrammes de calcium par hectare et par an, soit une ablation de 200 / 1.000 de millimètre par an. Sous climat sec au contraire, l'ascension de l'eau étant prédominante, on assistera à un phénomène inverse et à l'accumulation de matières solides dans les couches superficielles: trainées blanchâtres, croûtes calcaires, poupées qui se formeront soit en profondeur, soit en surface, ce sont là des formations nées d'une roche mère calcaire par remontée des solutions chargées de sels minéraux.



De toute façon, le calcium ainsi enlevé, la roche mère s'amenuisera peu à peu tandis que toutes les formations superficielles seront aisément lessivables par les eaux de pluie.

### 2) KARST HYDRIQUE

La pluviométrie jouera ici le rôle dominant. Dans des zones de températures identiques et de tension moyenne en gaz carbonique, la corrosion des calcaires sera d'autant plus intense que la quantité de pluie sera plus forte.

L'échelle sera donc facile à établir en fonction de l'échelle pluviométrique du lieu envisagé. C'est ainsi que le karst Dinarique qui reçoit quelques 1.300 à 1.500 millimètres pourra présenter des phénomènes aussi importants que ceux de la zone équatoriale qui en reçoit 2.000. Par contre le karst Pyrénéen qui ne reçoit en moyenne que 700 mm présentera des formes moins évoluées et une ablation annuelle réduite par rapport aux types précédents.

### 3) KARST THERMIQUE

La dissolution du CO<sub>2</sub> et donc du calcaire dans l'eau est fonction de la température. Un litre d'eau à 0° contient 4 à 5 fois plus de calcaire qu'à 30° et 6 fois plus qu'à 40°. Il est donc possible à partir de là de définir un karst de type froid comme l'a fait Corbel dans sa Thèse sur les karsts du Nord Ouest de l'Europe, lorsqu'il attribue une bonne partie des phénomènes karstiques au périglaciaire. Toutefois, les travaux de Schoeller ont montré qu'il y avait une limite assez brusque à ce type de mise en solution et que par conséquent ce type de karstification était moins important que ne pouvaient le penser certains auteurs. Si on examine en effet les courbes données par Schoeller, on aura les résultats suivant en admettant ici que latitude égale altitude et donc sans tenir compte des variations normale de la tension atmosphérique que nous devrions en principe introduire. Les analyses ont été effectuées sur les Alpes et les Pyrénées, elles ont donné les résultats suivants:

CO<sub>2</sub> combiné dans l'eau des sources

Région	altitude	nombre d'analyses	valeur moyenne
ALPES	900 - 1.000	8	124
»	1.000 - 1.500	10	101
»	1.500 - 2.000	15	82
»	2.000 - 2.500	8	60
»	2.500 - 2.665	5	45
PIRENÉES	500 - 1.000	6	80
»	1.000 - 1.500	10	67
»	1.500 - 2.000	8	44
»	2.000 - 2.500	7	39

Ces analyses montrent nettement que la teneur en CO<sub>2</sub> diminue avec l'altitude et cela d'une façon remarquablement nette. Cette diminution (et ce fait correspond parfaitement aux observations des botanistes et des pédologues) doit être reliée à une diminution de l'activité biologique; on conçoit qu'avec des altitudes et des latitudes croissantes, c'est à dire avec une diminution de la température moyenne la production de CO<sub>2</sub> s'abaisse: c'est la cas des pelouses de haute montagne où le pH est toujours excessivement faible. On est donc loin ici des théories qui voudraient que la karstification se soit développée sous un climat froid: « l'étude des régions arctiques et de haute montagne nous permet d'affirmer que c'est bien dans les régions froides et neigeuses que la karstification connaît son paroxysme (CORBEL) ».

En fait il faut ici moins tenir compte de la température que de la tension en CO<sub>2</sub>. La température en effet si basse soit-elle, lorsqu'il n'y aura plus de production de CO<sub>2</sub> et que la tension de ce gaz dans l'air à 1.500 mètres d'altitude par exemple s'élèvera 2,5 / 10.000 et ira encore en diminuant, n'aura plus un rôle prédominant. On risque fort en Haute Montagne d'avoir des courbes de dissolution correspondant en gros à la mise en solution du carbonate de calcium dans l'eau pure, et à ce stade la karstification sera excessivement lente.

A coté de ces types de karsts, il nous faudra faire place à une karstification un peu spéciale car limitée dans un secteur donné. Les phénomènes d'érosion seront dûs aux anhydrides lachés dans l'atmosphère par les cheminées d'usines et qui sous l'action de l'eau donneront les acides correspondant lesquels corroderont activement roche. Ce sont eux par exemple qui provoqueront le « cancer » de la roche qui attaque les Monuments et les murs de maisons construites en calcaire.

Nous pourrions ainsi rencontrer une mise en solution par de l'acide: sulfureux, sulfurique, nitreux, nitrique, chlorhydrique et dans certains cas spéciaux comme à proximité des usines d'aluminothermie, nous pourrions assister à une corrosion de la roche par de l'acide Fluorhydrique. Ces karsts sont azonaux, car ils peuvent se rencontrer n'importe où sur les types précédemment définis, leur implantation sera seulement réglée par l'implantation des agglomérations et la direction des vents dominants. Les actions seront surtout importantes sur les karsts nus, car pour le karst couvert il faudra d'abord attendre la disparition de la végétation, disparition déjà amorcée dans certains cas, pour assister à une attaque directe de la roche.

### EN RÉSUMÉ:

a) Nous pouvons distinguer grâce à des facteurs aisément mesurables trois types de karsts en rapport avec des éléments climatiques. Cependant, les régions où nous pourrions rencontrer l'un ou l'autre de ces types à l'état pur seront excessivement rares, nous devons nous contenter d'ap-

proximations de façon à classer les karsts en fonction du phénomène majeur qui contribue à leur formation. La plupart du temps, nous rencontrerons des phénomènes de convergence qui amèneront une karstification exagérée « poussée à l'absurde » lorsque les deux facteurs atteindront leur maximum de possibilité en même temps, comme c'est le cas de la pluviométrie et de la tension en CO<sub>2</sub> sous climat équatorial et Tropical humide. C'est donc bien sous ce type climatique comme le pensaient les anciens auteurs que nous croyons pouvoir définir les zones maximales de la karstification. Ce serait donc bien à l'Oligo - Miocène sous climat Equatorial et non au Quaternaire à la fonte de la Tjalé comme le voudrait Corbel que se sont formés la plupart de nos grands Karsts Méridionaux.

b) La multiplicité des agents qui entrent dans les phénomènes de mise en solution des calcaires et les formes qui en résultent ne peuvent nous permettre de situer exactement la formation des Paléokarsts, et partant il est risqué de tirer des preuves sur l'existence d'un paléoclimat à partir de l'existence d'un paléokarst.

c) Le degré d'avancement de la karstification pourra être identique dans des zones aussi différentes que le Pôle et l'équateur, et varier énormément dans une zone étroitement définie par un climat donné.

d) En priorité nous devons faire intervenir le rôle des agents biologiques et donc de la forêt pour expliquer la formation des karsts, quantité d'eau et température n'interviendront qu'accessoirement.

e) Le karst couvert est la forme évolutive vraie du Karst dès que l'on passe au karst nu, les phénomènes s'accélèrent et tendent en fin de compte à disparaître pour laisser la place à un nouveau cycle.

### Discussion

#### Réponse à Monsieur DUBOIS.

Comme le démontrent les analyses de SHOELLER et les multiples observations concernant les pelouses de haute Montagne, il n'est pas question d'admettre une karstification poussée due à une température de plus en plus basse. Au fur et à mesure que l'on monte en altitude, on voit se réduire dans des proportions considérables les phénomènes biologiques générateurs de CO<sub>2</sub>. Là où la pelouse aura totalement disparu, on trouvera dans l'atmosphère une teneur en CO<sub>2</sub> très faible souvent inférieure à 2,5 / 10.000.

Or, la tension en CO<sub>2</sub> étant un des facteurs primordiaux de la mise en solution des calcaires, avec l'altitude la quantité de calcium dans l'eau sera de plus en plus réduite. C'est bien ce que montrent les analyses. La karstification pourra dès lors avoir trois causes en Haute Montagne:

- 1) - Relever d'un paléoclimat.
- 2) - Relever d'une érosion mécanique très rapide des calcaires.
- 3) - Comme nous l'avons montré lors de la dissolution dans l'eau pure ou très peu chargée de CO<sub>2</sub>, la pluviométrie joue un rôle majeur par rapport à la température. Dans la zone étudiée par Monsieur Dubois, la moyenne annuelle prise sur 30 ans est de 1.600 millimètres ou plus.

On aurait donc en Haute Montagne non un karst de type thermique pur, mais un karst *pluvio-thermique*, dû à une pluviométrie très élevée tant sous forme de pluie que de neige, associée à une moyenne de température basse qui facilite également la mise en solution.

## Les phénomènes d'intermittence dans les réseaux karstiques

### Résumé

Les émergences karstiques sont infiniment variées, certaines d'entre elles sont cependant rendues particulièrement remarquables par le fait que pour un certain débit l'écoulement de l'eau n'est plus continu mais présente une périodicité elle-même fonction du débit.

Ces émergences sont dites intermittentes. Une hypothèse ancienne expliquait leur fonctionnement par la mise en jeu d'un siphon.

L'auteur, après avoir pénétré dans les salles de la Fontaine intermittente de Fontestorbes (Pyrénées Françaises), s'est efforcé de résoudre les problèmes concernant :

— Le mécanisme de l'intermittence.

— Les causes amenant la formation d'un réseau intermittent.

Les constatations ainsi faites ont été étendues à un certain nombre d'autres Fontaines Intermittentes, ce qui a permis de constater que si le phénomène se déclençait normalement en période d'étiage, d'autres sources au contraire n'étaient intermittentes qu'au moment des crues.

Le mécanisme de ce mode d'intermittence a été également analysé et rattaché au premier cas envisagé à Fontestorbes.

En conclusion, l'auteur s'est efforcé de donner une classification cohérente des circulations en réseaux de fissures dont l'écoulement présente une périodicité variable dans le temps en fonction du débit.

Il est actuellement admis que les émergences karstiques sont infiniment variées, qu'il n'y en a pas deux de pareilles et que chacune d'elles doit être considérée comme un cas particulier.

Qu'il s'agisse d'une résurgence restituant au réseau aérien un cours d'eau engouffré plus haut ou d'exurgences qui sont le résultat du drainage souterrain d'un massif calcaire, les formes seront à la fois fonction :

1) - Du régime d'écoulement: laminaire ou turbulent ce dernier pouvant se faire en conduite libre ou forcée.

(\*) Attaché de Recherches au C.N.R.S. — Docteur ès Lettres — Président du Spéléo-Club de l'Aude et de l'Ariège.

2) - De la disposition tectonique de la zone considérée, le pendage des strates, les diaclases et les failles amenant une orientation de la circulation.

3) - Du fait que très souvent des résurgences actuelles empruntent pour revenir au jour des réseaux anciens, c'est ainsi que nos recherches nous ont montré que dans de très nombreux cas, la formation des fontaines dites Vaclusiennes était en fait due à la réutilisation d'une cavité ancienne par une rivière jeune qui peut ainsi transformer un gouffre d'absorption en une résurgence ou en gouffre émissif; c'est le cas par exemple de toutes les résurgences que l'on rencontre en bord de mer sur le pourtour de la Méditerranée.

Dans tous ces réseaux, le débit de l'eau est fonction directe du type climatique sur l'étendue du périmètre d'alimentation, dans la plupart des rivières souterraines, il sera ainsi possible de distinguer une période de hautes eaux et une période d'étiage que viendront encore compliquer les apports dus à la condensation, apports qui dans certains cas pourront fournir la totalité de l'eau débitée. A côté de ces réseaux, nous rangerons les émergences temporaires ou rémittentes qui sont soit le trop plein de sources pérennes, soit des écoulements anormaux par des réseaux fossiles normalement à sec. Dans tous les cas, ces fontaines rémittentes correspondent pour un lieu donné à d'eau maximum qui n'est pas évacué par les exutoires normalement en service. C'est ici qu'il nous faudra classer les pseudo lacs intermittents de Russie et bon nombre de sources désignées faussement comme intermittentes.

A côté de ces émergences dont le régime est relativement simple, nous rencontrerons un autre type dans lequel l'écoulement ne sera plus continu mais intermittent, nous assisterons à des phénomènes de flux et de reflux: le flot monte dans la bouche de la caverne, le débit passe par un maximum puis décroît pour être suivi par un temps d'arrêt qui laisse l'exutoire complètement à sec. La courbe de débit se présentera donc comme une sinusoïde à période relativement stable qui sera fonction directe du débit et variera avec lui. Dans ces fontaines intermittentes, deux types peuvent se présenter, dont le régime sera diamétralement opposé :

Les unes pérennes durant une grande partie de l'année, ne deviennent intermittentes que lorsque le débit passe par un seuil minimum; au delà, la diminution du débit provoquera une extension de la période dans le temps, avec dans certains cas asséchement complet: tel est le cas de Fontestorbes dans l'Ariège, de la Fontaine ronde dans le Jura, de la Fontaine de Crupet en Belgique, en Hongrie de la Dagado et de la source intermittente de l'île d'Oesel en URSS. Les autres au contraire pérennes durant l'étiage ne deviennent intermittentes que lorsque le débit passe par un seuil maximum, tel est le cas du gouffre du *Poudak* dans les hautes Pyrénées. Ce sont les résul-

tats que nous avons dégagé de l'étude de ces fontaines que nous allons essayer de développer ici.

La plus importante de ces sources intermittentes et celle aussi sur laquelle nous avons pu faire le maximum d'observations est la résurgence de Fontestorbes. Le mystère de la source avait depuis longtemps intrigué les auteurs, c'est ainsi que selon Adrien de Vallois, Plinè aurait signalé Fontestorbes dans son histoire naturelle. En 1544, un vieux poète Languedocien : Guillaume de Salluste du Bartas est le premier qui en parle avec compétence et il célèbre la fontaine dans son poème sur la Création. Ce n'est cependant qu'en 1730 qu'Astruc et le Père Planque expliquent le fonctionnement sans arriver à se mettre d'accord, le Père Planque émet l'hypothèse de l'existence d'un siphon qui en s'amorçant viderait complètement la salle réservoir. Cette idée sera reprise par Darcy en 1857, étudiant sur un plan purement théorique les phénomènes d'intermittences, cet auteur va nous donner deux types d'explication nous ne croyons pouvoir faire mieux que de les reproduire ici :

« Pour qu'il y ait production d'une fontaine intermittente, il faut qu'un courant souterrain tombe dans une cavité, et que de cette cavité sorte un siphon naturel intermédiaire nécessaire entre la cavité et le point d'émergence. Il faut de plus que le siphon puisse débiter un volume plus grand que le volume normalement amené dans l'excavation. Alors, supposons que le siphon marche, il videra la cavité et la source débitera le volume qu'il donne; la cavité vidée, l'air rentrera dans le siphon et la source s'arrêtera. Mais en même temps la source se remplira, et lorsque le niveau de l'eau sera arrivé à celui de la partie haute du siphon, cet appareil recommencera à jouer et ainsi de suite. Darcy émet également les idées suivantes: « Voici déjà quelques résultats variés et je n'ai point fait rentrer en ligne de compte les effets dus à la dilatation, à la compression, aux variations de température que l'on peut éprouver dans les conduits naturels. Que l'on suppose par exemple un point haut dans ces conduits et qu'une certaine quantité d'air se loge à partir de ce point haut dans la branche descendante: pour une certaine température, la force élastique de l'air laissera l'eau franchir le point haut, mais si cette température augmente, l'eau ne pourra plus supporter la nouvelle élasticité ainsi développée et l'écoulement s'arrêtera. Ces hypothèses furent diversement utilisées par les auteurs, c'est ainsi que Magnin a invoqué la compression de gaz carbonique pour expliquer la marche de la Fontaine Ronde dans le Jura. La majorité des spécialistes se rallia cependant à la théorie du siphon, certains en émettant comme Martel quelques réserves: Contentons nous « faute de mieux » de cette explication puisque l'on n'a pas encore pu jusqu'ici s'introduire dans le mécanisme vrai d'une fontaine intermittente. Par contre d'autres auteurs donnèrent leur adhésion absolue à cette théorie, Rahir et Rabozée pour la Fontaine de Cru-

peten Belgique, Belloc etc ... on arriva même à considérer l'hypothèse comme réalité et le phénomène d'intermittence se trouve à l'heure actuelle dans tous les ouvrages élémentaires de géologie et de géographie comme s'il s'agissait d'un phénomène courant alors qu'il est au contraire fort rare et très mal connu car l'explication directe n'avait pas encore permis de vérifier si l'hypothèse d'interprétation par un jeu réservoirs siphonnants était exacte ou non.

Par ailleurs, le véritable problème: à savoir quelles conditions devait présenter une émergence pour donner des phénomènes d'intermittence n'avait jusqu'ici reçu aucune réponse.

En un mot il restait :

a) A démontrer l'existence réelle des siphons entrant en jeu dans le phénomène d'intermittence.

b) A montrer comment pouvaient naître de tels siphons et quel pouvait être le mécanisme de leur fonctionnement.

Or, nous avons eu la bonne fortune à l'occasion de nos recherches sur l'hydrogéologie de la partie orientale des Pyrénées Françaises, de réaliser ce que de nombreux chercheurs avaient essayé faire depuis de nombreuses années : de pénétrer à l'intérieur des salles du siphon intermittent de Fontestorbes. Ce sont les résultats préliminaires que nous avons pu dégager au cours de nos expéditions de 1957 et 1958 que nous allons maintenant exposer ici.

C'est sur la rive droite de l'Hers, affluent de l'Ariège que s'ouvre non loin de la petite station touristique de Bélesta le porche de la caverne d'où s'échappe Fontestorbes. Ce porche haut de 11 mètres large de 8 donne accès dans une petite caverne entièrement creusée dans les calcaires compacts de l'Urge-Aptien; les eaux arrivent par une galerie siphonnante à demi obstruée par un éboulis provenant de l'effondrement du toit d'un gouffre qui est à l'origine du creusement de la cavité. Plus au Sud comme le montre notre coupe, nous passons dans les terrains formant le Poljè de Sault, qui vient s'appuyer à l'ouest sur le massif granitique du Saint Barthélémy, tandis qu'il vient s'ennoyer à l'est sous les couches du Crétacé Supérieur et du Tertiaire. La falaise bordière sur laquelle se trouve Fontestorbes possède une grande importance au point de vue géologique et hydrogéologique car elle constitue la limite du chevauchement frontal Nord-Pyrénéen. L'intermittence de Fontestorbes qui s'échappe ainsi sur un plan de faille est parfaitement réglée comme le montrent les mesures effectuées par le Père Planque en 1730 puis par Belloc et nous mêmes.

Pour un débit identique de 560 litres seconde, nous aurons:

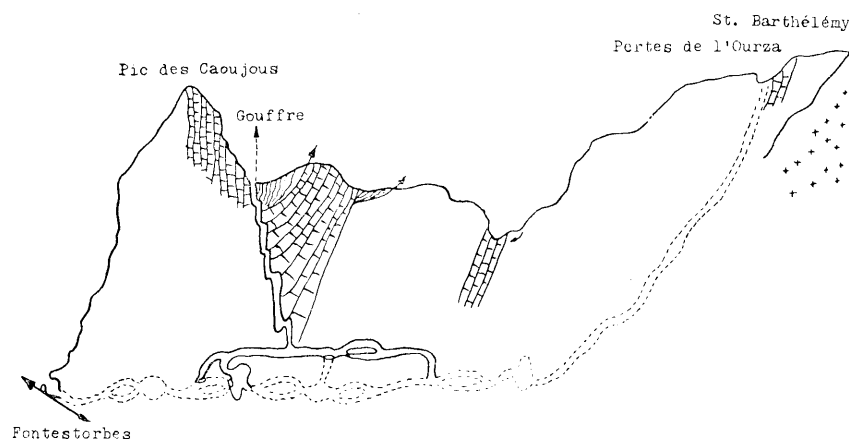
Montée des eaux 15' 4".

Etale 6'.

Descente 35' 36" soit au total une période de 56' 40".

Certaines années de sécheresse remarquable, on a pu mesurer entre

les intermittences des arrêts de l'ordre de 30' et parfois davantage. Il nous a été relativement facile grâce à une étude de minéraux lourds effectuée en 1955, de constater une similitude parfaite avec les éléments rencontrés dans le cours de l'Hers, il était donc certain que nous nous trouvions en présence d'une rivière souterraine en provenance de la partie Ouest du Poljé de Sault et non des zones sud ou est comme on l'avait crû jusqu'à ce jour. C'était donc dans cette région que nous devions faire porter tous nos efforts et ceux-ci furent couronnés de succès par la découverte à 1500 mètres à vol d'oiseau de la résurgence et à environ 100 mètres au dessus d'une sorte de doline d'où s'échappait un faible courant d'air intermittent qui nous montrait ainsi la relation de cette cavité avec les siphons profonds. C'est cette cavité que nous avons dénommé « Aven des Caoujous » du nom du pic qui se trouve au dessus que nous devions commencer à désobstruer dès le moins d'Août 1956, en compagnie de nos camarades du Spéléo-Club de l'Aude et de l'Ariège, de la Société Spéléologique du Plantaurel et de la British Speleological Association.



Coupe schématique du système intermittent des Fontestorbes.

Une coloration effectuée à la suite de nos travaux le 7 Avril 1957 par des spéléologues Ariégeois dans le ruisseau de l'Ourza à 10 km. à vol d'oiseau de Fontestorbes devait colorer la fontaine le 12 démontrant la justesse de nos vues sur le bassin d'alimentation. Les travaux que nous avons entrepris en 1956, furent repris en grand au cours de l'été 1957, de façon à dégager le gouffre des galets roulés, éléments soliflués et des coulées d'argile qui l'avaient à demi fossilisé. Au total plus de trois mois de travaux furent nécessaires pour vider le gouffre sur une profondeur

de 20 mètres et en retirer les quelques 400 tonnes d'argile qui l'avaient obstrué, il fallut enfin dynamiter 5 chatières successives de 40 à 2 mètres de long qui nous interdisaient toute progression vers la partie profonde de la cavité. L'aven des Caoujous dont nous donnons ici une coupe est en fait une des pertes joignant le ruisseau des Caoujous aux galeries profondes de son réseau karstique.

La perte qui nous intéresse s'est produite sur un contact anormal limitant l'extrusion d'une masse de calcaires urgoniens à travers les marnes Aptiennes. Plus bas l'aven passe entièrement dans les calcaires.

Les puits successifs sont verticaux, interstrates. Le passage entre les différents puits se faisant par des chatières creusées sur diaclases. Les puits successifs qui sont de plus en plus vastes avec la profondeur comme il est de règle dans ce type de réseau nous amènent dans les galeries du réseau fossile. La circulation s'y faisait en conduite forcée comme le montrent les nombreuses traces d'implosion. Plus bas encore on arrive dans des salles encombrées d'éboulis, les puits continuent à s'enfoncer au dessous, visibles sur une dizaine de mètres mais impraticables parce que remplis d'eau. Au total, nous sommes descendus à une centaine de mètres de profondeur et donc au niveau de la résurgence de Fontestorbes; les cotations que nous possédons étant des valeurs altimétriques, nous ne croyons pas utile de les faire figurer ici, surtout étant donné les variations de pression qu'amène le phénomène d'intermittence. On note en effet corrélativement aux mouvements de l'eau dans les siphons une aspiration et un refoulement d'air à travers les puits de gouffre, des variations du débit de l'air sont consécutives à la mise en jeu des différents siphons. Ce phénomène de circulation de l'air est intéressant à deux points de vue, tout d'abord parce que nous croyons pouvoir le signaler pour la première fois dans un réseau souterrain, ensuite et surtout parce qu'il permet de mesurer dans des limites très serrées et pour des températures variées, le phénomène de condensation de vapeur d'eau à l'intérieur de cavités, nous donnant ici la preuve irréfutable son existence. Il nous reste maintenant à examiner les mouvements de l'eau dans les salles où nous sommes descendus de façon à expliciter le phénomène d'intermittence. Pour plus de clarté, nous suivrons l'ordre chronologique qui nous a permis à trois jours d'intervalle, d'examiner les salles sans et avec l'intermittence.

*Visite du 3 Août 1957.* La source est pérenne, il n'y a pas de courant d'air, au delà des gouffres nous arrivons dans un réseau de galeries (cf schéma) ou de nombreux passages à demi obstrués par des éboulis ou des coulées de glaise seront à décolmater. Deux galeries principales se présenteront à nous:

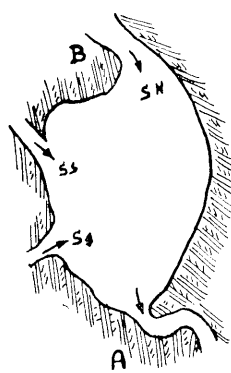
1) A L'OUEST nous descendons le lit du ruisseau des Caoujous, réseau fossile les galeries de circulation en conduite forcée que nous par-

courons sont particulièrement vastes et les nombreuses traces d'implosion nous indiquent parfaitement le sens des anciens courants. Au fond d'un puits, nous arrivons sur une nappe d'eau que l'on voit filer au loin par une fissure actuellement impraticable, bruits de cascade.

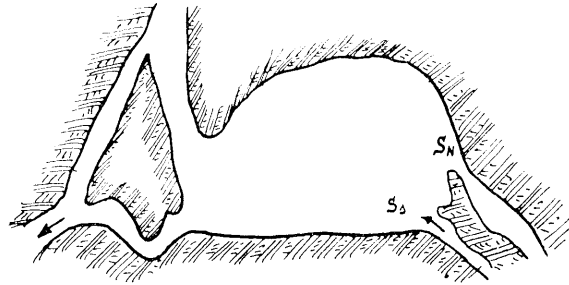
2) A L'EST nous remontons sur quelques mètres le lit des Caoujous, pour arriver sur un gouffre qui a permis l'enfouissement du réseau à un deuxième étage. Au bout d'une dizaine de mètres nous atterrissons dans une salle encombrée d'éboulis où coule la rivière. Au passage nous avons pu constater l'existence de galeries à demi colmatées par de l'argile ou des pierriers; une désobstruction et un agrandissement de ces conduits s'imposera si nous décidons un jour de les emprunter.

Dans cette salle, existent trois voutes mouillantes qui sont en fait les restes visibles de l'enfouissement du réseau à un stade inférieur.

L'eau monte par les siphons Sud et coule dans la salle à travers les éboulis, le siphon Nord qui est à un niveau légèrement supérieur ne débite pas. La rivière s'enfonce vers l'est par une étroite diaclase, des blocs éboulés nous ont empêché de la suivre, une désobstruction préliminaire s'impose.



Plan



Coupe

Lors de cette première exploration, deux faits excessivement importants se sont révélés à nous:

1) Le niveau de l'eau dans le puits du réseau Ouest et dans la salle est très bas; la rivière profonde d'une vingtaine de centimètres. Ce niveau de l'eau semble être fonction comme pour les autres rivières souterraines de la quantité d'eau débitée.

2) Le cours de la rivière se fait d' OUEST EN EST or le ruisseau des Caoujous s'est creusé lui en allant de d' EST EN OUEST et étant donné

sa profondeur, il avait atteint son niveau inférieur, correspondant au niveau de base local. Sa pente est donc excessivement faible. On est donc ici en présence d'un phénomène de récurrence dans le lit d'un ancien ruisseau souterrain, récurrence due à la capture de ce réseau par un cours d'eau venu d'une altitude supérieure.

*Visite du 7 Août 1957.* Nouvelle descente dans le gouffre, l'intermittence s'est établie pendant la nuit et les puits sont de nouveau parcourus par de violents courants d'air intermittents.

Dans le puits Ouest, l'eau monte, s'arrête puis redescend; pendant le fonctionnement de nombreux grondements se font entendre. La montée de l'eau est de l'ordre 6 mètres, la durée de la période de 45' environ.

Dans la salle Est, le siphon pérenne continue à débiter, ce débit augmente rapidement; le niveau de l'eau monte dans la salle à moment donné le deuxième siphon se met en route lui aussi, le débit s'accélère alors et le plan d'eau finit par atteindre dans la salle un niveau supérieur de 4 m. 50 à son niveau normal. A ce stade dans un vacarme étourdissant le siphon s'amorce l'eau s'écoule peu à peu. On arrive ainsi à un stade où on ne voit plus dans la salle que la petite rivière que nous avons rencontrée lors de notre première visite. Cet état de choses se prolonge pendant une quinzaine de minutes, puis l'eau va recommencer à monter. Des phénomènes identiques sont visibles en d'autres points de la cavité, c'est ainsi qu'un premier déblai nous a permis de rejoindre la galerie d'évacuation de la salle en arrière du siphon, mais à partir du moment où celui-ci s'amorce, il suffit de quelques secondes pour noyer complètement la galerie. Ce conduit correspond en fait à un deuxième étage du réseau fossile situé entre la galerie d'accès et les salles où coulent la rivière.

Le danger que présente ce type d'exploration ne nous a pas permis pour l'instant de visiter ces galeries mais nous pensons pouvoir le faire au cours de notre prochaine campagne.

Arrivé à ce stade, il semble que nous puissions essayer de dégager les enseignements que nous ont apporté nos observations:

Dans la formation du réseau intermittent des Caoujous, il nous faut distinguer trois stades nettement séparés:

1) Dans une première phase, le ruisseau des Caoujous creuse son lit aérien puis souterrain; il y a ensuite assèchement du réseau vraisemblablement parce que par suite d'un phénomène de reculée, le ruisseau des Caoujous vient de déverser directement à l'Est sur le versant de Bélesta. L'exutoire inutilisé se colmate et devient ainsi impropre à toute circulation.

2) A un deuxième stade, l'Ourza puisque nous en avons la preuve formelle, ainsi que vraisemblablement l'Hers et son affluent le Basqui, se perdent au niveau du bassin de Comus et au dessus des Gorges de la Frau. Il se forme un lit souterrain dont nous ne pouvons à l'heure actuelle situer exactement le passage, lit qui joint les pertes et l'aven des Caoujous.

3) Au troisième stade, l'Ourza souterrain rencontre le réseau des Caoujous et ne pouvant en redescendre le cours puisque l'exutoire est solidement obturé, il va le remonter grâce à la faible pente du réseau.

En remontant le lit des Caoujous, les eaux sont obligées à un moment donné de passer par une galerie débouchant en haut d'une salle galerie qui devait être à l'origine d'une cascade dans le réseau primitif. Quand le débit de l'Ourza est suffisant, en hiver, cette salle restera complètement remplie d'eau et après un conduit légèrement coudé, le flot s'enfilera dans les galeries du réseau pour rejoindre l'exutoire à travers un dédale de salles et de galeries. Au moment de l'étiage par contre, le débit de l'Ourza n'étant plus suffisant pour alimenter la galerie de départ, celle-ci va abaisser le niveau de l'eau dans la salle jusqu'au moment où le passage se désamorçera. Les galeries continueront à se vider vers l'aval jusqu'à ce que soit atteint le profil d'équilibre dans les différentes parties du réseau. A ce moment là, il y aura étalement.

Pendant ce temps, l'eau continuera à arriver dans la salle du siphon primaire, et celui-ci finira par se trouver réamorçé; il enverra alors un paquet d'eau dans les salles à moitié vides, cette masse arrivant dans un temps relativement très court, il ne sera pas possible aux galeries inférieures de le dégorger, le niveau de l'eau montera alors dans les salles, mais à un moment donné, une des galeries du réseau fossile se trouvera amorcée et elle siphonnera d'un coup toute la salle réservoir, donnant ainsi un nouveau siphon intermittent, dont la période sera réglée à la fois par le cubage de la salle, le niveau d'eau nécessaire pour amorcer une galerie du réseau fossile et le diamètre de cette galerie. Nous n'avons donc pas à Fontestorbes un système siphonnant simple mais un ensemble intermittent complexe, où chaque salle parcourue par les eaux aura son intermittence propre: une salle de 20 mètres cubes devant pulser 20 fois pour en remplir une de 400 qui ne s'amorçera qu'à ce stade.

Il résulte de tout ceci que le phénomène d'intermittence provient à Fontestorbes:

1) D'un phénomène de capture souterraine.

2) D'un phénomène de récurrence dans le lit d'un ruisseau ancien réoccupé par une rivière jeune.

Par ailleurs, l'intermittence est un phénomène multiple, résultat du passage de l'eau dans les différentes salles du cours qu'elle remonte, on rencontrera à la fois un siphon moteur qui ne se mettra en route que lorsque le débit passera par un seuil minimum et des siphons accessoires qui seront mis en route par le jeu du siphon moteur. Nous pouvons donc admettre la théorie du système siphonnant pour expliquer la marche de Fontestorbes, en tenant compte bien entendu des quelques réserves que nous pu faire. Il nous reste beaucoup de travail pour connaître dans tous ses détails la marche de la Fontaine de Fontestorbes, mais l'essentiel est fait puisque nous savons pourquoi et comment elle fonctionne. En

résumé dans le problème des fontaines intermittentes, a été pour la première fois à Fontestorbes:

1) Démontrée l'existence d'un véritable système siphonnant confirmant définitivement les hypothèses invoquant l'existence de tels phénomènes.

2) Montrée l'existence à côté d'un siphon moteur primaire de systèmes siphonnants secondaires multiples.

3) Montrée l'importance déterminante dans la genèse d'un système siphonnant dans son ensemble, d'un phénomène de capture et de récurrence intervenant entre 2 réseaux, l'un ancien non fonctionnel, l'autre plus récent fonctionnel.

#### FONTAINE RONDE

La deuxième fontaine intermittente de France, se trouve dans le Jura, sur la route de Pontarlier aux Hôpitaux Vieux à une altitude de 900 m. C'est elle qui a permis à Magnin alors Professeur à Besançon d'émettre l'hypothèse du fonctionnement des fontaines intermittentes par action de CO<sub>2</sub> sous pression.

On possède actuellement de nombreuses descriptions de cette source.

Courvoisier médecin à Pontarlier en 1690, relaté dans les ouvrages de Piganiol de la Force en 1742 (Nouvelle description de la France). Astruc dans son Histoire Naturelle du Languedoc.

Desmarests: encyclopédie parue en 1747 sont les premiers à s'être intéressés à l'intermittence. D'après ces auteurs, il aurait existé une source plus élevée partiellement obstruée par l'établissement de la voie ferrée en 1874.

La fontaine intermittente jaillit actuellement d'un petit bassin de 4 mètres de long dont le fond est occupé par du sable et des gravillons. C'est dans ce premier bassin que l'on observe les intermittences, en aval, on trouve un petit ruisseau qui fait bientôt place à un second bassin où se déversent également un ruisseau provenant d'une source généralement tarie et une source continue. Ce bassin inférieur, mentionné dans toutes les descriptions est actuellement en voie de disparition, car il est englobé dans une zone marécageuse formant tourbière. On y observe généralement un écoulement continu auquel viennent s'ajouter des phénomènes d'intermittence coïncidant avec la montée des eaux dans le premier bassin, ces phénomènes sont cependant de nature variable, c'est ainsi que l'on peut observer soit un dégagement de bulles, soit un véritable bouillonnement. Tous ces phénomènes aussi bien dans le premier que dans le second bassin varient avec le débit des sources. C'est ainsi qu'en période de hautes eaux, il y aura un écoulement abondant dans les deux bassins, les eaux jaillissant de partout, mais aucune variation des niveaux. En étiage, on ne verra plus rien dans le bassin supérieur, dans le bassin inférieur l'eau sort entre les graviers de façon continue, sans variation apparente de volume mais laisse échapper des bulles accompagnées de



« bruits et de bouillonnements divers » survenant toutes les 10 à 15 minutes et parfois à des intervalles plus considérables.

En eaux moyennes, les phénomènes d'intermittence sont visibles dans le bassin supérieur: le bassin se remplit, l'eau sortant entre les graviers, elle monte pendant deux ou trois minutes, redescend pendant le même espace de temps et s'écoule en laissant le gravier à sec pendant une ou deux minutes.

Quel que soit le régime, il semble que les intermittences n'ont pas la régularité absolue que l'on rencontre par exemple à Fontestorbes, soit comme durée, soit comme quantité d'eau rejetée. La période de Fontaine ronde se décompose ainsi:

Flux : 4'.

Reflux : 2' à 2' 30".

Étala : 1' 30" la période est donc de 8' environ.

Au total à la Fontaine ronde l'intermittence se présente comme suit:

Eaux très fortes : Rien, écoulement continu ;

fortes : Intermittences irrégulières, il est difficile de séparer les périodes ;

moyennes : Périodes plus régulières ;

faibles : Variations considérables des périodes et de la hauteur de l'eau ;

très faibles : Périodes très régulières, la source est véritablement intermittente.

eaux basses : Absence totale d'intermittence, l'eau s'écoule en under-flow les phénomènes de flux sont remplacés par des dégagements de gaz qui se font à des intervalles plus ou moins réguliers.

A côté de ces phénomènes, on a rencontré comme à Fontestorbes des phénomènes accessoires, on peut citer :

1) Des bruits souterrains audibles à de grandes distances: en 1896 ils furent entendus de la Chapelle Mijoux qui est située à deux kilomètres de là.

2) Un bouillonnement qui ne conserve pas une intensité constante:

Il commence un peu avant le flux, augmente avec lui et cesse un peu avant la fin de l'écoulement. Il continue à subsister quand il n'y a plus de phénomènes d'intermittence dans les bassins. Il disparaît totalement avec les grandes eaux.

Pour Magnin et Petit Laurent qui ont étudié la Fontaine Ronde, les eaux réunies à l'Ouest dans une combe au niveau des marnes du Purbedkien, descendraient par des fissures dans le Valanginien où elles s'accumuleraient en même temps que du CO<sub>2</sub>. Lorsque la tension de ce gaz devient assez forte pour amorcer le siphon, l'eau contenue dans le réservoir s'ajoute à celle de la source continue et des eaux sauvages en temps de pluie et des phénomènes d'intermittence se produisent à la source principale, en même temps que des bulles de gaz se dégagent de divers

points des sources et du ruisseau superficiel jalonnant ainsi le cours du ruisseau souterrain qui persiste seul lorsque les eaux sont très basses. Si l'on examine d'un peu près la résurgence, on constate que l'idée d'une propulsion par le CO<sub>2</sub> émise par Magnin ne peut être conservée.

1) Le pH des eaux à la résurgence est de 7,3 à 7,5.

2) L'existence de CO<sub>2</sub> devrait amener une surconcentration en calcium des eaux et par conséquent un important dépôt de tuf à la résurgence au moment de la mise en équilibre du CO<sub>2</sub> de l'air et de l'eau, ce qui n'est pas le cas.

Ce n'est donc pas du CO<sub>2</sub> qui est rejeté par la source au moment de chaque intermittence mais bien l'air qui occupe les galeries et qui est aspiré au niveau des nombreuses fissures qui jalonnent le cours.

Fait excessivement important, la Fontaine ronde a tari le 24 février 1913 à la suite des écoulements d'eau mis en liberté lors du percement du tunnel du Mont d'Or. A la suite des travaux d'obturations exécutés dans le tunnel, la Fontaine ronde devait redonner tout d'abord 5 litres seconde sans intermittence, une heure après les intermittences reparraissaient et le débit passait à 40 litres seconde. Sans aller comme Fournier chercher un siphon renversé excessivement complexe pour faire remonter les eaux du Mont d'Or jusqu'à la résurgence, nous nous contenterons de constater que nous sommes en présence d'un système d'alimentation qui présente les mêmes caractéristiques que Fontestorbes. En tout cas il semble que l'étude complète du réseau soit chose aisée à faire car il circule à faible profondeur et de simples déblais nous permettraient certainement de reconnaître ce qui se passe exactement.

En ce qui concerne les autres fontaines intermittentes, elles sont beaucoup moins bien connues parce que d'étude plus récente, nous devons cependant citer Crupet en Belgique, étudiée par Rahir et Rabozée, qui présente une série de phénomènes assez curieux. Prenons leur description telle qu'elle nous est donnée par ces auteurs:

	Pas de pluie depuis 10 jours, le bassin profond de 60 cm. est rempli d'eau à 11° alors que celle du ruisseau aérique tout proche est de 14°.
22 Mai 1899	
	10 heures: 6 intermittences normales, période de 6' étala allant de 45" à 4'. Au sixième jaillissement, on ne constate plus d'interruption dans le débit, il y a seulement des variations d'intensité.
24 Mai 1899	
25 Mai »	Pluies très abondantes.
26 Mai »	Le bassin est à sec, la pluie continue.
	Pluie.



27 Mai 1899 ) Bruine, la prairie est détrempée autour de  
 ) la source mais le bassin reste toujours à sec.

Plus de pluie le 27, durée des jaillissements  
 3' 7" et 5'; le repos variant entre 5' 45"  
 et 16' 30".

31 Mai »

Les différences de niveau dans le bassin sont  
 considérables, jusqu'à 34 cm. alors que le  
 22 elles vaient été au maximum de 5 cm.  
 Ceci se passe à 10 heures.

A 11 heures 15, le bassin étant entièrement  
 rempli, tout mouvement cesse et à 15 heu-  
 res le niveau n'a fait que baisser de 2 cm.  
 par rapport au niveau du matin.

Tels sont les faits les plus précis qui aient pu être enregistrés sur la Fontaine de Crupet, cette intermittence étant très irrégulière et ne fonctionnant que rarement. On a ici comme à la Fontaine Ronde une toute petite fontaine intermittente qui de plus est très complexe, son fonctionnement étant rendu difficile à expliquer du fait que l'on ne connaît pas encore exactement le périmètre d'alimentation. Tout ce que l'on peut dire de Crupet tient en ceci: La variation de la durée des intermittences provient d'une arrivée discontinue de l'eau si le bassin est sec durant les pluies, cela provient du fait que Crupet correspondant à une résurgence du type 2 de Fontestorbes, c'est à dire à une résurgence fonctionnant sur coup de bélier. Lorsque la quantité d'eau est suffisante les coups de bélier disparaissent et l'eau situant par un exutoire situé plus bas dans le ruisseau ne remonte pas jusqu'à un niveau suffisant pour être visible dans le bassin. Si le débit augmente encore, le niveau s'élèvera, l'eau pourra alors ressortir par petit bassin qui le cas échéant pourra présenter un écoulement pérenne. Lorsque l'eau ne bouge plus du tout dans le bassin, cela doit provenir fait que tous les circuits étant encore pleins, l'eau sortant par un exutoire inférieur, le débit étant lui même équilibré entre l'arrivée d'eau dans la galerie du réseau primitif et celle du réseau intermittent, on se trouve sur un niveau normal d'équilibre entre deux bassins. En ce qui concerne les fontaines intermittentes de ce type actuellement connues mais que nous n'avons pas eu l'occasion d'examiner personnellement, nous pouvons citer:

En France: La Fontaine du Puil Gros près de Chambéry, la Fontaine des Merveilles à l'Abbaye de Haute Combe en Savoie.

A l'étranger: Le Bullerbronn (Westphalie); Engstler (canton de Berne Suisse) Buxton (Angleterre) Northwel (USA) Dagado (URSS) Source de l'île Oesel (URSS) la Fontaine de Kalugyer ou Izbuc (Monts de Bihar Vaskok) La mare de Siloam en Israël est alimentée par la Fontaine de la Vierge qui est elle intermittente.

Le deuxième type de fontaine intermittentes que nous avons eu l'occasion d'étudier, est celui de fontaines qui pérennes durant l'étiage ne deviennent intermittentes qu'en période de hautes eaux. L'exemple que nous avons étudié est le Trou du Poudak dans les Hautes Pyrénées.

#### LE TROU DU POUKAK.

Situé à proximité du village de Générest, sa découverte est relativement récente puisqu'elle remonte à Martel le 30 Août 1908. On se trouve ici devant un réseau complexe comprenant comme le montre notre plan:

1) Deux vallées sèches situées à quelques mètres l'une de l'autre. Sur la branche Nord, nous rencontrons de l'amont vers l'aval:

2) Le gouffre du Poudak, grossièrement quadrangulaire, sa profondeur est de 25 mètres par rapport au niveau extérieur de la doline où il s'est formé. Les relations avec l'ancien thalweg sont assez peu visibles, long de 20 mètres large de 15, la profondeur d'eau est de 3 mètres à l'ouest et de 15 mètres à l'Est. Le sens d'écoulement est Est Ouest et le départ se fait par une galerie verticale impénétrable. Il est assez difficile de mesurer le débit par suite de l'épaisseur instantanée de la lame d'eau qui passe devant nous.

3) A 50 mètres du Poudak, en redescendant le lit aérien, on tombe sur un gouffre d'effondrement, profond d'une quinzaine de mètres. A travers les éboulis grâce à des déblais, nous avons pu rejoindre le cours souterrain, les galeries d'évacuation sont très petites; à l'amont, l'eau venant de l'Ouest circule de dans un espace agrandi entre les strates verticales de l'Urge Aptien, la profondeur d'eau est assez considérable. Sous les éboulis l'eau se divise en plusieurs filets qui se rejoignent à l'aval dans de petites galeries circulaires creusées sur diaclases, avec un début d'approfondissement sur plan de strates. Une voute mouillante qui se trouble instantanément à notre arrivée empêche tout progression.

4) En suivant le thalweg, à 50 mètres de là, on trouve un nouvel accès à la rivière par l'intermédiaire d'une petite galerie qui nous amène dans une salle éboulée où nous rencontrons l'eau. Ici, pas de courant, il nous semble cependant que nous ne sommes pas ici directement sur le réseau mais sur un profil latéral débouchant vraisemblablement sur un petit lac. l'éboulis qui plonge dans l'eau empêche pour l'instant toute plongée et de gros déblais nécessaires avant de pouvoir ouvrir un passage.

5) 20 mètres au dessous et 50 mètres sur la droite, s'ouvre un petit gouffre donnant accès dans un système de galeries profondément érodées qui font la jonction entre les deux réseaux aériens, on a ici un confluent souterrain entre les deux réseaux, situé à quelques mètres en amont du confluent aérien.

6) Au delà on rencontrera sur les deux thalwegs une série de fissures impénétrables certaines laissant apercevoir l'eau en profondeur. Une cas-

sure assez importante permet à ce niveau le départ du ruisseau vers le Nord.

7) Enfin sur la partie Ouest du lit aérien, on arrive à l'émergence qui donne naissance à l'Arize. Le débit est assez important et la source captée malgré les multiples risques de pollution qui résultent du passage à l'air libre du ruisseau au fond de multiples fissures.

Tel est en gros le complexe souterrain du Poudak qui forme ce que nous appelons le Système intermittent du Poudak. Il y a un fait très important à noter dès à présent: alors que l'écoulement dans tout le réseau se fait d'ouest en est par des galeries creusées sur des strates verticales, elles - mêmes orientées ainsi à la suite de l'orogénèse Pyrénéenne, la circulation dans le Poudak se fait en sens inverse, n'ayant pu pour le moment effectuer de coloration, nous sommes en droit de nous demander si l'eau que nous voyons dans le Poudak est bien celle qui alimente la source de l'Arize ou si celle-ci ne serait pas alimentée grâce à l'autre ruisseau qui confluerait ainsi avec le réseau fossile de l'Arize en mont de son point d'origine. L'existence du Gouffre 5 nous autorise à émettre cette hypothèse qui nous semble quant à nous parfaitement valable. En hiver par contre, avec l'augmentation du débit le phénomène d'intermittence va se déclencher:

Dans le gouffre du Poudak l'eau qui arrive toujours de l'Est monte pendant quinze minutes, reste étalée pendant trois minutes à un niveau supérieur de 4 mètres à son niveau normal puis redescend rapidement sur le premier mètre plus lentement ensuite, la descente dure en tout quarante minutes. La durée totale de la pulsation est donc ici de 58'. De la fluoréscéine déversée par Martel dans le Poudak avait mis 45' pour rejoindre les galeries amont du gouffre d'effondrement. Or, fait extraordinaire, l'eau qui était montée Est Ouest va redescendre vers l'Est c'est à dire dans le sens d'écoulement normal du réseau et en sens inverse de son sens d'écoulement en période d'étiage. Il apparaît donc qu'ici aussi en période d'intermittence l'eau utilise des galeries différentes de celles normalement employées.

Si nous arrivons au gouffre d'effondrement, nous constaterons qu'il oscille lui aussi mais sa période sera de 29! seulement on a donc ici un phénomène de siphonnage secondaire, de période moitié moindre de celle du Poudak, phénomène en relation avec le fait que toutes ces parties du réseau sont beaucoup plus étroites et que les salles pour évacuer l'eau doivent pulser plus vite. Au delà cette intermittence se propagera jusqu'à l'exutoire où elle sera cependant considérablement amortie.

Le système intermittent du Poudak s'avère donc lui aussi très complexe et nous ne pourrions avoir de certitude absolue à son sujet que le jour où nous pourrions savoir où passe l'eau qui file de Poudak en période d'étiage.

Pour le moment, nous pouvons seulement admettre qu'en période

de crue une quantité importante d'eau arrive dans le Poudak, peut être par suite de la mise en connection permanente à ce moment là des deux ruisseaux souterrains voisins; l'exutoire normal étant trop étroit pour tout évacuer, l'eau montera jusqu'à ce qu'elle rencontre le réseau fossile qui une fois amorcé enlèvera le paquet d'eau pour le déposer plus loin. En tout cas à partir de ce moment là tout se passera comme à Fontestorbes.

Il ne nous est donc pas possible de tirer actuellement de conclusions formelles sur le Poudak, il semble que seule une coloration à la Fluoréscéine associée à des désobstructions importantes et à l'emploi de scaphandres autonomes nous permettra de résoudre définitivement le problème qui semble en tout cas dû à la mise en connection de deux ou plusieurs réseaux souterrains.

On peut encore citer comme fontaine de ce type, la Lofejuelle et la Tohonyaquelle, toutes deux dans l'arc Karpathique, au Nord Est de la Hongrie.

Lofejuelle débit 60 litres minute  
passe à 10.000

période variant de 3 à 6 heures.

La mise en connection de deux réseaux est démontrée par le fait que la résistivité passe de 1.900 à 2.100 Ohms.

Pour la Tohonya : 1.000 à 2.000 litres, éruption jusqu'à 20.000 L minute à l'intermittence l'eau qui est normalement à 15° passe à 10°. Une galerie creusée directement derrière la source a permis de trouver un passage et un réseau de galeries long de 1. km. qui se termine par un siphon qui n'a pu être franchi.

En conclusion à cette étude des rivières souterraines intermittentes, il nous apparaît que si le phénomène peut apparaître pour des raisons diamétralement opposées, ses conditions de développement sont ensuite les mêmes, les siphons annexes étant dûs dans tous les cas à la présence d'un étage de galeries fossiles. Par ailleurs, les sources intermittentes doivent être considérées comme des réseaux jeunes destinés à disparaître rapidement aussitôt que l'agrandissement des galeries inférieures sera suffisant pour permettre l'évacuation des eaux en temps de crue ou au moment des coups de bélier. Les siphons secondaires disparaîtront les premiers, les siphons amont des fontaines mises en route en période d'étiage pourront continuer à fonctionner plus longtemps jusqu'à leur arasement total. On passera alors à des réseaux pérennes relativement simples où il ne sera plus possible de distinguer la possibilité de l'existence antérieure d'un tel phénomène. Sur un plan plus général, qui consisterait à ne regarder enfin les circulations karstiques que comme un cas particulier des circulations en réseau de fissures, nous pourrions considérer comme défini un phénomène d'intermittence qui sera:

*Une résurgence présentant des phénomènes de flux et de reflux, à périodicité variable dans le temps, en fonction du débit.*

Ce phénomène qui pourra naître sous des conditions variées, aura la possibilité de se présenter sous trois formes distinctes :

Intermittence permanente	Type	les Geysers
d'étiage		Fontestorbes
de crue ou de H. eaux		le Poudak.

## The characteristics and development of limestone regions in the British Isles with special reference to England and Wales

### Abstract

Tertiary uplift, followed by periodic falls of base-level caused allogenic streams to cut polycyclic valleys into buried limestone masses (aided by marine planation). Slope retreat on the limestones was slow and tributary drainage often disappeared underground (leaving a system of hanging dry valleys) to feed the groundwater, which discharged from springs and effluent caves. Quaternary glaciation scoured the valleys and deposited till, and inhibited cave formation, though south of the Thames periglacial conditions ruled. Bare limestone with clints and dolines (shakeholes) only form small proportions of the surface and uvalas are uncommon. Cavern collapse is not an active valley-former though springhead recession is more powerful. Differing hydro-geological conditions are also considered.

### INTRODUCTION

In the English speaking world, the best known synthesis of landscape development in limestone regions is that of Cvijic (1918), largely as a result of the summary by SANDERS (1921). The original concept of Cvijic was developed with reference to the conditions in what is now Jugoslavia, though he realised well enough the modifications required in applying his ideas to different parts of that country and above all to limestone regions in Northern and Western Europe owing to differences of climatic, geomorphological, lithological and structural conditions. These modifications were set out briefly at the end of the 1918 paper, but were omitted from Miss Sanders's summary, and Cvijic's later elaboration of this theme (1925 A, B & C) is rarely referred to in English geomorpho-

(\*) M. B. E., B. Sc., Ph. D., F.R.G.S., F.G.S., Lecturer in Geography, University of Birmingham, England.

gical literature (COTTON (1947) is a notable exception). With the development of climatic geomorphology and its application to karstic studies e. g. by LEHMANN (1956) besides much detailed work on individual limestone regions and cavern development, especially in U. S. A. and Britain, the time seems ripe to attempt a synthesis applicable to conditions in the British Isles with special references to England and Wales. The first part of the paper deals with some of the general characteristics of British limestone regions followed by a suggested developmental sequence for specified conditions and a brief analysis of the applicability of these ideas to the main limestone regions.

#### THE GENERAL CHARACTERISTICS OF BRITISH LIMESTONE REGIONS.

The different aspects of the British limestone regions set out below are intended to be seen in contrast to those described by Cvijic for the Dalmatian karst and in some cases in contrast to the ideas advocated by him. It is impossible to separate these entirely as so many of them are interdependent. The chief factors considered are those of size, structure, lithology, relief and geomorphic history, hydrology, climate, vegetation and soils, and special landforms.

*Size:* By continental standards, none of the British limestone regions, with the possible exception of Central Ireland, are of any great size, the Peak District having about 500 km.<sup>2</sup> of exposed limestone, North West Yorkshire about 250 km.<sup>2</sup> and the Mendips about 200 km.<sup>2</sup>. The three regions mentioned above are reasonably concentrated areas, though the surface is interrupted by inliers and outliers of older and younger non-calcareous rocks. Many of the other areas have scattered or broken outcrops and even the more consolidated outcrops have irregular boundaries for the most part.

*Geological Structure:* In general this is much simpler than in Jugoslavia, the limestones for the most part being deposited over stable basements which resisted subsequent earth movements. In England and Wales, structures tend to increase in complexity from north to south, within two main series of Palaeozoic and Mesozoic limestones. These structures are referred to in a little more detail in the fourth section of this paper. Folds tend to be simple, and faulting is more commonly of the normal or tear type. There are a few thrusts especially in the Mendips and South Devonshire. The throw of the faults is rarely great, except along some of the boundaries. The limestones are well jointed, the joints usually forming two or more systems, two of which are normally at right angles to each other. The density of the joint pattern is affected by the lithology in many cases (see below). All of the older regions are very stable and are regions of positive gravity anomalies, so that earth tremors are rare and of small magnitude, and are usually connected with faulting. The earth movements responsible for the major fold structures in the older limestones were chiefly Hercynian in age and the uplift of these areas and the folding of the Mesozoic rocks is of Tertiary age, associated

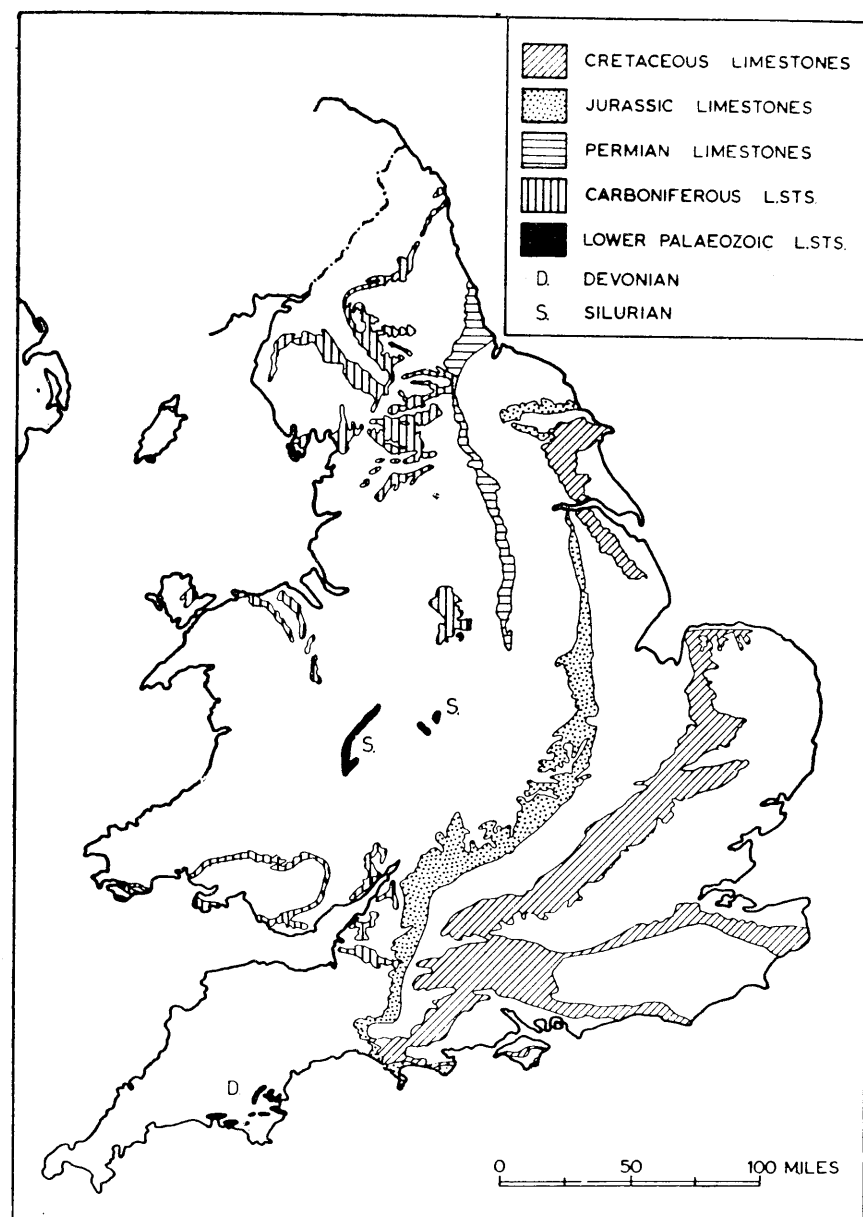


Fig. 1 - Map of the chief limestone districts of England and Wales.

with the Alpine orogeny. Some Quaternary warping in connection with the sinking of the Rhine delta has affected some of the chalk areas fringing the London Basin.

*Lithology:* This tends to be very variable, both laterally and vertically, but there are considerable areas of pure limestones. NORTH (1930) cites analyses of commercial limestones giving 98.90 and 98.93 per cent of calcium carbonate for Derbyshire and Anglesey examples, and similar figures could be quoted for other Carboniferous limestones. Others may only yield 60% of calcium carbonate. Amongst the Jurassic limestones, impurities are generally higher than in the older limestones, especially amongst the Liassic beds, on the other hand the chalk is usually very pure.

Generally the older limestones are very compact with small pore spaces, with a high degree of cementation, giving less permeability, but greater mechanical strength. The newer limestones are more porous, e. g. Portland Stone often has up to 20% total porosity (SCHAFER, 1932), and often weaker, but the pores tend to be small so that water movement is still easiest along the joints, etc. Although dolines occur on the newer limestones, caves are very rare, presumably due to lack of strength and also to multiple channels being available for water movement. This last factor is important, where the joint pattern is coarse, flow tends to be concentrated on a smaller of channels and so enlargement into caves is commoner. In general coarse joint patterns are associated with the more massive beds. Some of the most massive limestones are the Pennine reef limestones, with no true bedding. In the Peak District the caves are much commoner in this type of limestone than amongst the more bedded limestones (WARWICK, 1950). On the other hand similar reef limestones in Yorkshire are surrounded by shales and impure limestones and caves are rare in them.

Solubility does not appear to depend entirely on purity, SCHAFER (1932, p. 35) observes that under laboratory conditions the solvent action of carbon dioxide increases with the degree of microporosity of a limestone (micropores being defined as having a diameter under 0.005 mm). Differential solubility of calcite and dolomite may lead to disintegration of dolomitic limestones, and to increased permeability (HOHLT, 1948), but this does not appear to have affected many areas, though the effect of dolomitisation upon karstification has not been studied in Britain to any great extent. Insoluble matter will tend to clog up fissures, and also to result in residual deposits on the limestone surface, but these are rarely completely impermeable. Solution is affected to some extent in flooded cavities, especially on the floors. However much of the material found in British caves appears to be washed in rather than being derived from solution *in situ*.

Minor shale bands occur in most regions, though in the Mendips and South Wales they tend to be concentrated in the lowest zone. In N. W. Yorkshire they become increasingly important in the upper parts

of the limestone and as one proceeds northwards they become more important than the limestones. Thick shale bands impede water movement and may cause a concentration of flow above or below them. In Durham and Northumberland flow is concentrated into relatively narrow bands of limestone between impermeable shales, etc. Where cavities develop below shale bands, roof-collapse is common, and underground streams erode them more easily than the limestone, sometimes developing wide bedding plane passages, especially in Yorkshire. Igneous rocks are uncommon amongst limestones, though contemporaneous lavas and ashes occur in Derbyshire and in the North of England the basaltic Whin Sill was injected into the limestone. These rocks tend to impede water movements, though occasionally the softer agglomerates may be washed out.

The thicker mineral veins (1 metre and over in thickness), are normally much less porous than limestone, and they often hold up water movements. Since rake veins, deposited in joints and faults, are the commonest type, water flow may be imprisoned between two parallel veins, e. g. Peak Cavern, North Derbyshire (FORD, 1952). MYERS (1955) has also drawn attention to the caverns, of phreatic origin to be found on the up-dip side of some of the veins in mines the Northern Pennines. Minor veins appear to have no effect, though in some instances, passages may be worn out along them for short distances, e. g. in Ogof Ffynnon Ddu, Breconshire.

There is not necessarily any correlation between the absolute thickness of limestone and the degree of karstification, though thin limestones rarely suffer much solutional attack. N. W. Yorkshire with only 600 feet (180 m.) of limestone possesses many more caves than does the Peak District with 2,200 feet (670 m.) of limestone, or the Gower Peninsula with over 3,500 feet (1166 m.).

*Relief and Geomorphic History:* In England and Wales, most limestone areas are hill districts of varying altitude, rarely rising above 500 metres, but often in close proximity to higher areas composed of other rocks. They are often on or near to watersheds and only small areas abut directly on to the coast. Tectonic relief is absent, though in many areas, there has been some adjustment to the structure, but frequently the superimposed drainage of many of the older limestone regions, cuts across local and regional structures. There is extensive upland planation with relatively deep, polycyclic valleys cut into the upper surfaces. The lower rejuvenations at least were due to knick-point recession following the Pleistocene sea-level changes, though all of these have not reached the headwaters of the rivers.

Apart from Central Ireland and coastal plateaux, low-level plains are rare in limestone areas and few modern valleys exhibit signs of much beyond early maturity, though in neighbouring areas of soft impermeable rocks, much greater maturity may be observed.

All areas have been subject to considerable climatic variations,

especially during the Pleistocene Period, when the cold phases resulted in many modifications to the limestone landscapes. The Pennine and Welsh areas suffered most from the direct effects of glaciation. Some of the valleys were scoured out, and residual soil removed, though subsequently much of the Central and Northern Pennines received coverings of glacial till, which blankets the surface and chokes many of the caves. When the ice sheets advanced and during their retreat, meltwater would temporarily cause enhanced mechanical erosion in some of the influent caves, though when the ice passed over them it would probably prevent further development by sealing off the supply of water. (WARWICK, 1956). Areas in the periglacial zone including the Mendips and South Devon, and for shorter periods, the Peak District and other Pennine districts, were subject to intensive frost action, with solifluxion during the spring and summer. This latter process caused much of the superficial material to flow off the steeper slopes and to expose them to frost action, forming scree below. Some cave mouths were choked with solifluxion debris and their entrance arches enlarged by frost action, e.g. Eastwater Swallet in the Mendips. In South Devon many caves have shattered flowstone floors which may be due to the accumulation of ice bodies beneath them (A. J. SUTCLIFFE, private communication). Some of the dry valleys in these areas were re-occupied by streams due to the greater accumulation of impervious material on their floors and to the freezing of the surface rock, preventing seepage.

*Hydrology:* In general, limestone hydrology appears to be only a modified version of the normal pattern. The water movements tend to be orientated towards the major valleys, most of which still have streams in them, except in the Mendips. Where there are no intercalated impermeable strata, the water table is usually flatter than in noncalcareous porous rocks, since water movement is easier in the solutionally opened joints and bedding planes and response to external changes is correspondingly quicker. The upper vadose or 'dry' zone is deeper and fluctuations of the water table more rapid and of greater amplitude. Where knick-point recession occurs, the lower part of the river bed may become the controlling surface for the water table, even above the rejuvenation head, causing the stream to lose water by percolation to the lowered ground water surface. In the same way tributary valleys may find their streams flowing so far above the water table, they will pass totally underground unless fed by adequate external sources.

Where one river cuts down more extensively than its near neighbour, the higher stream may also start losing water underground, for discharge in the other valley, and if this discharge occurs in valley-side springs, sapping at the spring may result in river capture as in the case of the Manifold and Dove (WARWICK, 1953A). The shift from local water movements to regional ones is not greatly developed, but is best seen in the Mendips where the non-limestone rocks form a small portion of

the upland areas, and the surrounding impermeable beds have been stripped off the limestone to relatively low altitudes. Discharge of ground water is here concentrated in a few large springs or active effluent caves.

In only a few cases have rivers cut down through the limestone to the impermeable beds beneath. The best examples are to be found in N. W. Yorkshire and the Sligo-Fermanagh area of Ireland, and to a minor extent in the Forest of Dean. It leads to a great extension of the vadose zone and little or no true phreatic zone. Where tributary streams run off neighbouring impermeable hillsides, they sink almost immediately they reach the limestone. In the Cotswolds some of the dip slope streams have cut through the Great Oolite and into the underlying, impermeable Fullers' Earth Beds, draining the limestone and leaving wide areas with no surface streams between the major rivers, and often discharge is from large springs near the junction of the two rocks. A similar pattern may be observed further up the same streams where they have cut below the Inferior Oolite into the impermeable Upper Lias. (RICHARDSON, 1930).

*Climate, Vegetation and Soils:* Since these factors are so intimately linked they will be considered together. The basic factor is climate and most important elements are precipitation and temperature. Being hilly, most limestone areas experience above-average amounts of rainfall, the northern outcrop of limestone in South Wales, especially in Breconshire, receiving over 80 inches (2032 mm) per annum. N. W. Yorkshire and the Cross Fell area receive over 60 inches (1524 mm) with the Peak District averaging 40-60 inches (1016-1524 mm). The Mendips receive just over 40 inches (1016 mm), and South Devonshire, a similar amount, or even slightly less in some parts. The newer limestone areas receive 25-40 inches with most receiving under 30 inches (762 mm). Although most of the precipitation is received in winter, there is no marked dry period in summer, and rainfall tends to come in well-distributed small amounts, though occasional summer thunderstorms produce exceptional quantities of rain, which may cause much damage in caves, McKENNY HUGHES (1888) has recorded the effects of one such storm in Yorkshire. Snow falls on 20-25 days per annum on average in the Pennines, with lower figures of the order of 5-17 days for most of the other areas in England & Wales. This snow does not linger for long periods normally, though it remain for 2-3 months in exceptional years, e.g. 1947. The effects of snowmelt are thus spread out over the winter and fluctuations in stream flow evened out to some extent.

Temperatures are rarely very extreme, though most areas north of the Thames-Severn line experience frost on 50-100 days per annum, so that frost-action is still active. Although plant growth is restricted in most parts of Britain in winter, bacterial action continues in the soil for much of the year, and the carbon dioxide content of the soil air is correspondingly high, which fosters solution (see below). As a result

of the climatic conditions referred to above (based on the Climatological Atlas of the British Isles, 1952), all of the British limestone regions are covered with vegetation for the most part. The original vegetation was woodland, though to-day this is largely confined to the steeper slopes of the valley sides, the remainder being under grass or cultivation, except over much of the drift-covered areas where acid moor and peat bogs prevail.

Residual soils are found where boulder-clay is absent, they are generally dark red, argillaceous soils, with little free limestone on the upland flatter areas, but are more commonly darker in colour with more free limestone on the slopes. The vegetation provides ample material for bacteria to produce carbon dioxide and percolating soil water tends to be much richer in carbonic acid than ordinary rainwater (ADAMS AND SWINNERTON, 1937). In the absence of reliable data it is impossible to say whether solution is more effective in one area than another in Britain or in comparison with the Karst. The question is complicated by variations in the rate of production of carbon dioxide by bacteria and in the rate of diffusion due to atmospheric changes. (RUSSELL & RUSSELL 1950). Water percolating through the peats of the glaciated areas also contains humic acids which also help to dissolve the limestone (MURRAY & LOVE, 1929). The soil tends to fill up irregularities in the limestone beneath the surface and so considerable variations in thickness may be observed. The degree of slope, the purity of the limestone and the glacial history of a region all affect the issue. On the whole limestone soils are shallow in Britain, rarely exceeding a foot or two in depth.

*Landforms:* In most limestone areas 'normal' landforms dominate the landscape, though many of the valleys, especially tributary valleys, are dry. In comparison with Mediterranean karstlands, the most striking feature is the vegetation and soil cover, with only limited areas of bare limestone appearing. (It must be borne in mind however that some of the contrast may be due to different degrees of erodability of the soils in the two types of region following upon deforestation). Such bare limestone surfaces as do appear occur mainly on steep « risers » of valley-side steps (known as 'scars' in Yorkshire), as cliffs forming the sides or head of the incised valleys and on flatter areas where the surface corresponds closely to the dip of the beds.

Scars occur most commonly in glaciated areas, though the cliffs are more widely distributed. Some are related to the massiveness of the beds, especially where the dip is low. Many of the cliffs or free-faces (using the slope nomenclature of WOOD, 1942) appear to have been more actively developed under periglacial conditions than at present since the scree slope below them is often grassed over, and the limestone blocks may be cemented into calcrete. Valley side cliffs may also be associated with strongly rejuvenated rivers which are flowing above the water table, and as a result find difficulty in reaching a graded condition with its

greater degree of lateral erosion. In the case of Cheddar Gorge, the stream has disappeared altogether.

The gentler sloping bare areas are best exhibited in the Pennines and Co. Clare, Ireland. The forms range from simple, smooth-topped 'limestone pavements' separated by widened joints, to complexly fretted blocks (known as *clints*) separated by more complex fissures (*grikes*). Some of the blocks have a dendritic pattern of rounded channels cut into their upper surfaces and draining towards the grikes. The interfluvies between these channels are also rounded. These forms are well seen around the base of Ingleborough in Yorkshire where the drift has been removed. Grass and other vegetation occurs in the bottom of many of the grikes, and the clints may be observed emerging from beneath the vegetation in all stages of development. True lapiés (CVIJC, 1924) and rock rills are rare on inland sites, though commoner along limestone coasts, as in the Gower peninsula. This lack is due largely to the general absence of bare rock. Such forms as are exposed appear to have been formed largely beneath a soil cover. Circular pits unrelated to surface slope have been observed on isolated dolomite outcrops in Derbyshire, e.g. near Alsop-en-le-Dale. At Orton, Westmorland, thinly bedded limestones exposed on the dip slope of an escarpment, have become weathered into detached slabs over a wide area.

The major valleys occupied by streams exhibit all the normal features of river valleys, though development appears to have been retarded, largely due to the slowness of slope-retreat. This is presumably due to the relative dryness of the regolith due to rapid absorption of soil water into the underlying bed rock, giving less aqueous lubrication to mass-movement. Frost action is still active on exposed surfaces, though not so potent as in the colder periods of the Pleistocene Period.

*Dry valleys* are the dominant karstic phenomenon, and exhibit the same dendritic pattern as is found on other rocks, though this often appears to have been inherited from a drainage network established on an impermeable cover. Some of these valleys are developed at higher levels than the current streams, and their junctions with main valleys are often steep, i.e. they are hanging valleys. They appear to be caused by the lowering of the water table, either locally or regionally following the lowering of sea-levels and the subsequent rejuvenation of the rivers. In addition to the permanently dry valleys, some are occupied by spring-fed streams when the water table is high, others are only dry when the streams are at a low water stage and are absorbed by swallow holes, e.g. the Mole above Leatherhead. Allied to this last class are the *blind* valleys where streams permanently sink underground, either into open caves, narrow fissures or masses of loose rock. These are chiefly formed by minor streams, and some are cut in glacial till, e.g. Fell Beck, Yorkshire. Some of the largest in the British Isles occur in Fermanagh, cut by feeders of the Marble Arch System (BRODRICK, 1907). Intermediate types are re-



presented by the rivers Mellte and Neath (Breconshire) which pass underground for short distances in cave systems, leaving traces of a higher valley floor below the point where they pass underground at Porth-yr-Ogof and Cwm Pwll-y-Rhyd respectively (NORTH 1949).

*Caves* vary in type and numbers from region to region. They may be broadly classified into influent, effluent and independent systems. These may be subdivided into simple and complex systems, and active and dry caves. Influent caves take surface water underground and usually terminate in a pool, a mass of loose rock, or a narrow joint or bedding place. Only rarely can they be followed through into daylight by a lower entrance. They are designed to take water as quickly as possible to the water table. Many of this type of cave owe their development to mechanical erosion by a free-surface stream and their form is largely dictated by the structure of the rock. Joints normally dictate the plan, and the bedding planes, the vertical profiles. Where the beds are horizontal and massive, vertical pitches are common and the caves are known as *potholes*. In some instances influent caves exhibit signs of successive underground captures as more efficient courses are discovered, but these are not so common as might be expected theoretically. In other cases, streams have entered cavities, often of great complexity, produced below the water table, Gaping Gill Hole and Pwll Bwfre, South Wales appear in this category.

Effluent systems are often completely waterlogged, forming large resurgences, or kelds, though these often close up into narrow fissures a short distance below the surface, as cave-divers have proved at Keld Head, Kingsdale, Yorkshire and elsewhere. More rarely, streams issue from open cave mouths, such as Dan-yr-Ogof, in the Tawe Valley, and these are roughly orientated at right angles to the main valley, though local structures affect such relationships. Browgill Cave, Yorkshire is unusual for this type since it can be followed through to where its stream enters Calf Holes, from the surface. Some of these effluent caves are complex, such as Peak Cavern, Castleton, Derbyshire. Here a large entrance leads down to the stream which now finishes its course in a completely flooded passage. Again further into the hillside, another drowned section can be by-passed by a slightly higher passage, now largely drained of water. Former effluent caves are found in the valley sides, often just below former valley floors, though these rarely penetrate for any great distance and were often used as dwelling places by man and beast during the Pleistocene period.

The independent caves do not appear to be so intimately connected with the surface drainage. Some of them consist of single chambers with few associated passages and have been discovered as a result of mining activities, e. g. in Derbyshire, North Wales, Durham, etc. Others have been adapted by other systems, both above and below the water table, and these have helped to produce some of the complex influent and effluent cave systems.

Caves which act alternately as swallow-holes and resurgences (i. e. *estavelles*) are very rare. Upper Pate Hole, Westmorland is one of the few documented examples in Britain (PRICE, 1947). In Ireland certain enclosed basins near to the sea, known as *turloughs* (SWEETING, 1955) are occasionally flooded by variations in the water table, some of which are induced by tidal variations, e. g. near Tralee (COLEMAN, 1950). The associated underground channels are rarely open caves, and any which developed would probably be quickly choked with debris.

*Dolines* are found in most limestone areas and are known as *shakeholes* (1), or *shacks* in the North of England, and are often due to the collapse of solid rock and/or glacial drift into underlying cavities, though some may be due to solution. Some are arranged in linear patterns, but not always, and few have been definitely proved, by accurate surveys to be associated with specific cave systems. In some instances surface openings have become plugged with glacial drift and are now being cleared by subsidence, especially after the infilling has been subject to excessive water percolating into it. Such forms are commonly under 10 m. in diameter and depth, though larger examples do occur. Only along the northern outcrop of the South Wales limestone do they dominate the landscape. (THOMAS, 1954). They are largest where the limestone is covered by superficial deposits or Millstone Grit. THOMAS (1954 A) has shown that certain outliers of the Grit are let down into the limestone, and indicate the position of past dolines. Other ancient dolines are to be found in the Peak District filled with siliceous sand and capped by till and considered to have been initiated in Triassic times by some authorities (FEARNSIDES, 1932; KENT, 1957). Dolines are not so common on the Jurassic limestones, but are more frequent in chalk districts, especially at the lower levels and where the chalk is covered by gravels or Tertiary beds. Although small dolines may coalesce, no *uvalas* have been reported from England and Wales, though small *poljes* are present in Ireland (SWEETING, 1953 & 1954).

Widescale collapse of caves is rare, though there are instances of small-scale collapse over shallow caves, e. g. Eye Holes, Leck Fell, Lancs. Certain steep-sided gorges such as Cheddar Gorge and Gordale Scar have been considered to be due to this cause, as also have the dry valleys. None of these exhibits the typical features of cave plans, and the incised meanders of Cheddar are more allied to those of surface valleys than of caves, as demonstrated by TRUEMAN (1938). In some instances minor

(1) This term originating amongst Derbyshire miners is now spreading to many other areas. It is not entirely satisfactory since it implies that all are formed by collapse. Swallow-holes and sink-holes (the usual American expression) are also used, but this usage is deplored owing to a very much older usage of these terms for places where streams are swallowed or sink occasionally, called water-swallows.



caves are under ridges, not depressions, possibly due to the enhanced drainage of the limestone above them.

In the opinion of the author, spring-head retreat is a more potent factor than cavern collapse in the formation of new valleys. Even minor springs maintain bare slopes behind them when they appear at the foot of a valley wall. SPARKS and LEWIS (1957) have proposed this as the mechanism responsible for the dry valleys cutting back into the chalk escarpment of the Chilterns, though subsequent lowering of the water table has removed the springs. In the Peak District the author has postulated the wholesale capture of the Dove by the Manifold by this method. (WARWICK, 1953 A).

*Fossil karst:* A few examples have been reported from below unconformities in Carboniferous Limestone, in the Peak District, South Wales and the Mendips. FORD (1952) found Namurian shales infilling solution fissures in the limestone surface in the artificial entrance of Treak Cliff Cavern, Derbyshire, whilst W. B. WRIGHT made a passing reference to similar features near Buxton. The large dolines filled with sand referred to above, in this same area, are considered by KENT (1957) to have been initiated in Triassic times. Since at least one of these pits is over 500 feet (152 m.) in depth, the limestone must have been drained to a considerable depth, but no associated cave systems have been reported. Along the southern outcrop of the limestone S. Wales officers of the Geological Survey discovered minor solutional features beneath the Namurian Series. In Pembrokeshire, Triassic fillings were found in fissures in the Carboniferous Limestone. More recently KÜHNE (1949) discovered Triassic mammalian remains in cavities in the Carboniferous Limestone of South Wales and the Mendips. Around the Mendips the limestone is covered with a limestone breccia, misnamed the Dolomitic Conglomerate, representing a Triassic scree, but there were few signs of karstic development apart from the small cavities referred to above. Thus in the North Midlands and in the South West, there were two possible periods of karstification, before the Tertiary uplift and erosion laid bare the buried limestones, but apart from the Derbyshire pits, there is little to show that great developments occurred, though there would be some enlargement of the joints, etc. If this conclusion is valid, then one must attribute the cavern formation and other features to Tertiary erosion.

#### SUGGESTED MODELS FOR THE DEVELOPMENT OF LIMESTONE REGIONS IN ENGLAND & WALES

The long introduction is considered necessary in order to provide an uninterrupted narrative in this section. Since there is such a wide difference in the degree of karstification between the older (Upper Pa-

laeozoic mainly) and newer limestones (Mesozoic), two different models, appropriate to each area are given. Owing to a lack of detailed field knowledge of the limestone areas in Scotland and Ireland, only English and Welsh areas will be considered. In these countries plains have never developed from a youthful landscape cut into limestone hills, so that theoretical considerations of mature and senile limestone landscapes are inappropriate. Regional variations from these models are dealt with in the following section.

*Older Limestones:* Here the basic geological structure that will be considered is a domed area of Carboniferous Limestone, overlain unconformably by Namurian shales and grits. The folding would have occurred in Permo-Carboniferous times, followed by some erosion and at least a partial covering by Mesozoic rocks, and finally uplifted in Tertiary times. The initial drainage, developed on the new rocks from an exposed marine surface, would consist of a relatively small number of parallel consequent streams and associated tributaries forming a dendritic pattern.

As uplift progressed, the rivers would cut down into the overlying rocks in stages, with removal of large amounts of material until finally the limestone was exposed. This would occur in patches at first, depending upon the irregularity of the unconformity. The drainage network, adapted to the impermeable cover would be cut down into the limestone, but at first this would make little difference since there would be little development of the joints, etc. in the limestone. There is ample evidence to indicate that if the base level became steady at this level near to the top of the limestone, then planation could proceed in a normal manner, let us say at a position when the sea-level was relatively 1,000-1,100 feet above the present datum.

With renewed uplift, the drainage network would become incised into the limestone and a vadose zone would develop. As joints became enlarged, slope retreat would decrease and landscape development would be slowed up. Cave formation would be rare at this stage, though a few large springs might develop and solution would certainly commence below the water table as the deeper layers became less stagnant after a long period of sealing off.

Further rejuvenation, perhaps by now due to changes in the sea-level, would drain more of the limestone and cause the formation of steep-sided inner valleys in the first incision into the upper erosion surface. This would extend the dry zone and cause some of the tributary streams to lose some of their water to the water table, and where favourable joints occurred, leading to active influent caves. This process would be favoured by the extension of the bare limestone surface as the overlying shales were removed. In places the difference in rate of retreat of slopes on the two types of rock would lead to parts of the unconformity re-appearing as a surface feature.

The old springs would dry up and the sites of the larger ones would

be marked by small caves and tubes in the valley sides and new ones would develop on the new valley floor and sides. With some of the joints becoming enlarged, these would tend to take more water and some perhaps form small effluent caves. This process would reduce the number of springs, but increase their discharge. The channels for conducting rainwater to the groundwater would become more efficient and the water table would have a lesser gradient. With seepage from the tributaries, temporary dry valleys would form in the dry periods, ultimately becoming permanently dry. The removal of some of the shale cover would also reduce the gathering grounds of some of the smaller streams and so speed up the drying out of the surface drainage and the simplification of the network.

Further rejuvenation would tend to increase the processes referred to above, each successive fall of base-level would cut out some of the tributaries, which would be left hanging and in some cases might develop subsidiary blind valleys within themselves. Rejuvenation heads in the active side valleys would reinforce the losses caused by the main stream cutting down and many tributaries would be reduced to short stretches in the lower parts, rising at the foot of a steep valley head, which would tend to retreat up the valley, and might even by-pass an old swallow-hole (WARWICK, 1955). A similar process might affect the main valleys when the major portion of their course lay in limestone. Similarly, if meandering developed at this stage, the production of incised meanders might lead to seepage through the meander core, which in extreme cases, with the aid of spring-head retreat, might even lead to the abandonment of the longer course.

With the development of the cave systems, some collapse might occur, producing dolines, and also the caves might reveal chambers corresponding to the various halt stages of the rivers, marked by narrower passages between (as shown in Yorkshire by Dr. SWEETING, 1950, and on the Continent by Martel). Further rejuvenation might well lead to the dewatering of deep phreatic cave networks which become adapted in part by streams captured from the surface and enhanced by seepage water.

Prolonged exposure of the limestone would also lead to the formation of a considerable thickness of residual soil, with irregular solutional development proceeding beneath it and occasional solutional dolines forming, especially on the old upland surfaces. These upland surfaces would extend so long as there remained any unreduced residuals, though it might be argued that so long as no new valleys developed along the foot of the impermeable scarps, that when the limestone surface dipped away beneath the shales and the associated waning slope below a retreating constant slope (or even a free face) was formed entirely of shale, then the further downward development of the latter would be very slow and the shale/limestone border might become stabilised (see Fig. 2).

This may account for the lack of a developmental series of influent caves or potholes marking successive positions of the shale boundary.

If the area was glaciated at this stage, with a well-developed system of underground drainage, the onset of colder conditions would bring with it a deterioration of the plant cover and an enhanced rate of mass-movement on the steeper slopes. Frost action would become more prevalent and on steep bare slopes, the rate of retreat would also increase. Debris

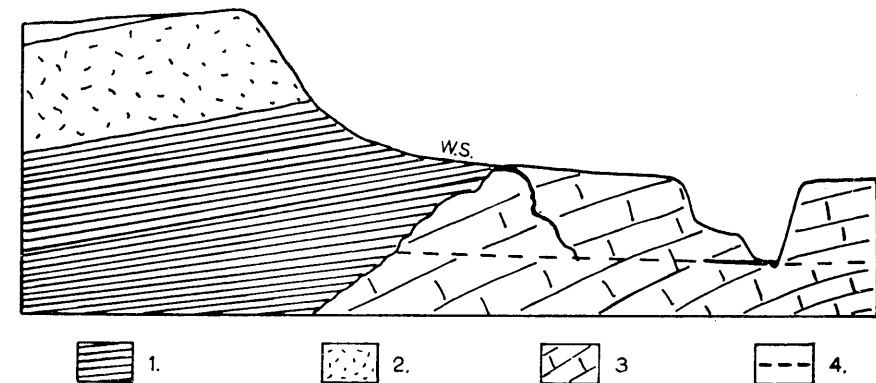


Fig. 2 - A diagram showing the effect of slope retreat on the upper limestone and shale surface of the model region. When the waning slope, W. S. has become established on the impermeable shales, there will only be very slow retreat of the edge of the shales and the swallow hole indicated will remain active for a long period of time. Only glaciation or the establishment of a tributary valley at the foot of the scarp would seriously interfere with this arrangement. Key: 1. Namurian shales; 2. Namurian sandstone; 3. Carboniferous Limestone; 4. The water table. Cave passages are indicated in black.

would increase in the bottoms of the dry valleys and after ground frosts, water might flow for a period in the valley floors. With the approach of ice, the flow in the main valleys would increase, and also temporary melt-water channels on the ice margins might in some cases terminate in swallow holes. This would produce an increased scour and also an increase in debris, much of which would be deposited underground. Where pro-glacial lakes formed, the surface and even some caves might be buried under lacustrine deposits. The valleys would be scoured out and some of the upland surfaces eroded. This would remove the soils and in some cases remove traces of minor effluent systems. With the ice covering the area, karstification would practically cease beneath the ice as it would seal off all outlets as well as the inlets. With the retreat, more meltwaters and an increased amount of glacial debris would be

swept underground. The surface would be covered with boulder clay, and many entrances choked. Some streams would find new courses over this cover, only to disappear underground when they re-encountered the limestone, or collapses occurred over old potholes. New blind valleys would thus be formed in the drift, and old ones re-opened. Frost action would be renewed and in some cases might even lead to re-occupance of the dry valleys, with the formation of dejection cones beneath those with hanging entrances. These streams would generally be short lived, but would help to clear out much of the accumulated glacial and solifluxion debris. The process of glacierisation could have occurred several times, removing most traces of former deposits and then replacing them by fresh material. If local ice formed it is possible that this would cause less deposition than if external sheets invaded the area near to their terminal moraines.

Post-glacial activity would consist in clearing out the valleys with active streams and the continuation of knick-point recession, but the time available would not be sufficiently long to clear the upper surfaces of their drift cover, which would support acid moor and bog vegetation. Streams would gradually clear away the finer material deposited in the caves, though much of the coarser material would remain. In the higher parts of caves, where active waters no longer reached, these deposits would remain. Old effluent caves would tend to increase their fill and their ultimate fate would be to become covered by debris and slow removal as the hillside retreated. The process of karstification would continue, chiefly by the drying up of valleys cut entirely in the limestone, but until the limestone was completely uncovered, allogenic streams would continue to maintain water in the main valleys, supplemented by supplies from large and small resurgences. A block diagram of a piece of limestone country developed under the conditions outlined above is shown in figure 3. Only a few scars are shown for ease of drawing, and the indications of glacial drift are also omitted. These rarely produce marked constructional forms, being confined to a surface layer generally.

*Newer Limestones:* The commonest pattern here is to take an assemblage of limestones of varying degree of purity, laid down under stable conditions, and subsequently slightly folded, giving vast areas of simple monoclinical structures only disturbed by minor folds and faults and lying between thick beds of impermeable rocks, chiefly clays. Uplift in Tertiary times would result in exposure and later planation by sub-aerial, or marine processes. With the development of subsequent streams, a cuesta landscape would evolve and the dip slope seamed by streams which either cut right through the cuesta or were confined to it. These streams would cut down in stages as in the older regions, and in so doing would de-water the upper zones, and leave the usual dry valley complex. Where through valleys occurred these would tend to lower the water table below the level of the valleys confined to the limestone. The

retreat of the escarpment would itself result in the lowering of the exposed top of the impermeable basement beds, and so lead to the lowering of the regional water table, as pointed out by FAGG (1923). All this is controlled however by the downcutting of the external streams. With

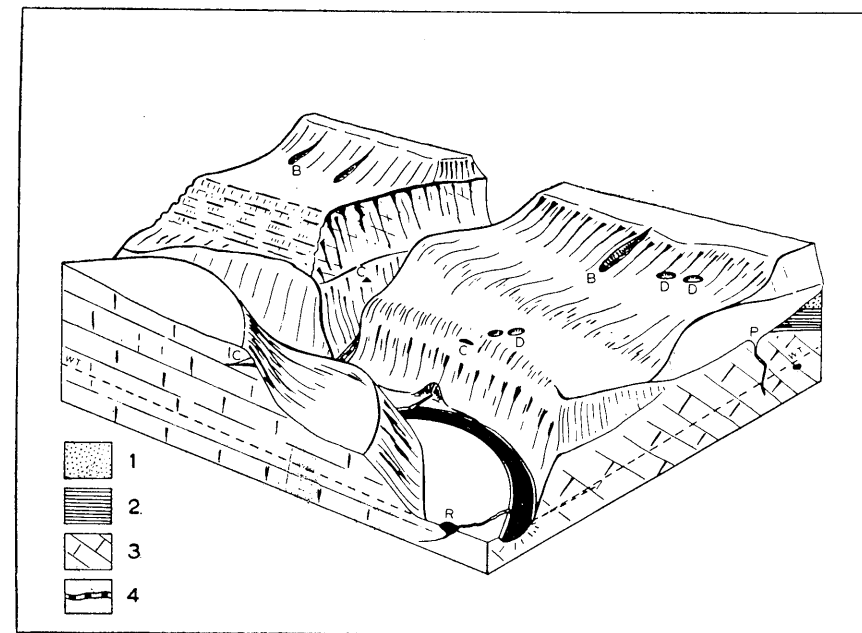


Fig. 3. - Idealised block diagram of an area of older limestone. On the right-hand side a dry valley is seen in section with its stream sinking into a pothole in its upper part. Karstic features have been concentrated towards the front for ease of demonstration. Only one steep slope has been shown to exhibit scars, for ease of drawing, also no boulder clay is shown - this could be expected to form a thin layer over much of the upper surface. Key: 1. Namurian sandstone; 2. Namurian shale; 3. Carboniferous Limestone; 4. Intermittent stream; B. V. - Blind Valley; C - Caves; D - Doline; P - Pothole; R - Resurgence; W. T. - Water table.

the drying out of the limestone, erosion would be slowed down, and again parts of the upper limestone surface would add additional elements to the landscape as the upper impermeable beds were removed. Apart from dry valleys, springs in the valley bottoms and sides would develop and the latter would commence to cut back into the limestone. The rocks would not be sufficiently strong to permit extensive cavern development, and in consequence collapse would occur above enlarged joints, especially

in the valley bottoms or former valley bottoms now preserved as valley-side benches. Since outliers would be rare under the conditions postulated, there would be no tributary allogenic streams and the network would consist mainly of a few major streams fed by springs. Where impure limestones or shales are encountered, tributary streams may form from springs, but would be likely to disappear on re-encountering the limestone. Where the larger openings become enlarged and water table adjustments facilitated, the recession of knick-points might cause permanent or temporary swallowing of main streams, but this would not be common.

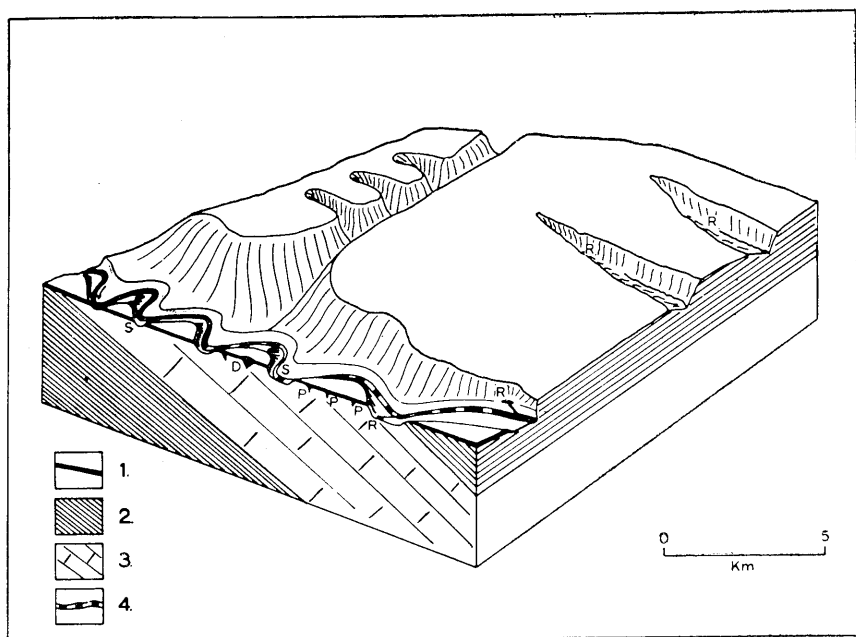


Fig. 4. Idealised block diagram of a typical block of chalk country. Key: 1. Gravels; 2. Impermeable Beds; 3. Chalk; 4. Intermittent stream; D - Doline; P - Pipe; R - Resurgence.

Glaciation would cause less interference with the underground drainage, since most areas of newer limestone in Britain lie near to the southern limits of glaciation and their scarps faced the approaching ice sheets, so that they were rarely completely covered by the ice. Periglacial activity would be more effective, with deeper freezing causing re-occupation of the dry valleys, and possibly nivation assisting in the production and modification of minor hollows in the hills. Where impermea-

ble rocks were exposed in the valleys and the sides formed of more competent limestones, extensive cambering would occur and even some of the resultant fissures (gulls) might remain open or only sealed at the surface, as in the Windy Pits of North Yorkshire. The best study of these effects is that of HOLLINGWORTH and others (1944). Again slope retreat would be speeded up as is testified to the large amounts of solifluxion debris, or *head*, which accumulated in the dry valleys and around the newer limestone hills.

The final result as observed to-day would be an upstanding hill region in the form of a cuesta, dissected by dry valleys and drained by a few major streams, with other karstic phenomena occasionally to be found, including water-swallows, and dolines (see Fig. 4).

#### COMPARISONS OF THE MODELS WITH ACTUAL REGIONS

Only brief notes are given here, further details may be obtained in WARWICK (1953 B) or CORBEL (1957). A small scale map of the main areas is given in Figure 1, but for more accurate representation the reader is referred to the map of Limestone Areas published by the Ordnance Survey on a scale of 1:625,000. The older areas are described first.

*Peak District:* This is the closest to the first model. The structure is basically that of an elongated dome with subsidiary folds on the east flanks, and composed of some 2,400 ft. or so of limestones (732 m.) with few shale bands, but with intercalations of contemporary basalt and volcanic ash. It is cut by the major rivers Derwent, Wye, Dove and Manifold, with few surface tributaries in the limestone. The centre of the dome, with a plateau surface has been exposed, and minor streams sink into the limestone from the surrounding Namurian rocks. Those sinking near to the axis of the fold in the north in an area of reef limestones show pothole development in influent caves, some of which are dry (e. g. Nettle Pot and Eldon Hole) others are active e. g. Giant's Hole which has now been explored to a depth of c. 500 feet (150 m.). In many valleys the number and complexity of effluent systems increases downwards, but the caves are concentrated in areas of reef limestone. It is possible that stripping off began in Triassic times which would make the subsequent history of development longer than in most areas, though it may have been covered again though there is no absolute proof of this. Although glaciated in the first glaciation in Britain (Antepenultimate), it was only partially covered in subsequent glaciations so that periglacial forms dominate over glacial and drift tends to be thin or absent on the limestone, though often thicker on adjacent shales.

*Mendips:* Here the structure consists of four periclinal axes arranged in echelon along east-west axes, formed of Carboniferous Limestone underlain by Lower Carboniferous shales and Old Red Sandstone. The latter

is exposed where the centre of the anticlines has been planed off, together with Silurian rocks in some cases, but these are not exposed to any great extent in transverse valleys. The whole area forms a flat-topped plateau with gentle surface relief, rising abruptly from flatter areas flooded by softer Mesozoic rocks. Although small streams flow off the central areas they quickly disappear into the limestone, usually into choked caves, many of which have been dug out and explored. There are a few major valleys cutting into the limestone, but these are all dry, though some of them grade down into the lowland areas. These valleys have abandoned effluent caves in their steep valley sides which are well incised into the upland surfaces. Discharge to-day is mainly from a series of large springs along the southern edge of the limestone e. g. at Axbridge, Cheddar and Wookey Hole. This is the most completely stripped of all of the limestone areas of England and Wales and in consequence has the least surface drainage. There are several areas of dolines but few areas of bare limestone. The influent caves sometimes have multiple entrance channels, of which most are abandoned or choked with debris, leading to simpler and larger passages which run down the steep dips of the limestone, to restricted passages and bedding planes which may represent the level of former adjacent sea levels. Some of the effluent systems are quite complicated and Lamb Leer is in part an independent system discovered during mining operations.

*South Devon:* Here small scattered areas of Devonian Limestone appear from beneath a covering of impervious Devonian and later rocks in the river valleys such as that of the Dart and its tributaries, or in coastal situations as at Torquay. The uncovering of the limestones appears to have been a late feature. Influent caves are very rare, though effluent caves, especially abandoned ones are much commoner. These usually show welldeveloped networks indicating an origin below the water table (BRETZ, 1942) in which solutional activity predominates over mechanical erosion. The structures are unusually complicated, which are sometimes reflected in the plans of the caves. Except in coastal exposures, the limestones rarely obtrude in an essentially non-calcareous physical landscape. As in the Mendips, the area was never glaciated and periglacial effects are again marked.

*South Wales:* The Carboniferous limestone here forms a broad syncline running east-west, underlain by Old Red Sandstone and capped by impermeable Upper Carboniferous rocks which form the centre of the elongated basin. The limestones outcrop around the rim of the downfold, in irregular, narrow bands, especially on the northern and southern flanks. The relief consists of a series of flat-topped mountains dissected by polycyclic valleys forming two series, orientated in N.E.-S.W. directions in the west and N.W.-S.E. in the east. The former have their headwaters on the Old Red Sandstone mountains, whilst most of the others rise on the Upper Carboniferous rocks, leaving the limestones to form the flat

top of the valley side of the river Usk which has cut a very deep valley to the north of the limestone in the Devonian rocks, though there is one minor limestone outlier remaining on the northern side. In the south the limestone is compressed into a series of smaller folds and often forms the coastline. The thickness of the limestone varies between 3,500 feet in the south-west and a few hundred feet in the north-east.

Along the northern outcrop complex effluent systems have been de-watered where the rivers have cut down into the limestones as in the Tawe Valley, with tributaries sinking on the hills above and modifying the phreatic systems by mechanical action, e. g. at Ogof Ffynnon Ddu. In some cases the mainstreams pass underground e. g. the headwaters of the River Neath. In between the valleys, the limestone surface is pocked with dolines, which extend on to the neighbouring Millstone Grit series to the south, to an extent rare in Britain. This probably testifies to long exposure and effective de-watering of the limestone. Further east, where the limestone is undissected by southward flowing streams, at least one large cave system entirely independent of the surface drainage has recently been explored - i. e. Agen Allwedd. The entrance in face of the north facing scarp is very tight, yet inside the hill there are some extremely large passages in part choked with laminated pool deposits of very fine texture. Further digging may result in other such independent systems being found.

There are practically no caves of any size in the eastern outcrop, but there are some small ones in valley sides of streams which cut through the limestone. In the Gower Peninsula there are effluent caves at various levels along the coast, many of them developed by marine erosion and associated with former raised beaches. Some of the small streams which cut through the limestone disappear underground in surprisingly long caves for a situation so near to the sea. Whether there has ever been much deep artesian movement through the limestones from north to south is an unresolved question, though the finding of systems independent of the present drainage may lend some support to this idea. However this area probably holds more promise of startling discoveries than any other in England and Wales and it is dangerous to generalise in the present incomplete state of knowledge about the karstic history of the northern outcrop.

*N. W. Yorkshire:* This is usually taken to be the typical British limestone area. It certainly has the most intensely developed karstification, but is in unusual in several respects. Its structure is the simplest of all of the older limestone areas - with beds dipping gently N. E. with dips of only a few degrees. The 600 feet of Great Scar limestone with very massive beds below becomes more thinly bedded upwards finally passing into the shales, limestones and sandstones of the Yoredale series which herald the shales and sandstones of the Millstone Grit Series.

The area forms a plateau with impermeable residuals rising from

the interfluvial the deeply incised streams, some of which have cut down through the limestones to the underlying Lower Palaeozoic rocks. This has caused most of the limestone to be drained and the many tributaries flowing off the impermeable strata quickly disappear underground, chiefly into caves leading to potholes or directly into open pots. Besides the main erosion surface bevelling the limestone and shales at about 1,100 feet, there are at least two major stages in the valleys below which effluent caves appear and at which levels there are often marked developments of chambers in many of the influent caves (SWEETING, 1950). Active effluent caves occur, though much of the ground water is discharged from springs, some of which are of large size. Some of the deeper influent systems reach complex systems of passages, e. g. Gaping Gill Hole, though the majority are simple and mechanical erosion is the dominant process. The commonest type of influent system consists of a gently sloping upper series leading to a series of major pitches in the Great Scar limestone and terminal pools or boulder chokes, etc.

The district suffered considerably from glaciation, with scouring out of the valleys and the deposition of glacial drift on the upper limestone surfaces and in the wider valley bottoms. Much of the vegetation on the upper surfaces is acid moor, though where the drift has been removed the most extensive areas of clints in Britain may be observed, but these do not cover the major portion of the surface by any means.

The limestone appears to have been sealed off until exposed in Tertiary times and most of the karstic development has occurred since then. Shakeholes are not uncommon, though some consist of collapsed drift over former pothole entrances. The extent of draining of the limestone, the large number of caves, the re-appearance of the basement and the high degree of glaciation make this area unusual in England and Wales, though it may be matched to some extent in Ireland in the Sligo-Fermanagh area.

*Northern Pennines:* Northwards from Yorkshire the shale bands in the limestone increase in thickness until the limestone is split up into as many as sixteen different limestones, though only seven are of any importance, varying in thickness between 12 and 250 feet (MYERS, 1955). This means that water movement is confined to these bands, which are exposed as narrow outcrops along the sides of the valleys cut into the upland plateau surface. Effluent caves are the commonest form and many of these are very simple, though mining has revealed some more complex 'independent' caves. Mineralisation complicates matters and furthermore the area has only recently been studied from a speleological point of view.

*Other Areas:* Around the Lake District is a discontinuous ring of limestones of Lower Carboniferous age, but there are relatively few karstic features. In the north, where the limestones are split up by impermeable beds as in Durham and Northumberland, caves are absent, though further south there are smaller caves such as those of Pate Hole

referred to above. In this eastern area there are several dolines, minor swallow holes etc., but development has not proceeded very far. A thick cover of glacial deposits also masks much of the district. There are also a few small caves in the district.

In North Wales, tilted blocks of Carboniferous Limestone complicated by much faulting, form bare plateaux, with few influent caves, but several old effluent caves, some of which contain artifacts in deposits sealed by the latest glaciation. It is an area largely drained of its water, but with no overlying impermeable residuals to provide surface streams.

Further south in the Forest of Dean, the limestone forms a basin underlain by Devonian rocks and covered in the centre by Coal Measures. The area is drained by a small stream which has not penetrated through the latter rocks and in consequence there is no escape for water contained in the limestone. On the western side the Wye has cut down through the whole sequence and a few dry effluent caves occur above the river and there are a few dolines near St. Briavels.

In general it would appear that the main modifications to the model are brought about by differences of structure, and the relationship of the structure to the valleys, together with the erosional history of the different areas, with regard to the stripping off of the cover.

*Newer Areas:* Structural variations from the model conditions are much less important than in the case of the older limestones, though there are lithological variations of local significance.

The most important area of Jurassic limestones is in the Cotswolds, where Middle Jurassic limestones, with intercalated impermeable beds of clay and marl form a bold cuesta, running from N.E.-S.W., and dipping towards the south-east. There are no through streams except the Bristol Avon and the dip slope streams are incised into a summit erosion surface, and breaching some of the impermeable beds, and resulting in a draining of the upper beds, assisted by the low altitude of the ground below the cuesta and the many short streams rising in embayments in the scarp. The limestones are well jointed and only the Inferior Oolite is massive and in consequence only enlarged fissures are found, though few of these can be penetrated. Dry valleys and large springs, with a few intermittent streams such as the Dikler are the main karstic features. ARKELL (1947) reported that small flood-water streams from the overlying clays on the edge of the limestone disappear into small swallow-holes, known locally as *swilly-holes*. The area was never glaciated, being on the edge of some of the ice sheets, and was subject to frost action, though the scarp face appears to have been most affected. The dip-slope valleys have also suffered considerable reductions in volume of their flow, and some of this may have occurred in relatively recent times (G. H. DURY, 1954).

The thicknesses of limestone further north are much more reduced and the cuestas more complex, with the Liassic beds forming the main



escarpment and karstic features are much less noticeable. In North Yorkshire, where the Jurassic Beds are largely arenaceous, only the Corallian Beds are calcareous, forming a narrow fringe to the southern borders of the North York Moors, overlooking the low Vale of Pickering. These limestones are cut through by a series of small valleys, leaving flat-topped interfluvies. Only one cave system has been reported - the famous Kirkdale Cave, now largely quarried away, where BUCKLAND (1823) discovered large quantities of the bones of Pleistocene mammalia. This is a small solutional network developed along a bedding plane. The nearby stream also disappears entirely during dry periods. There are some large springs, e. g. Keld Head near Pickering, and also some valley-side fissures due to periglacial action in Ryedale (FITTON & MITCHELL, 1950). There are a few dry valleys, chiefly small ones parallel to the main streams cut into the edge of the steep slope overlooking the Vale of Pickering.

The chalk areas are largely formed of very pure, porous limestone, though harder bands do occur, where massive joints determine the water flow patterns. Most areas form resistant cuestas standing out from the adjacent clays and sandstones, though the resistance of the chalk to mechanical erosion is low. There are a considerable number of valleys cutting completely through the chalk, with smaller ones entirely in the chalk in between, and these latter are generally dry. There are few real caves, though dolines are more frequent than on Jurassic rocks - probably because of the less competent character of the rock. Only one of the rivers flowing through a main gap disappears underground during low water stages, and that is the Mole. In the Chiltern foothills the Mimms Hall Brook goes underground and re-appears in the Lea Valley (WOOLDRIDGE & KIRKALDY, 1937). The dip slopes of the North and South Downs are seamed with dry valleys, drained by the successive cutting down of the major valleys running through the hills and skirting the scarp foot. Bournes or occasional springs sometimes burst out in the floors of some of these valleys after unduly wet seasons. Although the chalk areas north of the Thames were glaciated, those to the south suffered intensive frost and solifluxion action during the colder phases of the Pleistocene Period. The valleys are choked with head, known as combe rock and many of the dry valleys were occupied by running water. The best general summaries are those given by Wooldridge and MORGAN (1937) and PINCHEMEL (1954). In Salisbury Plain the cuesta form is absent, giving way to a gently rolling plateau seamed with dry valleys, but the main valleys still contain water, e. g. the Salisbury Avon. Other karstic features are not so well developed.

In the Weald, some of the Hythe Beds contain a proportion of calcium carbonate, chiefly as a cement, and a few minor karstic phenomena have been reported from these rocks. BENNET (1908) has described extensive subsidence features in a valley floor in these beds. Other limestones occur, in the Mesozoic rocks, but many of them are either argillaceous

such as the Lower Lias limestones or relatively small outcrop such as the Corallian limestone near Oxford.

### Conclusion

It appears from the above descriptions that there are considerable variations between limestone regions in Yugoslavia and those found in England and Wales. The intensity of karstification is much less, and surface depressions much less marked, and in fact normal erosional features predominate except for a lack of water in many of the tributary valleys. The differences appear to be due to differing geological, geomorphological and climatic conditions operating now and in the past in the two areas.

Since the British limestone regions have been so resistant to denudation, there appears to be little point in elaborating the hypothetical end stages of the developmental sequence proposed by Cvijic, and instead two models are suggested for regions composed of older and newer limestone. Variations are more frequent in the former case due to considerable differences in the geological structures of the areas considered. Some of the concepts embodied on these models do not apply to all of the Irish limestone regions, where karstification has progressed more fully than in Britain.

### Bibliography

- ADAMS C. S., SWINNERTON A. C. — Solubility of Limestone. *Trans. Am. Geophys. Union*, Pt. II. 504-8, 1937.
- ARKELL W. J. — The Geology of Oxford. Oxford, 1947.
- BENNET F. J. — Solution-Subsidence Valleys and Swallow-holes within the Hythe Beds Area of West Malling and Maidstone. *Geog. J.* 32. 277-288, 1908.
- BRETZ J. H. — Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns. *J. of Geol.* 50. 675-811, 1942.
- BRODRICK H. — Some Caves and Potholes in County Fermanagh. *Yorks. Ramblers' Club J.* II. No. 8. 291-305, 1908.
- BUCKLAND W. — Reliquae Diluvianae, or Observations on the organic remains contained in caves, fissures and diluvial gravel. London, 1823.
- COLEMAN J. C. — Caves in the Tralee District. *J. Cork Hist. & Archaeol. Soc.* 55. 25-30, 1950.
- CORBEL J. — Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe. Lyon, 1957.
- COTTON C. A. — Landscape as developed by the normal processes of erosion. 2nd edn. London, 1941.
- CVIJIC J. — Hydrographie Souterraine et Evolution Morphologique du Karst. *Rec. des Trav. de l'Inst. de Geog. Alpine.* 6. 375-426, 1918.
- CVIJIC J. — The Evolution of Lapiés - A Study in Karstland Topography. *Geog. Rev.* 14. 24-44, 1924.
- CVIJIC J. — Types Morphologiques du Terrains Calcaires - Le Holokarst. *C. R. Acad. de Sc.* 180. 592-594, 1925, A.
- CVIJIC J. — Le Merokarst. *ibid.* 757-758, 1925, B.

- CVIJIC J. — Types Karstiques de Transition. *ibid.* 1038-1040, 1925, C.
- DURY G. H. — Contribution to a general theory of meandering valleys. *Am. J. Sci.* 252. 193-206, 1954.
- FAGG C. C. — The recession of the chalk escarpment. *Proc. Croydon. Nat. Hist. & Sci. Soc.* 9. 93-112, 1923.
- FEARNSIDES W. G. et al. — The Geology of the Eastern Part of the Peak District. *Proc. Geol. Assoc.* 43. 152-191, 1932.
- FITTON E. P., MITCHELL D. — The Ryedale Windypits. *Cave Science* II. No. 12. 162-184, 1950.
- FORD T. D. — New Evidence on the Correlation of the Lower Carboniferous Reefs at Castleton, Derbyshire. *Geol. Mag.* 89. 346-356, 1952.
- HOLLINGWORTH S. E., TAYLOR J. H., KELLAWAY G. A. — Large Scale Superficial Structures in the Northamptonshire Ironstone Field. *Q. J. Geol. Soc.* 100. 1-44, 1944.
- HOHLT R. B. — The Nature and Origin of Limestone Porosity. *Q. Colorado Sch. of Mines.* 43. No. 4. 1-51. 1948.
- HUGHES T. McK. — On Caves. *Trans. Victoria Inst.* 21. 77-106, 1888.
- KENT P. E. — Triassic Relics and the 1000-foot Surface in the Southern Pennines. *E. Midland Geographer.* 8. 3-10, 1957.
- KÜHNE W. G. — Mesozoic Terrestrial Vertebrates in the Bristol Channel Area. *Abst. Proc. Geol. Soc.* 1448. 53-54, 1949.
- LEHMANN H. Der Einfluss des Klimas auf die Morphologische Entwicklung des Karstes. *Rept. Comm on Karstic Phenomena. Int. Geog. Union.* 3-7, 1956.
- METEOROLOGICAL OFFICE — Climatological Atlas of the British Isles. London, 1952.
- MURRAY A. N., LOVE W. W. — Action of Organic Acids upon Limestone. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists.* 13. 1467-1475, 1930.
- MYERS J. O. — Cavern Formation in the Northern Pennines. *Trans. Cave Res. Gp. of G. B.* IV. No. 1. 29-49, 1955.
- NORTH F. J. — Limestones, Their Origin, Distribution and Uses. London, 1930.
- NORTH F. J. — The River Scenery at the Head of the Vale of Neath. Cardiff. 2nd. Edn, 1949.
- ORDNANCE SURVEY. — Map of the Limestone Areas of England and Wales. 2 sheets. 1:625,000, with explanatory text. Chessington, 1957.
- PINCHEMEL P. — Les Plaines de Craie. Paris, 1954.
- PRICE B. D. — Pate Hole, Westmorland. *Br. Caver.* 16. 85-87. 1947.
- RICHARDSON L. — Wells and Springs of Gloucestershire. London, 1930.
- RUSSELL Sir E. J., RUSSELL E. W. — Soil Conditions and Plant Growth. 8th Edn. London, 1950.
- SANDERS E. M. — Cycle of Erosion in a Karst Region. *Geog. Rev.* 11. 593-604, 1921.
- SCHAFFER R. J. — The Weathering of Natural Building Stones. London, 1932.
- SPARKS B. W., LEWIS W. W. — Escarpment Dry Valleys near Pegsdon, Hertfordshire. *Proc. Geol. Assoc.* 68. 26-38, 1957.
- SWEETING M. M. — Erosion Cycles and Limestone Caverns in the Ingleborough District. *Geog. J.* 115. 63-78, 1950.
- SWEETING M. M. — The enclosed depression of Carran, County Clare. *Irish Geography.* 2. 218-224, 1953.
- SWEETING M. M. — The Landforms of North-West County Clare, Ireland. *Trans. Inst. Br. Geographers.* 21. 33-49, 1955.
- THOMAS T. M. — Solution Subsidence Outliers of Millstone Grit on the Carboniferous Limestone of the North Crop of the South Wales Coalfield. *Geol. Mag.* 91. 220-226, 1954 A.
- THOMAS T. M. — Swallow Holes on the South Wales Colfield. *Geog. J.* 120. 468-475, 1954, B.
- TRUEMAN A. E. — Erosion Levels in the Bristol District and their Relation to the Development of the Scenery. *Proc. Bristol Nat. Soc.* 4th Ser. 8. Pt. 4. 402-408, 1938.

- WARWICK G. T. — The Reef Limestone Caves of the Dove and Manifold Valleys. *Cave Res. Gp. G. B. Newsletter* 31. 2-6, 1950.
- WARWICK G. T. — The Geomorphology of the Dove-Manifold Region. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Birmingham, 1953 A.
- WARWICK G. T. — British Caving Regions, Chapter V of British Caving - An Introduction to Speleology (Ed. C. H. D. Cullingford) London, 1953, B.
- WARWICK G. T. — Polycyclic swallow holes in the Manifold Valley, Staffordshire, England. *C. R. 1er Congrès Int. de Spel.* 2. 59-68, 1955.
- WARWICK G. T. — Caves and Glaciation - I. Central and Southern Pennines and Adjacent Areas. *Trans. Cave Res. Gp. G. B.* 4. No. 2. 125-160, 1956.
- WOOD A. — The Development of Hillside Slopes. *Proc. Geol. Assoc.* 53. 128-140, 1942.
- WOOLDRIDGE S. W., KIRKALDY J. F. — The Geology of the Mimms Valley. *Proc. Geol. Assoc.* 48. 307-315, 1937.
- WOOLDRIDGE S. W., MORGAN R. S. — The Physical Basis of Geography. London, 1937.

### Discussion

Prof. GORTANI — J'ai l'impression que le carsisme anglais décrit par M. WARWICK ne s'explique pas assez bien avec les conditions morphologiques et climatiques actuelles. Je pense que probablement il s'agit d'un carsisme préglaciaire, peut-être renouvelé dans les temps postglaciaires.

M. WARWICK — consent.



## Lummelunda: un endroit karstique encore actif dans les chaux siluriennes de l'île de Gotland

### Résumé

L'auteur constate que les grottes suédoises sont trop peu connues à l'étranger, spécialement celles du paysage cambrien et précambrien, et attire l'attention sur l'existence des formations schisteuses, crétaciennes et calcaires, dont quelques-unes pourtant sont présentées par MM J. de Morgan, G. Chabot, J. Corbel e. a.

La grotte de Lummelunda 16 km. N. de Visby dans l'île de Gotland est connue depuis des siècles comme une petite grotte avec exurgence d'une rivière souterraine. Cette grotte extérieure mesure 16 x 12 m. seulement. L'auteur s'est consacré à l'exploration du réseau souterrain depuis l'année 1925 et vient de pénétrer jusqu'à un point distant de 200 m. environ de l'entrée.

Une série de nouvelles salles, de canaux et de galeries sont maintenant découvertes, et à la perte d'eau superficielle 1300 m. à l'Est, d'où le passage de l'eau dans les entrailles du rocher dure 5-6 heures, on vient de découvrir aussi de nouvelles cavités. L'extension du réseau souterrain doit par conséquent être très vaste.

Les grottes sont formées dans les chaux siluriennes de corail et de crinoïdées, basées sur et superposées à des couches épaisses de chaux marneuses (ou plutôt d'argile) supérieures de Visby. On y a trouvé beaucoup de concrétions stalactites et stalagmitiques, de fossiles crinoïdiennes etc., ainsi que des cavernicoles vivantes.

Il s'agit selon l'auteur d'un Karst partiellement holofossile, partiellement mérofossile (selon la théorie de M. N. LLOPÍS LLADÓ) mais encore *actif* aussi.

### I

Selon la littérature internationale spéléologique la Suède serait une tache à peu près blanche, et dans son paysage cambrien et précambrien il n'existerait point de formations géologiques plus jeunes contenant par exemple des grottes et autres formes karstiques. Malgré le fait qu'il y a beaucoup de grottes aussi dans le granit et le gneiss, quelques-unes formées par des blocs erratiques, d'autres par des diaclases et des mouve-

(\*) Norrköping, Suède.

ments tectoniques, et d'autres par la corrosion (1, 2, 22, 25), il se trouve quelques localités schisteuses et des chaux un peu partout dans le pays (3, 8, 14, 17, 21, 22, 23, 24), ainsi que des formations crétaciennes au Sud de pays, dans lesquelles il existe quelques grottes considérables (7, 10, 11, 21, 23, 25). Un mémoire de JACQUES DE MORGAN en 1882 (20), un article de GEORGES CHABOT en 1943 (4) et deux aperçus de JEAN CORBEL en 1952 (5, 6) ont déjà présenté quelques faits isolés au public international, mais ce n'est qu'avec l'étude de mon ami le dr. K. LINDBERG parue dans la « Rassegna Speleologica Italiana » en 1956 (13) que la spéléologie suédoise fût présentée dans toute sa modeste étendue.

Dans ses récits de voyage le naturaliste CARL VON LINNÉ (1707-1778)

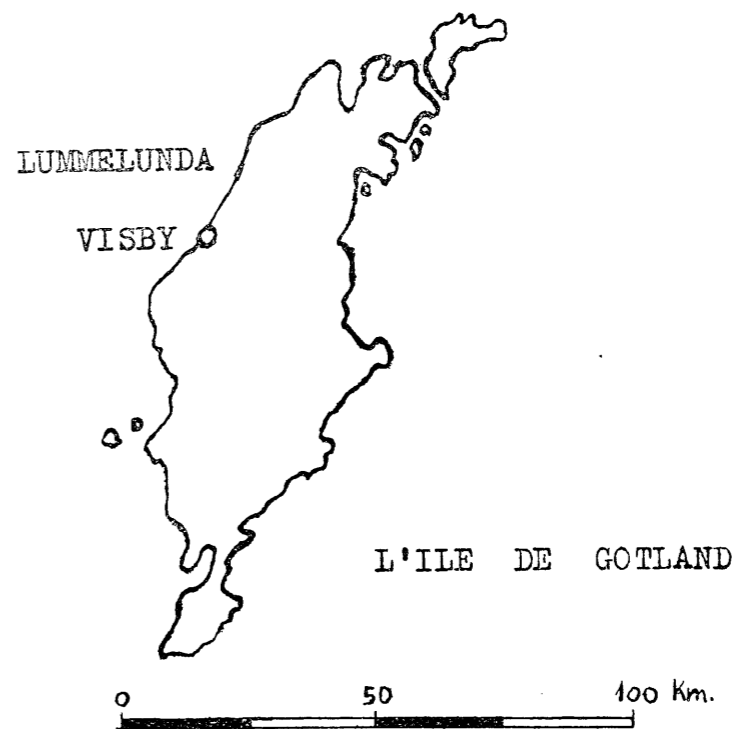


Fig. 1 - Situation de la Grotte de Lummelunda dans l'île de Gotland.

a noté au moins deux grottes intéressantes: celle de BALSBERG en Scanie et celle de LUMMELUNDA dans l'île de Gotland (14). Auprès de cette dernière il a admiré l'activité d'une rivière souterraine mystérieuse qui coule invisible sur plus d'un kilomètre et demie à partir du lac de

*Martebomyr*, jusqu'à un point où elle se déverse dans une grotte, et par sa force donne naissance à plusieurs industries dans sa descente vers la Mer baltique (8, 16, 17, 21, 23, 24). L'endroit en question *Lummelunds bruk* est situé à 16 km. au nord de la ville de *Visby*, chef-lieu de l'île, au bord de la mer, et on y arrive facilement par une grande route provinciale.

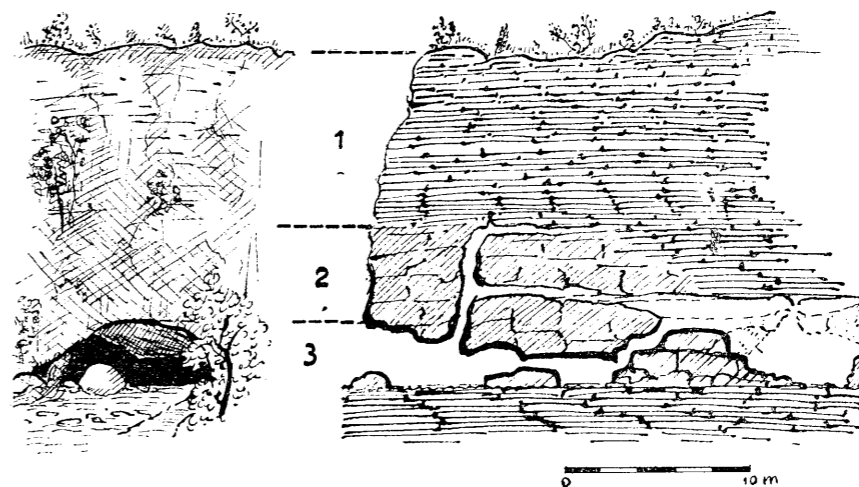
Le lac qui formait les eaux les plus grandes à l'intérieur de l'île dans le passé, se déverse par la rivière de *Lummelunda ström* qui est ouverte et visible depuis le lac jusqu'aux trous d'avalent ainsi que depuis sa résurgence dans la grotte jusqu'à la mer, mais qui a un cours souterrain entre les trous et la grotte. Le fond du lac et du lit de la rivière est constitué par des chaux siluriennes, spécialement de la chaux marneuse (ou plutôt argileuse) supérieure de *Visby*, formant une couche épaisse d'une dizaine de mètres, fortement stratigraphique et presque impénétrable. A la surface on note des lapiaz, i. e. des fissures minces au fond du lac et de la rivière, devenant des mouvements tectoniques pendant que l'île s'est élevée au-dessus des mers préhistoriques, ainsi que sous la pression glaciaire, et par ces fissures l'eau a commencé de s'infiltrer déjà très tôt, afin de pouvoir s'ensevelir finalement toute entière. Aujourd'hui, c'est seulement à l'automne et au printemps que les eaux grossières coulent encore très rarement le long du lit supérieur primitif.

Après son infiltration, certainement très difficile au début, l'eau est arrivée dans une couche épaisse de chaux de corail crinoïdienne. Dans celle-ci se trouvaient déjà des fissures et canaux datant peut-être du temps du récif de corail de la mer d'un Pré-Thétys, et considérablement augmentées depuis. L'eau trouvait elle plus facile de pénétrer dans ces chaux molles en y formant des cavités, surtout au joint de stratification entre celle-ci et les dures chaux supérieures. La différence de niveau, étant environ 18 mètres entre le lit supérieur de la rivière et la résurgence dans la grotte connue, a forcé naturellement les eaux à s'enfouir dans les chaux molles de corail, et, en effet, c'est dans cette couche que se trouve le grand système de grottes récemment découvert.

Malgré le fait que la rivière ait jadis fourni des possibilités à des industries diverses (i. e. des usines de fer et de papier, des scieries et des moulins) dans sa descente rapide vers la mer (8, 16, 23, 24) après sa résurgence mystérieuse, la distance entre la grotte et la mer étant environ 300 m. avec une différence de niveau de 20 m., il semble que tout le monde se soit contenté de regarder cette activité sans s'occuper du mystère de la rivière souterraine. Les fermiers de la région, dans leur désir de gagner plus de terre à cultiver, ont entrepris de grands essais répétés pour approfondir le lit de la rivière supérieure afin de vider la plus grande partie du vaste lac, et, par des milliers petites fissures dans les chaux du lit approfondi, l'eau s'est évacuée, le plus souvent avant qu'elle n'arrive aux pertes, trous d'aval, petits puits naturels arrou-

dis dans le lit. Les travaux des fermiers ont abouti à abaisser considérablement le niveau du lac, qui ressemble aujourd'hui plutôt à un marais, et à une diminution catastrophique de la résurgence et de la rivière inférieure. Pour cette raison toute activité industrielle a cessé au bord de la rivière qui est réduite à un ruisseau, et même le moulin dernier est maintenant électrique. Les géologues suédois ont protesté contre cette évacuation forcée qui menace maintenant le réseau de l'eau souterraine, et en conséquence la fertilité des champs.

Indépendamment de toutes ces évacuations forcées l'eau coule encore dans le ruisseau toute l'année, mais la quantité est considérablement



1. Chaux silurienne marneuse supér. de Visby
2. Chaux de corail crinoïdienne
3. Chaux marn. supér. de Visby

Fig. 2 - Esquisse de l'entrée de la grotte de Lummelunda.

plus faible qu'il y a vingt ans, actuellement environ 30 litres par seconde. L'effet des précipitations atmosphériques se montre pourtant après cinq heures seulement à la résurgence inférieure, où l'eau coule ordinairement avec un débit tout à fait égal, avec l'exception naturelle de l'inondation ou des crues automnale et printanière. L'activité constante prouve que le réseau de l'eau à l'intérieur du massif doit être énorme. Aussi, pendant les dernières recherches ai-je trouvé de grandes nappes d'eau souterraines.

Vraisemblablement le lac de *Martebomyr* s'est formé plusieurs fois en dessous des glaciers et après les périodes glaciaires, et le travail d'éva-

cuation n'appartient pas sûrement à la dernière période seulement. L'extension du système des grottes s'est montré beaucoup plus vaste qu'on n'avait cru, et doit être le résultat d'un travail répété et prolongé de la Nature. Ainsi il faudrait peut-être reviser les théories publiées par MM MUNTHE, CHABOT, CORBEL e. a. (4, 6, 21).

## II

Ayant eu l'idée d'étudier aussi ce phénomène au cours de mes recherches dans d'autres grottes suédoises, je fus heureux de recevoir au mois de novembre 1925 une invitation de l'Institut de conférences populaires de Gotland pour parler de mes recherches et visites souterraines à l'Étranger, spécialement auprès de mon illustre ami professeur Karel Absolon dans les grottes de Macocha en Tchécoslovaquie. Je profitai naturellement de l'occasion pour regarder quelques grottes renommées de l'île, et je fus fortement intéressé par la petite grotte de *Lummelunda*. Depuis cette première fois j'ai consacré une ou plusieurs semaines d'été chaque année pour en pénétrer les secrets.

Dès la première visite je pouvais constater que la grotte était plus grande que ne le laissaient croire les rares informations existantes. Le géologue professeur HENR. MUNTHE venait de décrire cette grotte dans un rapport officiel sur les grottes suédoises formées au bord de la mer (21). Il note dans ce rapport, que la grotte « dans laquelle débouche une petite rivière souterraine ou une source très riche » consiste de deux parties « dont une extérieure dans la direction O-E, et une intérieure NO-SE, la dernière mesurant environ 11 x 8 m. avec une hauteur entre 1 et 3 m. La partie extérieure mesure 8 x 12 m. et une hauteur de 2 - 2,5 m. L'ouverture de la grotte a 6,5 m. de large formée en arc max. 3 m. de haut ». Dans la nappe d'eau de la grotte la population mettait des boissons et des vivres afin de les conserver dans l'eau fraîche et froide, circonstance notée par plusieurs visiteurs.

En entrant dans la grotte je pouvais aussitôt constater l'existence d'une faille longue d'une hauteur de 6 m. au plafond, montrant des étages supérieurs avec des signes clairs d'érosion ancienne. J'ai remarqué aussi qu'il existait une autre entrée de la grotte plus au N-E, mais cette ouverture était bloquée par de grandes pierres. Dans l'eau peu profonde j'avancai de quelques mètres et notai qu'on pourrait pénétrer plus loin à l'endroit même de l'exsurgence de l'eau dans la grotte. Je trouvai trois chemins praticables: un étroit, dans le lit de la rivière, un second étroit en forme de tunnel à gauche, et un troisième montant au-dessus de quelques grands blocs formant le bout de la grotte connue. Ce dernier chemin se montrait le meilleur. Après m'être hissé de trois mètres environ, j'ai trouvé un passage commode d'une hauteur de plus de 1,5 m. Dans des fissures étroites je trouvais de belles dentelles de stalactites, et du

côté E s'ouvraient des salles très basses (70 - 100 cm.) mais vastes (plus de dix mètres dans chaque direction). Je notais que le plafond de ces grottes basses était plan et plat, montrant en effet le joint de stratification entre les chaux supérieures et la chaux de corail. Ce joint s'étant accentué de plus en plus pendant les périodes géologiques, a donné naissance aux chutes de blocs ou de très grandes parties rocheuses de cette chaux crinoïdienne, quand la corrosion et l'érosion général y ont pénétré assez profondément.

Les blocs formant l'obstacle paraissaient être de tels blocs tombés du plafond, et en forçant ce barrage je me trouvais, après un passage d'environ 6 m., dans une grande salle d'une beauté sauvage. Descendu je pouvais noter que la plus grande partie de la salle était couverte d'une nappe d'eau profonde. Les dimensions de la salle sont 15 m. de longueur, max. 7 m. de largeur et max. 4 m. de hauteur. Le côté Ouest est comme coupé d'un seul trait, le côté Est se perd dans des brèches plus ou moins profondes à la surface de l'eau et dans le plafond. Au milieu de la salle se trouve une haute petite île formée de blocs tombés pêle-mêle. Au dessus de cette île on pouvait distinguer de grandes stalactites entre les blocs du plafond irrégulier.

Au bout de cette salle je me trouvais à une distance de 40 m. de l'ouverture de la grotte. A cette extrémité l'eau coulante profonde de 2,5 m., se perdait dans un tunnel de 1 x 1 m. au dessus de la surface de l'eau et d'une longueur d'une dizaine de mètres. Les côtés du tunnel étaient tout droits et impraticables, défendant tout passage. Mais à l'angle du plafond et de la pointe de l'île je trouvais un petit trou, justement au dessus de l'entrée du tunnel. Ce trou ouvrait un étroit passage en vaste demi-cercle vers S. Je m'y aventurai en rampant comme un poisson, parce que le plafond s'abaissait jusqu'à peu près 30 cm. Après dix mètres de rampement dans le couloir étroit on aboutit subitement dans une nouvelle salle, remplie par des blocs gigantesques, comblant la salle jusqu'au plafond. Je me trouvais à 2,5 m. au-dessus la nappe d'eau qui s'étendait dans toutes directions par des canaux. Il me semblait impossible de passer au-delà du trou final, dans lequel je me trouvais, les côtés étant escarpés et bruts. Après un examen à la lumière de ma torche électrique je revins en arrière.

La chose était pourtant claire. La grotte de *Lummelunda* s'était montrée beaucoup plus grande que personne n'avait jamais supposé.

J'en fus ensorcelé, et après cet événement je devais y retourner presque chaque année, seul ou assisté par ma fille, mon fils aîné, ma filleule ou d'autres camarades. Et, dans cet espace de 40 m. nous examinâmes la grotte minutieusement. Nous explorâmes les salles basses sous le plafond au-dessus du côté Est, des brèches avec de petites stalactites, des concrétions dentellées etc. et nous dressâmes des cartes de plus en plus exactes de la grotte. Entretemps nous examinâmes aussi la région extérieure toute entière.

L'entomologue suédois, professeur T. GISLÉN de l'université de Lund visita la grotte en 1933 et y retourna avec son assistant le dr. P. BRINCK dans les années 1945, 1946 et 1947, faisant des recherches biologiques dans cette grotte et dans les autres eaux souterraines de l'île. Ces recherches sont rapportées dans deux publications scientifiques (8, 9). Les deux savants y ont décrit aussi la situation et la morphologie (dans l'extension connue) de la grotte, ainsi que les conditions de température et hydrologie, mais le but principal des travaux était la vie biologique souterraine, et en fait la description de plusieurs formes cavernicoles.

Mais, comme je viens de le dire, toutes les recherches étaient limitées au début dans l'espace restreinte de 40 m. de l'entrée.

### III

Quant à la morphologie de la grotte nous trouvons que l'extérieur possède le caractère qui avait séduit MUNTHE (21), et dans la suite CHABOT (4) et CORBEL (6) e. a. à croire que la grotte n'était que formée par les mers de Yoldia, Ancylus et Litorina. Les murs de l'entrée sont notamment formés de chaux poreuses et par conséquent mollement aplanis. Les marques des bords des mers d'Ancylus et de Litorina se trouvant pourtant beaucoup plus bas dans le terrain, ce fait me prouvait que c'étaient plutôt les mers antérieures de glace et les glaciers mêmes qui ont arrondi et poli les rochers, travail qui fut poursuivi pendant la dernière époque glaciaire. La falaise riveraine abrupte bien connue tout autour de Gotland, qui en effet ressemble à un croiseur gigantesque au milieu de la Mer Baltique, est rompue dans les environs de la grotte et forme ici un vaste débouché ancien comme une petite vallée qui se prolonge sur un kilomètre à l'intérieur du pays en traversant la grande route de la côte. Dans ce paysage s'élèvent aussi quelques rochers isolés du type d'érosion caractéristique des « *raukar* » gotlandais, si bien décrits par M. CORBEL (6). Ils sont constitués par de la chaux de corail, qui diffère complètement des formations inférieures et supérieures des chaux marneuses (ou argileuses) de Visby, qui sont toujours clairement stratigraphiques en différents bancs étroits et durs comme des schistes. La chaux de corail silurienne notamment est molle, épaisse et presque homogène et forme un contraste considérable. Les géologues anciens ont appelé « tubercules » la formation de corail au milieu des chaux ordinaires de Gotland.

Il me semble clair que ces chaux de corail doivent être des restes d'anciens récifs, partiellement au dessus des nappes d'eau préhistoriques, c'est-à-dire au contraire des chaux de stratification, sédimentées au fond des mers et glaciers. La surface des rochers extérieurs est le gris ordinaire de Karsts, mais celle de la grotte est brun foncé. Dans sa situation la grotte *Lummelunda* montre ainsi un tout autre caractère que la grotte



(Photo L. Tell)

Fig. 3 - Une grotte formée au joint de la stratification comme un étage supérieur à côté d'une salle. Hauteur 50 - 100 cm. On voit le plafond plat - partiellement couvert de stalactites - et des blocs formant le plancher. Ces blocs appartiennent aux couches épaisses des chaux crinoïdiennes de corail.

voisine de *Kolens kvarn* décrite par i. a. CORBEL et moi (6, 23), cette dernière se trouvant notamment dans des chaux d'argile fortement stratifiées.

Le fond du lit du ruisseau dans la grotte même est plat et plan, mais le plafond, les côtés et toute la partie intérieure exposent une surface crue, grossière et rude comme de l'éméri, à l'exception des parties où les chaux crinoïdiennes sont tombées du plafond formé de chaux supérieures, et où ce plafond au-dessus de blocs est plat avec une surface plane. Pendant nos rampements il a été toujours très difficile d'éviter des accrochages, et nos vêtements furent déchirés et notre peau blessé chaque fois par des milliers de petits points tranchants et durs comme du verre, scintillant comme des brillants dans la masse brune.

Ce phénomène examiné de plus près semblait provenir du fait que l'érosion très longue et lente dans cette grotte a sculpté tous les fossiles siluriens, ou plutôt les a moulés dans du calcaire transparent et vitreux qui a entièrement rempli leurs formes anciennes. Outre de grandes taches blanches et jaunes d'éponges on y remarque une foule de corails divers, des crinoïdés innombrables, tout-à-fait complets avec des calices, tiges et radices de ces fameux lis de mer, le tout dans un très beau tissu de bryozoaires. Chaque bloc est couvert par ce tissu âpre, et comme je viens de dire, seulement le fond et le plafond des chaux stratifiées sont lisses. Dans les angles de la grande salle nous avons trouvé un peu de sable fin, et dans le couloir étroit et sur les blocs de passage il se trouve de l'argile fine et mouillée. Dans plusieurs endroits l'humidité tombe par des gouttes fréquentes. On peut juger par les traces qu'elles ont laissées que les crues de l'automne et du printemps remplissent parfois la grotte intérieure jusqu'à la hauteur du plafond.

MM GISLÉN et BRINCK ont examiné un grand nombre de plantes, de cryptogames et de bêtes afin de contribuer à la science d'éclaircir l'histoire géologique et l'immigration biologique très incertaines de l'île. Dans les environs de la grotte ils ont étudié 115 espèces, dont 16 sciophiliques formes de troglodites (i. a. *Scoliopteryx* et *Triphosa*) et 18 espèces trogloditiques (i. a. *Planaria torva*, *Dendrocoelum lacteum*, *Asellus aquaticus*, *Tubifex barbatus*, *Porhomma*, *Meta merianae*) toutes décrites dans l'oeuvre mentionné (9).

Quant à la nature géologique extérieure j'ai continué mes recherches dans toute la région intéressée. Dans le lit de la rivière supérieure pendant la plus grande partie de l'année l'eau courant se perd par des fissures bien avant les petits gouffres d'avalent (ang. *Sinkholes*, suéd. *Slukbäl*) se trouvant plus loin; mais au temps des crues de la saison, pluies automnales et dégel printanier, l'eau fortement augmentée et tourbillante s'enfonce engloutie dans le premier trou d'aval, ou même en passant au second ou au troisième. Etant donné les quantités énormes d'herbes, de bois, de pierres et d'argile qui barrent parfois le passage de l'eau mais dont la plupart sont englouties lentement aussi, les cavités

de souterrain doivent être déjà considérables plus de 1300 m. à l'Est de la résurgence inférieure. Voyant les masses d'eau disparaître par ces fissures et ces trous j'ai essayé plusieurs fois d'y pénétrer, mais cela fut longtemps impossible vu l'étroitesse des trous et cet encombrement de débris.

Grâce aux indications de mon ami ROLF ÖDIN, un des propriétaires du terrain, et à la fin d'innombrables recherches j'ai trouvé quelques points dans le terrain intermédiaire qu'on appelle des « fenêtres », de petites brèches ou fissures dans la surface des chaux. Ces points ne se couvrent jamais de neige ou de gel mais montrent en hiver des taches noires exhalant un air tiède. En été c'est le contraire: les petites trous exhale un air plus froid que l'atmosphère. Quelques trous sont entourés par une sorte de lapiaz, et dans un certain trou on peut jeter des petites pierres et on entend le bruit qu'elles font en tombant dans les eaux beaucoup plus bas. Quand on a creusé et foré le rocher calcaire pour un puits d'eau potable dans une ferme voisine, au niveau de la rivière supérieure mais à 400 m. O-S-O de la perte d'eau, le forat arrivé à la profondeur de 17 m. de terre et de chaux s'est perdu subitement et tomba encore de 3 m. ce qui prouve que les cavités possèdent une extension géographique considérable dans toutes les directions.

Un autre preuve de l'extension du passage souterrain de l'eau se présente dans la forme de quelques sources s'ouvrant en trois points à des niveaux différents à une dizaine de mètres plus bas de la résurgence du ruisseau dans la grotte. Ces sources sont dispersées dans un espace de 300 m. environ entre les plus éloignées, et le lit du ruisseau provenant de chacune prouve que les eaux ont formé un système de canaux dans le grand parc du manoir encore existant de *Lummelunds bruk*.

Aussi, dans le terrain je trouvai quelques petites dolines dont je localisais quelques-unes au-dessus du plafond de la grotte. Le fond d'une doline foncée contenait de l'humidité, et je pouvais aussi localiser cet endroit au dessus de l'île de la salle intérieure de la grotte, où l'eau tombe toujours. A ce point du plafond il se trouvait auparavant une grosse stalactite, qui pourtant fut écrasée quand les blocs formant le plafond se déplacèrent en se stabilisant.

On peut souvent remarquer de tels mouvements de blocs, et entre nos visites il arrivait qu'un bloc tombe ou que la structure de la grotte se soit un peu modifiée. Je me souviens d'une fois quand une assistante et moi avions étudié un étage supérieur de la salle, cet étage formant une vaste grotte mais très basse à l'Est au niveau du plafond. Nous avions grimpé jusqu'à un trou étroit qui nous offrait passage, et ayant passé ce trou nous trouvions que l'étage supérieur est aussi long que la grotte en bas et se perd dans des coins obscurs au Sud et à l'Est. Nous en mesurons l'extension, mais au cours de ce travail nous remarquâmes subitement que le fond commençait à se diviser en blocs séparés, et je commandai un retraite immédiate. Nous redescendîmes avec précaution,



mais nous entendions le bruit sourd des craquements en nous retirant de la salle basse. Le lendemain nous trouvâmes l'ouverture du trou partiellement bloquée et quelques pierres tombées jusque dans l'eau au fond de la salle en bas. En tombant ces pierres avaient fracassé quelques grosses stalactites blanches.

Au cours de nos entrées nous avons régulièrement noté la température et la pression aérostatique, dont je voudrais donner quelques exemples dans le tableau suivant:

Date	Termomètre C			Baromètre	
	de l'air à l'extérieur	dans la grotte		à l'extér.	dans la grotte
		air	eau		
18/6 1954	+ 18,5	+ 8	+ 6	764	773 mm.
19/6 »	+ 18	+ 8,2	+ 6,1	767,5	772 »
16/6 1955	+ 12	+ 7	+ 7	766,5	769 »
18/6 »	+ 16,5	+ 8	+ 8	773,5	775 »
2/7 »	+ 16	+ 9	+ 9	776	777,5 »
18/9 »	+ 12,5	+ 8	+ 6,5	770,5	774 »
18/8 1956	+ 13	+ 7	+ 6	754	756 »
20/8 »	+ 16	+ 7	+ 5,5	757,5	755 »
9/7 1957	+ 15	+ 6	+ 3	753	757 »

les données sont notées à quatre mètres en dehors de l'entrée de la grotte et à une distance de 35 m. à l'intérieur. Après la découverte des nouvelles grottes, il est apparu que les données y sont aussi valables, avec une exception pour l'eau qui est 0,5 - 1 degré plus froide 150 m. plus loin à l'intérieur de la grotte.

## IV

Envisageant la nécessité de pénétrer plus loin dans la grotte et d'essayer tous les moyens de m'informer sur l'existence des cavités qui se trouvaient vraisemblablement plus à l'intérieur, surtout au commencement du passage souterrain mentionné, j'y retournais presque chaque été dans le but de poursuivre ces recherches. Au mois de juin 1953 je forçai l'obstacle du canal profond et long de 10 m. environ au bout de la grande salle, avec un petit bateau de caoutchouc. Mes assistants, ma filleule INGA RÖNNHAGEN et mon fils aîné BIÖRN TELL m'aidèrent dans les expéditions répétées dans ces parties nouvelles et jusqu'alors inconnues.

Nous y trouvâmes un monde nouveau de canaux, dont un s'allonge en travers en aboutissant à l'Ouest après 10 m. dans un coin rempli d'ar-

gile et de pierres. Au plafond se montraient deux trous impraticables. J'étudiaï ce coin minutieusement sans y trouver de passage. C'est pourtant de ce coin là que nous sommes partis plus tard pour de merveilleuses découvertes. Au début nos explorations finissaient à ce point, mais dans les autres directions, c'est-à-dire à l'Est et au Sud nous pouvions entrer dans divers canaux étroits et longs avec de l'eau courante profonde de 2 - 3 m. L'eau coulait toujours du Sud, et sous les roches terminaux passait un courant remarquable, mais l'endroit même était trop étroit pour qu'on pût y pénétrer. Dans le sens E-S-E un canal passe par une porte basse et se divise après 5 m. en trois branches, dont nous pouvions suivre celles de l'Est et du S-E sur plusieurs dizaines de mètres. Le point le plus éloigné atteint, était situé à une distance de 100 m. environ de l'entrée. Au croisement mentionné je m'aventurai dans un petit canal bas et étroit allant vers le Sud. Après une porte s'ouvrant sous l'eau mais bien courte, je trouvai un petit lac rond de 5 m. de diam. A l'extrémité du Sud l'eau coulait vivement, mais l'ouverture aboutit subitement à une brèche tellement étroite et basse, qu'il était impossible de passer. J'eus à cette occasion quelques difficultés avec le bateau et mon équipement électrique, et je fus très heureux de voir arriver à la fin mes assistants qui s'étaient inquiétés sur mon sort.

Nous dressâmes une carte des parties explorées qui prouvait déjà que la grotte était considérablement plus grande, et cet été là et l'été suivant nous y travaillâmes beaucoup. Dans une expédition avec ma fille LILLEMOR TELL, qui en fit aussi une série de dessins, et ma filleule déjà nommée nous pénétrâmes un peu plus loin encore; grâce aux vêtements de caoutchouc nous avons pu plonger dans l'eau sous les voûtes intérieures. Et nous pouvions ajouter quelques dizaines de mètres et des parties nouvelles à la carte.

Au cours de cette année 1954 trois étudiants de Visby, ÖRJAN HÄKANSSON, LARS OLSSON et PERCY NILSSON, trouvaient un trou à l'extrémité l'Ouest du canal traversal, dans l'angle que nous avions si minutieusement étudié auparavant. Une grande pierre tomba du plafond, heureusement sans faire de dommage, et les trois garçons s'introduisirent dans le nouveau trou. Ils rapportèrent plus tard qu'un couloir long, très bas et étroit conduit à des salles nouvelles beaucoup plus grandes que les premières déjà connues. Je ne voulais pas les croire d'abord, parceque je m'imaginai connaître la grotte tellement à fond, mais pour contrôler les possibilités éventuelles de pénétrer plus loin, j'organisai cet été, notamment le dimanche 10 juin 1954 la première grande expédition spéléologique de Suède, quand les étudiants nommés plus haut, un photographe aussi de Visby, mon ami le biologiste-journaliste CARL-FREDRIK LUNDEVALL, ma filleule et moi pénétrâmes par le trou et pûmes ajouter un tout nouveau monde souterrain à nos découvertes antérieures. Il faut dire, que cette fois j'étais forcé moi-même de rester au commencement du tunnel, après des essais infructueux de m'enfoncer - ou plutôt

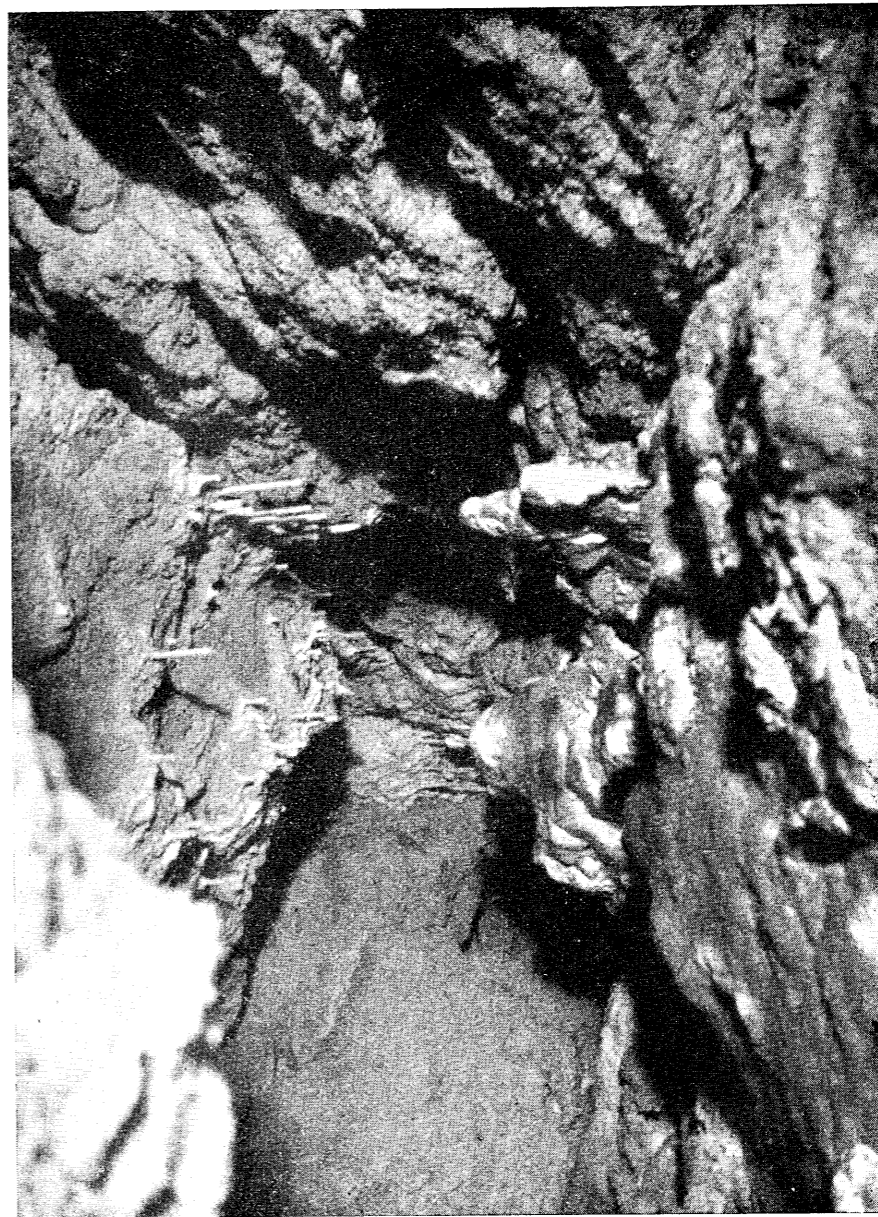
de me comprimer assez - dans les parties trop étroites au milieu du tunnel. Je devais me contenter des rapports de tous mes assistants, et avec leur aide je pus dresser une carte des nouvelles grottes.

L'entrée de la grotte était bloquée ce jour là par une foule immense de personnes, de journalistes, de radio-reporters etc., et j'étais fort désolé de ma malchance personnelle. Mais, dans la suite je me soumis à un régime très restreint, et, après trois semaines j'y retournai pour pénétrer dans le tunnel étroit avec *Lundevall* et un photographe-reporter M. LENNART NILSSON du journal hebdomadaire de « *Vecko-Journalen* », le plus grand de Suède (28). Cette fois je pus me comprimer et passer par les parties étroites, le tunnel étant long de 22 m. et dans sa plus grande partie d'une étroitesse désespérante. Le plafond s'abaisse tout le long du tunnel à 30 cm., et, à un endroit au milieu il faut se glisser par une porte de dimensions 25 cm.h. et 35 cm.l.

Le plancher du tunnel est couvert par une argile humide avec de petites taches d'eau, prouvant qu'il sert de débouché au superflu des crues. Mais l'eau pénètre aussi de l'extérieur par des fissures et brèches minces. Dans l'argile nous avons trouvé parfois de gros cristaux pointus skaléonèdes de calcit ou plats romboèdes d'aragonit (comme ceux-ci signalés i.a. de Vercors. Voir 26). Les côtés sont constitués par la même chaux de corail de la grotte et semblent être formés par des blocs tombés du plafond plat des chaux supérieures. On remarque des brèches entre les blocs, et, en passant le milieu du tunnel, une brèche qui s'étend en traversant le tunnel, crée une sorte de petite grotte. Après quelques mètres encore d'un passage étroit on se plonge dans une courbe verticale qui aboutit par un trou dans une grande salle. Tout le tunnel se courbe faiblement vers S-E-S et finit par ce trou à l'Est.

Dans la salle on pouvait enfin s'étendre et se mettre debout. Tout en face s'élève une petite coline aboutissant dans une brèche rempli par une blanche masse gypseuse formant une cascade gelée, et dans une autre brèche au Nord, à coté du trou, on apercevait de petites stalactites fines et longues de 10-20 cm. ainsi que quelques stalagmites bossues.

Entre la coline et le côté de la dernière brèche se montre une nappe d'eau 2 m. plus basse que la terrasse allongeant le côté à l'Ouest et du trou de l'entrée. La nappe d'eau s'étend vers le Nord et N-E sur plus de dix mètres et se montre plus vaste encore au E-S-E. En entrant dans l'eau je trouvai qu'un bloc plat forme le fond. Je poursuivis ma marche dans l'eau profonde d'environ un mètre, jusqu'à la proximité du coin le plus éloigné au Nord, où le bloc finit brusquement. Continuant alors dans cette eau profonde j'ai pu constater l'existence d'un courant vers le Nord, et sur ma carte j'ai trouvé que cet angle doit avoir une communication d'eau coulante sous les rochers en direction du canal initial. Ainsi j'ai trouvé l'explication de ce fort courant d'eau, que j'avais étudié tellement de fois auparavant dans le système de canaux dans les environs de la grande salle antérieure.



(Photo L. Tell)

Fig. 4 - Nouvelle salle centrale. Voir des concrétions stalactites et stalagmitiques  
Longueur de stalactites 20 - 40 cm.

Poursuivant notre marche sur la terrasse naturelle comme sur une tablette étroite au côté de l'Ouest nous trouvions que la nouvelle salle s'étend sur plus de 20 m. dans orientation N-S. La hauteur est en général 4 m. et la largeur max. 10 m. Au milieu de l'eau qui couvre la plus grande partie de la salle se trouvent des îlots de blocs tombés du plafond. Dans les brèches au Sud il se trouve des draperies stalactiques, et au coin extrême vers le Sud des rochers entiers sont couverts par une épaisse masse stalagmitique, montrant par de faibles couleurs qu'il existe des traces de fer, de cuivre et de manganèse dans le massif calcaire.

Dans ce coin nous entendions le bruit d'une petite cascade d'eau derrière un mur de rochers fracassés, mais il était impossible d'y entrer. Ce bruit a été différent chaque fois que j'ai visité cet angle, quelques fois le bruit d'un ruisseau au printemps, d'autres fois à peu près imperceptible. Pourtant, à côté de cette partie obscure, au coin même du Sud s'ouvre un trou, auquel nous pouvions arriver en escaladant quelques blocs sauvages dispersés entre des flaques d'eau. Ce trou s'est montré être l'entrée d'un couloir qui continue au Sud.

Le couloir est praticable ayant une hauteur de plus d'un mètre et à peu près la même largeur. Mais à cause des blocs et pierres aigües comblant l'espace, le passage n'est point facile. La longueur du couloir est environ 15 m. et il aboutit dans une nouvelle salle.

Cette salle est ronde avec un diamètre de 10 m. Au milieu la hauteur est de plus de 6 m. Ici aussi le fond est couvert par une nappe d'eau, dans laquelle s'étend une sorte de promontoire de notre côté vers le milieu du lac. Au dessus du promontoire le plafond brisé s'a baissé. Au cours des visites faites plus tard dans cette grotte on a constaté qu'une grande partie de ce plafond s'est tombée à l'intérieur. Les côtés de la salle sont unis et lisses, et le tout suggère l'idée d'un grand tourbillon au temps de la crue. A l'extrémité du lac s'ouvre un passage d'eau. L'entrée a une forme étroite, très irrégulière prouvant qu'elle s'ouvre dans des chaux fortement stratifiées, presque schisteuses. Une sorte de canal poursuit au-delà dans l'ombre.

En nous retournant nous apercevions une grotte montante à gauche de l'entrée par laquelle nous étions venus. La grotte qui s'étend sur plus de 10 m. et 3 m. de large vers le Nord, parallèlement au couloir et à côté de celui-là. Cette grotte est une merveille. Elle est tapissée de blanc sur toute sa hauteur de 3 - 5 m. Une foule de stalactites fines et claires pendent du plafond, plusieurs mesurant 20 - 40 cm. Aux murs s'étendent des draperies diaphanes, et au fond une série de stalagmites apparaissent comme de petits gnomes.

Au cours des visites ultérieures nous avons trouvé que cette grotte montante s'étend au milieu sur une largeur de 10 m. dans une partie très basse vers l'Est. Par un trou du plancher nous avons aperçu un puits montrant une galerie inférieure environ 10 m. plus bas s'étendant vers

N-O-N et contenant peut-être le déversoir du ruisseau, dont nous avons entendu le bruit de cascade aux visites antérieures.

Dans la salle mon camarade LUNDEVALL a collectionné quelques cavernicoles, i.a. des *trichoptères*, *plecoptères*, *planorbis*, *hirudinées* et une espèce d'*Asellus aquaticus* tout-à-fait blanche, pour les instituts entomologiques de Stockholm et de Lund.

Avec mon petit bateau pneumatique nous avons poursuivi l'exploration du tunnel qui s'ouvre à l'autre côté du dernier lac. Nous avons pu naviguer dans le tunnel malgré les risques d'avarie à cause des pointes aigües des murs et du fond rocheux. A un point situé environ 10 m. plus loin dans le tunnel, nous avons pris terre dans une nouvelle salle, la troisième, s'étendant sur environ 40 m. au S-E-S. La salle est très irrégulière, et sur une partie le fond est couvert par une nappe d'eau peu profonde.

En étudiant le courant d'eau, il nous sembla que l'eau arrive en dessous des roches formant le côté de l'Est du dernier tunnel et au coin le plus au Nord de la dernière salle, parce-que les traces d'eau disparaissent plus loin dans cette salle.

La salle en question montre un grand nombre de brèches, de coins obscurs et de parties rocheuses. Le plafond aussi est très irrégulier, montant à 8 m. et s'abaissant à zéro. Plusieurs parties sont couvertes d'un tapis stalagmitique, et du plafond pendent beaucoup de stalactites régulières et irrégulières. Des parties extrêmes du plafond on a l'impression d'une instabilité dangereuse, et sur la carte dressée nous voyions que nous nous trouvions immédiatement sous la pente orientale de la petite vallée conduisant à la grande route de la côte. Le point final atteint se trouve à la distance de 170 m. de l'entrée de la grotte, mais vu les canaux, tunnels, cavités et brèches etc. parcourues, nous avons dressé une carte couvrant un territoire souterraine considérable.

Actuellement nous n'avons pas pu pousser plus loin, mais peut-être en examinant les brèches au côté de l'Est, pourrait-on trouver des moyens de poursuivre les explorations.

A la surface des lacs nous avons remarqué parfois de grandes taches d'écume et des îlots de carbonate, en plus petit, ce dont DE LAVAUUR parle a propos de Padirac (12). Nous avons remarqué aussi que le niveau du dernier lac a monté ou baissé considérablement entre nos visites, ce qui montre que le lac doit être une sorte de régulateur des eaux du réseau, tandis que le niveau des premiers lacs reste toujours beaucoup plus stable. L'eau des lacs intérieurs a un goût marqué de carbonate de calcium.

Dans la suite je suis entré dans ces parties lointaines plusieurs fois, parfois accompagné par mon ami gotlandais M. GUNNAR OLSSON de Väskinde, qui a réussi à faire un film et de nombreuses photographies de nos explorations. Il m'a aidé aussi à construire des ponts de bois au dessus des canaux primaires, ce qui a beaucoup facilité le passage. Auparavant, notamment, il fallait toujours escalader les murs crus, aigües et



droits au-dessus de l'eau profonde de 2,5 - 3 m. Précédemment les soins interminables et les grands efforts nécessités par le transport de notre équipement lourd nous ont souvent fatigué d'avance, spécialement parce que nous devons garder les appareils photographiques etc. pour qu'ils ne tombent pas dans l'eau.

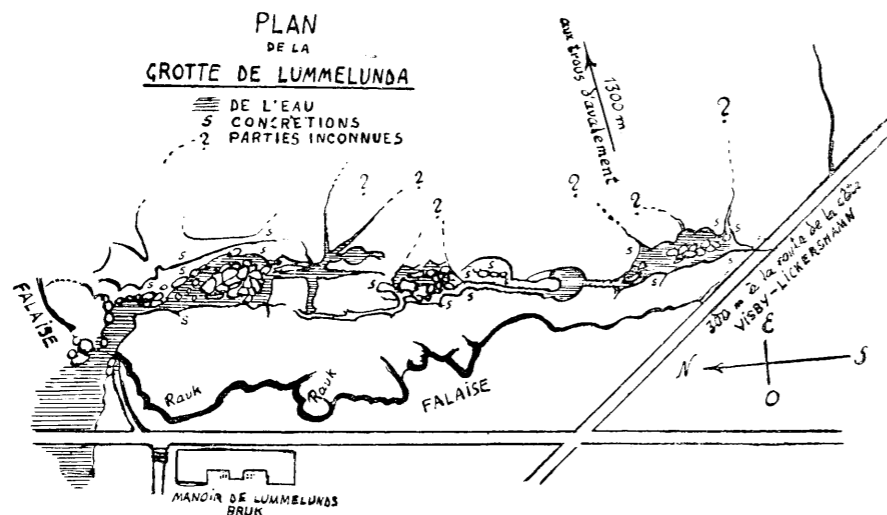


Fig. 5

Les arrangements de M. OLSSON ont facilité aussi les visites des reporters de radio, de journaux et d'hebdomadaires qui nous ont demandé de les accompagner à l'intérieur de la nouvelle grotte, tellement belle et intéressante (29). Un grand reportage d'une expédition de la Radio suédoise fut diffusé le 13 juillet 1957.

## V

A chaque fois que j'étudiai l'endroit karstique de *Lummelunda* j'ai essayé d'entrer dans le réseau souterrain par les trous, fissures et brèches dans le lit de la rivière supérieure, ressemblant au lapiaz connu. Mais, ou les brèches étaient trop minces, ou les trous étaient encombrés par des débris et des détritiques. Les brèches se montraient non seulement trop étroites mais aussi formées en zig-zag entre les couches schisteuses (bancs) des chaux stratifiées, et en déblayant l'ouverture de la masse de débris, j'aboutissais toujours aux carrefours des autres petites trous d'aval se dispersant de tous côtés dans le rocher massif.

J'en avais parlé avec les propriétaires du terrain des grottes, MM. THOR ÖDIN échevain et ROLF ÖDIN fabricant de Visby, ainsi qu'avec mon ami OLSSON et au contremaître du moulin, M. le capitaine au long cours *Torsten Hermansson*, qui m'a aidé tous les ans dans mes explorations, dans le but d'utiliser des explosifs pour élargir une ou deux brèches dans le plus grand gouffre d'aval. Et, au fond du dernier nous avons mis des explosifs le 19. sept. 1955 dans deux brèches opposées. Toutes les deux nous ont ouvert un passage étroit mais praticable guidant vers des petites grottes basses. Dans le premier trou je pouvais avancer en rampant 5 m. et je pouvais voir une petite salle de l'autre côté d'une ouverture trop mince pour y passer. La salle s'étendant dans une sorte de galerie étroite mais haute de 2 m. montrait que les cavités commencent déjà là, à une distance de 1300 m. de la grotte de résurgence. Dans l'ombre on pouvait distinguer des trous, des galeries plus loin et plus bas. Mais la direction est N-O-N, et la résurgence se trouve directement à l'Ouest.

Dans l'autre trou opposé je pouvais avancer quelques mètres et apercevais une salle ronde mais très basse, située plus d'un mètre au-dessous du lit. La hauteur de la salle est 70 cm. seulement, mais le diamètre est d'environ 10 m. Le plus curieux est pourtant, que la direction de cette autre cavité est à l'Est, vers le lac ancien et le marais actuel. Ces faits prouvent de plus que les cavités doivent s'étendre dans toutes les directions, formant un réseau souterrain de plusieurs hectares.

Pendant les crues ces nouveaux trous furent bloqués encore une fois par des débris. Mais, en mettant des grillages de fil de fer en dehors des trous au moment convenable, nous n'avions qu'à enlever ces filets, qui étaient enfoncés profondément dans l'intérieur du trou par la pression et la force de l'eau, afin de déblayer le passage. L'année suivante nous trouvions pourtant que l'intérieur des trous était tout-à-fait changé. Vraisemblablement les forts courants d'eau ont déformé les passages depuis que nos trous ont ouvert des moyens de pénétration beaucoup plus rapides. Les salles basses se montraient changées en galeries irrégulières, encombrées par des pierres et des rochers. Nous pouvions malgré tout avancer plus loin dans ces nouvelles taupinières, dont le fond s'abaisse pour chaque mètre, et où on voit des trous noirs partout.

Il est évident que les cavités souterraines doivent être très vastes. Une preuve de ce fait est par exemple cette circonstance que le réseau en question peut avaler chaque année tellement de débris et détritiques du lac et de la rivière sans obstruction, en laissant libre passage à l'eau, qui arrive - comme il est décrit plus haut - pure et limpide ainsi que considérablement plus froide, avec un retard souterrain de 5 - 6 heures, à la résurgence lointaine.

L'hydrologie de l'île de Gotland est pour la plupart énigmatique, et le territoire de *Lummelunda* doit l'être spécialement. Il est donc intéressant que l'Institut général des recherches géologiques de la Suède



(Photo L. Tell)

Fig. 6 - Entrée forcée dans un trou d'aval 1300 m. E des grottes, au commencement du passage souterrain. Voir la stratification accentuée des chaux marneuses (ou d'argile) supérieures de Visby.

ait entrepris une exploration générale de l'hydrogéologie de l'île dès 1952. L'hydrogéologue HELGE TULLSTRÖM a publié un rapport préliminaire dès 1954 (27), et on attend des rapports détaillés dans la suite.

C'est évident aussi que les explorations et l'observation des phénomènes des grottes de *Lummelunda* pourront contribuer beaucoup non seulement à l'hydrogéologie mais aussi à la géologie spéciale de cette île et donner en même temps des informations précieuses aux autres sciences, p.e. météorologie, minéralogie, chimie, biologie etc., mais c'est surtout pour le spéléologue que ce petit monde souterrain offre des aspects intéressants.

D'abord les observations confirment l'importance des brèches et des fissures dans le massif calcaire, dont MARTEL a déjà signalé le rôle (19). Et ses célèbres remarques quant à la qualité de l'eau de résurgence se sont montrées valables aussi dans ce cas, selon le rapport de TULLSTRÖM. Un autre fait se présente dans la formation des grottes au sein des joints de stratification, si clairement exposé par FELIX TROMBE (26). Mais le plus intéressant est l'existence de deux karsts, un karst holofos-

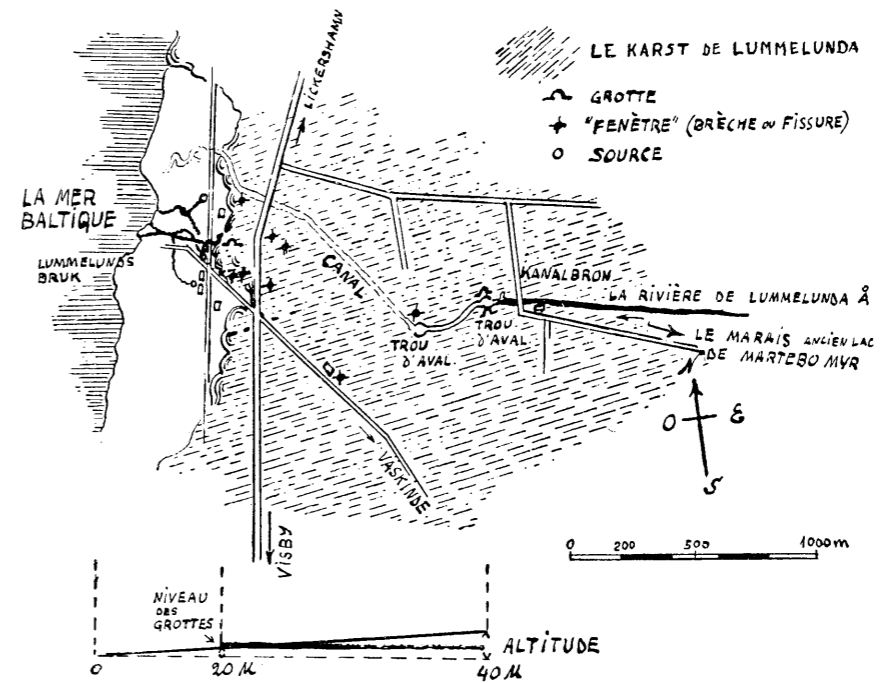


Fig. 7 - Esquisse montrant la situation des grottes, de la rivière et des trous d'avalement, ainsi que l'extension supposée du Karst. Voir l'altitude entre la mer et la perte d'eau.

sile et un autre mérofosile, décrits éloquemment par N. LLOPÍS-LLADÓ (15). Ainsi selon ces explorateurs et auteurs connus on pourrait classer les grottes de *Lummelunda* comme un véritable karst classique selon LEHMANN-MACHATSCHK (18), mais partiellement fossile et partiellement *rajeuni*, et dans ce cas une sorte de contraste avec la théorie de M. CHABOT (4) et aussi la théorie générale ancienne des géologues quant à la situation du niveau de l'île avant et pendant la dernière période glaciaire.

Vu les longues époques géologiques, pendant lesquelles la rivière souterraine a été le seul débouché du lac de *Martebomyr* et de la fonte et du dégel glaciaires, vu aussi l'encombrement énorme de débris à chaque crue et la nécessité pour l'eau de trouver des couloirs nouveaux, la nature a creusé ici, dans le massif calcaire, un labyrinthe véritable d'une extension considérable. De vieux grands blocs caractérisant la petite partie déjà explorée portent des traces d'une érosion très lente. Ainsi la grotte est *fossile* par centaines de parties, mais, la perte continue de l'eau au lit de la rivière supérieure et le vaste réseau souterrain avec sa résurgence qui coule toujours plus bas montrent qu'il s'agit d'un endroit karstique *encore actif* dans ces couches préhistoriques des chaux siluriennes. Pour cela le spéléologue peut faire des observations de phénomènes s'étendant sur 350 millions d'années.

## LITTERATURE

1. BEHRENS S. E. — Kullabergsgrottor, *Annuaire de « Skånes Natur »* Lund 1951.
2. BERGSTEN K. E. — En senglacial förkastning i Norra Östergötland. *Public. de l'Institut géographique* Lund, 1943.
3. BESKOW G. — Södra Storfjället im südlichen Lappland. *Public. du Bureau suédois de la carte géologique*, pp. 20-24, Stockholm 1929.
4. CHABOT G. — La naissance d'un Karst: L'île de Gotland dans la Mer baltique. *Annales de Géographie*, L. II, nr 289, 1943.
5. CORBEL J. — Karsts et Glaciers en Laponie *Revue de Géographie de Lyon* XXVII, 1952.
6. CORBEL J. — Les phénomènes karstiques en Suède. *Geografiska Annaler*, 3-4, 1952.
7. DE GEER G. — Barnakällegrottan, en ny kritlokal i Skåne *Geol. Förenings Förhandling*, nr 110 Bd. IX Hft. 5, Stockholm, 1887.
8. GISLÉN T., BRINCK P. — Subterrana vatten på Gotland med speciell hänsyn till Lummelundaströmmen I. *Publ. de l'Université de Lund*, 1948.
9. GISLÉN T., BRINCK P. — Subterranean waters on Gotland with special regard to the Lummelunda current II. *Publ. de l'Université de Lund*, 1950.
10. HANSTRÖM B. — Balsbergsgrottan. *Revue « Jorden Runt »*, Stockholm, Mai 1947.
11. HANSTRÖM B. — Balsbergsgrottan. *Natur i Skåne*, pp. 112-118, Stockholm 1947.
12. LAVAUUR GUY DE — Toute la Spéléologie, Paris 1954.
13. LINDBERG K. — Grottes et Spéléologie en Suède. *Rassegna Speleol. Italiana*, nr 3-4 Como 1956.
14. LINNÉ C. VON — Gotländska resa, réimpr. Stockholm 1957.
15. LLOPÍS-LLADÓ N. — Karst holofossile et mérofosile. *Public. du 1er Congrès intern. de Spéléologie*, Paris 1953.
16. LUNDBERG E. B. — Lummelunds Bruk. *Public. de l'Institut des Industries de Fer*, Stockholm 1939.

17. LUNDQVIST G., HEDE J. E., SUNDIUS N. — Beskrivning till kartbladen Visby och Lummelunda. *Public. du Bureau de la carte géologique*, Stockholm 1940.
18. MACHATSCHK F. — Geomorphologie, Leipzig & Berlin 1934.
19. MARTEL E.A. — L'évolution souterraine, Paris 1911.
20. MORGAN J. DE — Mémoire sur les Terrains Crétacés de la Scandinavie. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 3ème Série II, 1882.
21. MUNTHE H. — Strandgrottor. *Investigation officielle*, Stockholm, 1920.
22. RASMUSSEN G. — Uppkomsten av ett gängsystem i Lulletjärrogrottan. *Public. de l'Institut géographique*, Lund 1955.
23. TELL L. — Underjordens vackra värld, Stockholm 1955.
24. TELL L. — Grottona i Lummelunda och ett nyupptäckt karstområde på Gotland. *Annuaire de Sveriges Natur*, Stockholm 1956.
25. TELL L. — Grottor och hembygsvärd, *Revue Bygd och Natur*, nr 3, Stockholm 1957.
26. TROMBE F. — La Spéléologie, Paris 1956.
27. TULLSTRÖM H. — Preliminärt meddelande om hydrogeologiska undersökningar på Gotland. *Revue Grundförbättringar*, Uppsala 1954.
28. *Vecko-Journalen, hēbdomadaire*, nr 29, Stockholm 1955.
29. *Vårt Hem-Jorden Runt, hēbdomadaire*, nr 29, Stockholm 1957.

## Sobre algunas formas periglaciares desarrolladas en la Cueva del Reguerillo

### Résumé

La Cueva del Reguerillo se développe dans une étroite bande de calcaires crétaciques, qui se trouvent entre les schistes du Sud de la Sierra del Guadarrama et les sédiments tertiaires de la Meseta. Sa longueur est, à peu près, de 4 km. (la topographie est incomplète). A 275 m. de l'entrée, dans la Sala de la Escalera et l'embouchure de la galerie supérieure qui lui fait continuation, l'auteur a découvert deux types de dépôts periglaciares: 1) Coulée de solifluxion constituée par une matrice argileuse englobant des cailloux gélivés; 2) Dépôts de sédiments argileuse-sabloneux, à tres claire stratification, qui ont été transportés, par des crues violentes, dans un état gelé. On les trouve mêlés dans un dépôt de matériels semblable, mais sans stratification visible, formant les angles les plus variables avec l'horizontale. D'après notre connaissance, ces sont les formes periglaciares qu'on a trouvé plus au Sud de l'Europe, dans une caverne.

### INTRODUCCION

La Cueva del Reguerillo se halla situada en el Cerro de la Dehesa de la Oliva, a unos 70 km. al N. de Madrid y no lejos de la población de Torrelaguna. La caverna aparece desarrollada sobre una banda de calizas cretácicas, que aparecen como una pequeña alineación montañosa entre las pizarras paleozoicas de las últimas estribaciones de la Sierra del Guadarrama y los materiales terciarios de la Meseta.

Se trata de una importante formación espeleológica, cosa que contrasta notablemente con lo reducido del área kárstica en que se asienta. El estudio geomorfológico que realizamos durante la expedición de 1957, puso de manifiesto que su origen hay que buscarlo en aguas alóctonas, provenientes del macizo paleozoico, que actuaron a través de pérdidas múltiples localizadas en el talweg de un pretérito valle longitudinal (paralelo a la citada alineación), desarrollado a expensas del contacto pizarras-calizas.

Este pequeño valle fué desorganizado por la apertura de algunas gargantas transversales, como la del Pontón de la Oliva, de origen en

parte kárstico. El progresivo encajamiento de la citada garganta es puesto de manifiesto por los sedimentos de la Cueva de la Escarihuela, que se abre en uno de sus flancos, a notable altura. Tales materiales, que llegan a tener 30 m. de espesor, se hallan constituidos en su mayor parte por cantos rodados de naturaleza pizarrosa y que por lo tanto provienen del vecino macizo paleozoico. La formación debía enlazar con una terraza subaérea hoy día completamente desmantelada.

La caverna aparece constituida por tres galerías principales, más o menos paralelas y escalonadas en profundidad, enlazadas entre sí por una red de complicados laberintos. El desarrollo total es de unos 4 km. (la topografía no se halla completamente elaborada).

Merece citarse que la cavidad presenta una triple retroversión del curso (entre el talweg subaéreo y la galería superior, entre ésta y la intermedia, y entre la últimamente citada y la inferior). Debido al buzamiento de las calizas, las pérdidas se desarrollaron a través de los planos de estratificación, jugando las diaclasas un papel muy secundario.

Esta interesante formación espeleológica había sido parcialmente explorada por miembros del Grupo Universitario de Montaña, quienes llevaron a cabo la topografía de las grandes galerías. Durante el mes de junio de 1957 se llevó a cabo una expedición organizada conjuntamente por el Grupo de Exploraciones Subterráneas (G. E. S.) del C. M. Barcelonés y el citado G. U. M., con objeto de efectuar su estudio geoespeleológico, así como el de la evolución del karst del Cerro de la Dehesa de la Oliva. Durante esta expedición descubrimos las formas periglaciares objeto del presente trabajo.

Pecaríamos de ingratitud si termináramos esta introducción sin expresar nuestro agradecimiento a D. Angel Hernanz y a D. Oscar Andrés, quienes colaboraron con nosotros en el estudio de la cavidad, así como a todos los demás componentes de la expedición, sin cuya eficaz colaboración no se hubieran podido llevar a cabo las investigaciones realizadas.

### LOCALIZACION DE LAS FORMAS ESTUDIADAS

Si seguimos el camino más corto posible, las formas periglaciares se hallan a 275 m. de la entrada de la caverna, en la galería de enlace entre el piso superior y el piso intermedio de la misma.

El lugar (Sala de la Escalera) es fácilmente localizable, por cuanto en dicho punto la galería de enlace, que desciende en suave rampa, parece terminar en un callejón sin salida, cegada por los sedimentos arcillosos. Para continuar la exploración es preciso llevar a cabo una corta escalada de 5 m. y pasar a una salita superior, en la cual se abre la continuación de la cavidad (fig. 1). Las formas estudiadas se desarrollan en la rampa de la Sala de la Escalera (unos 20 m. antes del punto ter-

minal) y en la Salita Superior (en un pequeño colladito que se forma en la entrada de la misma).

Que nosotros sepamos, tales formas periglaciares son las más meridionales que se han hallado hasta el presente en Europa, en el interior de una caverna.

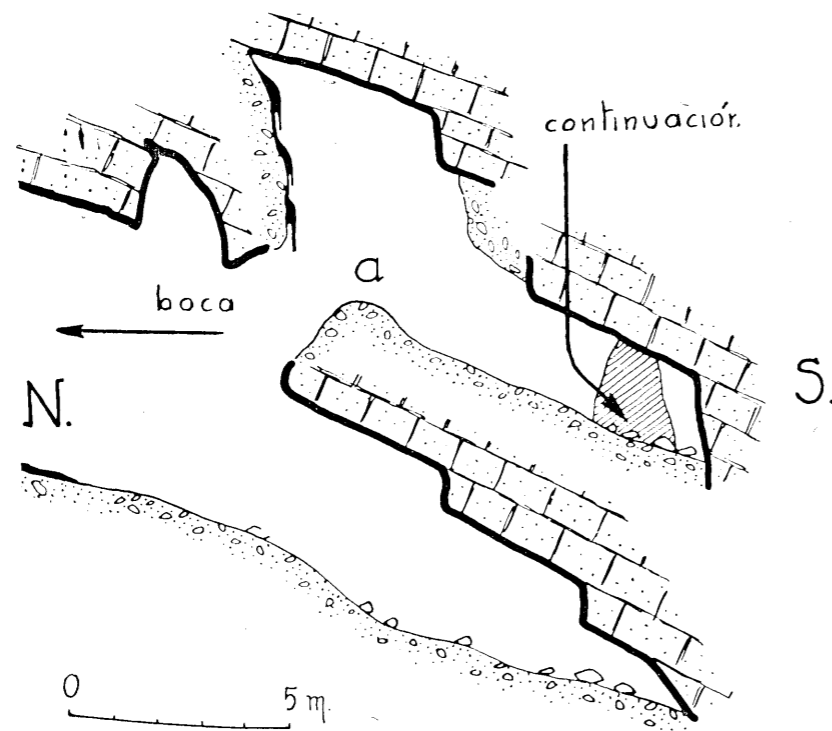


Fig. 1 - Cueva del Reguerillo. Corte N-S de la Sala de la Escalera y Salita Superior. En a, los paquetes de sedimentos transportados en fase helada. (Topografía, O. Andrés).

## FORMAS PERIGLACIARES

### I. COLADA DE SOLIFLUXIÓN PERIGLACIAR

#### 1) Descripción

Se desarrolla exactamente en el punto en que la galería de enlace desemboca en la Sala de la Escalera. La pendiente es bastante regular, llegando como máximo a los 15°.

El depósito se halla recubierto por una costra quimiolitogénica de 0,5 a 1,5 cm. de espesor, la cual, debido al desplazamiento de la masa

subyacente, se ha roto en numerosos puntos. Las líneas de fractura son, en general, ortogonales respecto a la línea de máxima pendiente, aunque aparecen también algunas en sentido longitudinal y oblicuo. A expensas de las transversales, se han originado incluso varios cabalgamientos, llegando algunas placas litoquímicas a deslizarse hasta 8 cm. sobre la placa inmediata inferior. Vemos pues que, a pesar de la escasa pendiente, la solifluxión ha adquirido un valor relativamente elevado.

Al objeto de investigar el depósito subyacente, procedimos a levantar la costra quimiolitogénica en varias zonas de la colada, realizando catas de reconocimiento en tales puntos. Nuestro deseo hubiera sido llegar a la roca in situ, cosa que no pudimos llevar a cabo por no disponer de los útiles apropiados.

La colada de solifluxión se halla constituida por una matriz arcillosa que engloba gran abundancia de cantos gelivados, algunos de los cuales llegan a alcanzar una longitud máxima de 15 cm. Todos ellos se hallan dispuestos paralelamente a la línea de máxima pendiente, o formando con ella ángulos de muy escaso valor.

#### 2) Consideraciones sobre su génesis

El origen de la formación se muestra complejo, habiendo necesitado para su progresivo desarrollo un lapso de tiempo bastante dilatado. En efecto, entre la génesis de los cantos gelivados (mecanismo de hielo-deshielo) y el mecanismo de solifluxión de la colada (hielo-deshielo), tuvo lugar el depósito de la costra quimiolitogénica, ya que el desplazamiento ha fracturado la tal colada de reconstrucción cuando ya se hallaba completamente desarrollada, lo cual exige un periodo en que los sedimentos conteniendo los cantos gelivados carecían en absoluto de movimiento (carencia de las alternancias hielo-deshielo).

Podría considerarse una sola fase periglaciaria (génesis de los cantos gelivados) admitiendo que el movimiento de solifluxión fue simplemente gravitacional, como los que se observan en casi todas las formaciones hipogeas. Dos hechos se oponen a tal interpretación: a) *La disposición de los cantos englobados en la matriz arcillosa*. En ninguna colada hipogea de tipo gravitacional hemos visto jamás una tan regular disposición; b) *La escasa pendiente*. Lo reducido de la pendiente sobre la cual se desarrolla la formación, excluye un mecanismo puramente gravitacional, pues el movimiento hubiera resultado imposible sin el concurso de la acción de hielo-deshielo. Así pues, el estado actual de la formación exige dos fases durante las cuales reinaron condiciones periglaciares, separadas por una fase cálida.

### II. SEDIMENTOS ARCILLOSO-ARENOSOS TRANSPORTADOS EN FASE HELADA

#### 1) Descripción

Esta interesante forma periglaciaria se observa en los sedimentos que descansan sobre el colladito de entrada a la pequeña oquedad que se desarrolla encima de la Sala de la Escalera (punto a, fig. 1).

El piso de toda la salita (que forma rampa) se halla ocupado por materiales arcilloso-arenosos sin estratificación aparente y bastante deleznable, que engloban un cierto porcentaje de cantos calizos. Cuando llegamos a tal lugar nos llamó la atención una masa, asimismo arcilloso-arenosa, que daba la impresión de emerger escasos centímetros del conjunto de los materiales depositados. Una muestra reveló un grado de coherencia mucho mayor que el del resto de los sedimentos. Entonces procedimos a excavar, procurando dejar la citada masa en relieve. Al quedar ésta fuera del conjunto pudimos comprobar que, contrariamente al resto de los materiales, presentaba una neta estratificación. Al proseguir la excavación y descubrir otros paquetes de sedimentos semejantes, quedó de manifiesto que su estratificación formaba los más variados ángulos con la horizontal.

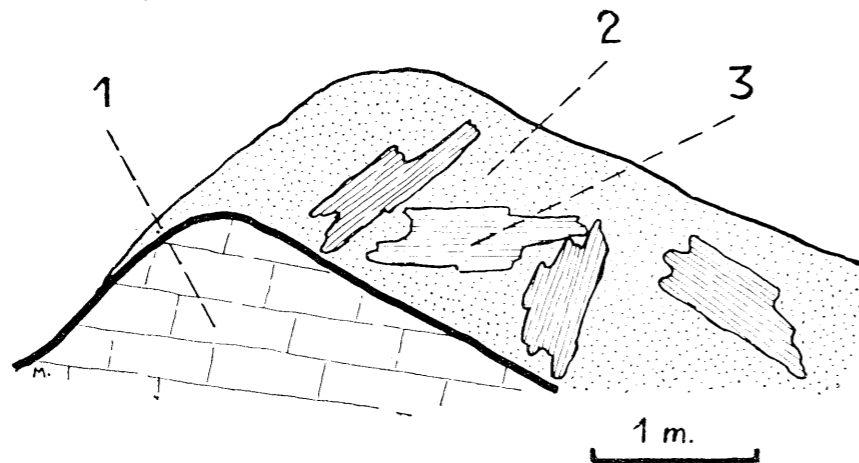


Fig. 2 - Cueva del Reguerillo. Disposición de los sedimentos en la Salita Superior (punto a de la fig. 1). 1 - Roca caliza in situ; 2 - Materiales arcilloso-arenosos, englobando algunos cantos calizos, sin muestra alguna de estratificación; 3 - Masas de sedimentos arcilloso-arenosos, perfectamente estratificados y formando ángulos variados con la horizontal.

Estos paquetes de sedimentos llegan a alcanzar 1,4 m. de longitud, por 0,7 m. de anchura y un espesor de 0,4 m. Sus planos limitantes superior e inferior son paralelos a las superficies de estratificación, mientras que por los lados se hallan rotos de una manera bastante irregular, correspondiéndose los máximos salientes con las capas de mayor compacidad. En la fig. 2 se ha esquematizado la disposición de un corte según el eje del colladito.

### 2) Consideraciones sobre su génesis

Debido a su situación topográfica, es evidente que los materiales que se hallan en la Salita Superior han sido transportados en los momentos de máxima circulación hídrica en el sistema hipogeo. Debemos admitir, por lo tanto, que las masas perfectamente estratificadas que se hallan irregularmente dispuestas en el seno de los materiales no estratificados, han sido subidas a la salita, por las turbulentas aguas, en fase helada, pues de lo contrario se hubieran deshecho. Se trata, pues, de un fenómeno periglaciario en todo semejante al que se observa en ciertos sedimentos subaéreos.

Es evidente que la fase periglaciaria durante la cual se engendró el depósito descrito, es anterior a la desorganización del valle longitudinal desarrollado a expensas del contacto pizarras-calizas (que hemos citado en la introducción), ya que el volumen hídrico que fue necesario para transportar las masas heladas a tal altura, es incompatible con la reducida área karstificada de que dispone la banda caliza y precisó de las aguas alóctonas procedentes del macizo paleozoico, las cuales se infiltraban a través de las múltiples pérdidas desarrolladas a lo largo del talweg del valle longitudinal.

### SOBRE LA POSIBILIDAD DEL MECANISMO DE HIELO-DESHIELO EN LAS CAVERNAS

Como es bien sabido, la roca caliza ejerce una fuerte función termorreguladora, hasta el punto de que corrientemente se admite que a una profundidad de unos 35 m. no acusa siquiera las variaciones térmicas estacionales. De ello se deduce inmediatamente que las cavidades cerradas, bajo un concepto espeleometeorológico, no podrán presentar nunca formas de tipo periglaciario, ya que el origen de tales fenómenos hay que buscarlo en el mecanismo de hielo-deshielo.

Tampoco las poseerán aquellas cavidades abiertas que presentan únicamente anemocirculación, barocirculación o termocirculación en saco de aire. En los dos primeros casos, debido a la falta de periodicidad en los cambios, ya que para que se originen formas periglaciares se precisa de una continuada repetición del fenómeno; en el tercero, a causa de que la dinámica del aire acostumbra en tal caso presentar una escasa penetrabilidad.

Así pues, a nuestra manera de ver, sólo presentarán fenómenos de tipo periglaciario aquellas cavidades que, durante alguna fase de su evolución espeleometeorológica, poseyeron una termocirculación en tubo de viento, coincidiendo ésta con un período de condiciones climatológicas favorables (los fenómenos de condensación y evaporación internos, con liberación o absorción de calorías, deben influir asimismo).

En la actualidad, la Cueva del Reguerillo no presenta termocircula-

ción general alguna (sólo se aprecian débiles desplazamientos da aire debidos a cambios de la presión atmosférica). No obstante, un análisis de los procesos reconstructivos, teniendo en cuenta las relaciones entre la quimiolitogénesis y la termocirculación <sup>(1)</sup>, pone de manifiesto que la cavidad funcionó, en el transcurso de su evolución, como un sistema en tubo de viento. La coincidencia de tal período con condiciones climatológicas de tipo periglaciario fue la causa que dió origen a las formas estudiadas.

(1) MONTORIOL POUS, J. *Relaciones entre la quimiolitogénesis y la termocirculación*. Speleon, T. X, núms. 1-2, pp. 33-43, 2 figs. Oviedo 1959 (añadido en curso de impresión). MONTORIOL POUS J. y ASSENS CAPARRÓS J. *Estudio geomorfológico e hidrogeológico del karst de la península de s'Albufereta*. Rassegna Speleologica Italiana, anno IX, fasc. 1, pp. 3-48, 17 figs., 4 fots, (ver las páginas 38 y 39) Como 1957.

## Le Massif calcaire du Mont Perdu (Pyrénées Centrales) <sup>(1)</sup>

### Résumé

La Massif du Mont Perdu se situe dans la zone axiale des Pyrénées Centrales à environ 50 km à l'ouest du Massif de la Maladetta. C'est le plus haut massif calcaire d'Europe. Vers la France il présente un ensemble de faces abruptes échancrées de cirques dont le plus connu est celui de Gavarnie. Vers l'Espagne au contraire il se dénivellement progressivement par de large gradins jusqu'à la plaine Nord Aragonaise.

Depuis 8 ans le S.C.A.L. s'est attaché à l'étude de ce massif peu connu. Il est remarquable par la présence de grottes glacées et de circulations souterraines actives, dont quelques unes atteignent un dénivellement très important.

Le Mont Perdu (3.352 m.) se situe dans les Pyrénées Centrales à environ 50 kms à l'ouest de la Maladetta. C'est le second sommet des Pyrénées; le massif calcaire qu'il domine est le plus haut d'Europe. Depuis 6 années consécutives, nous prospectons systématiquement cette région qui nous a livré un grand nombre de cavités dont quelques unes de réelle importance.

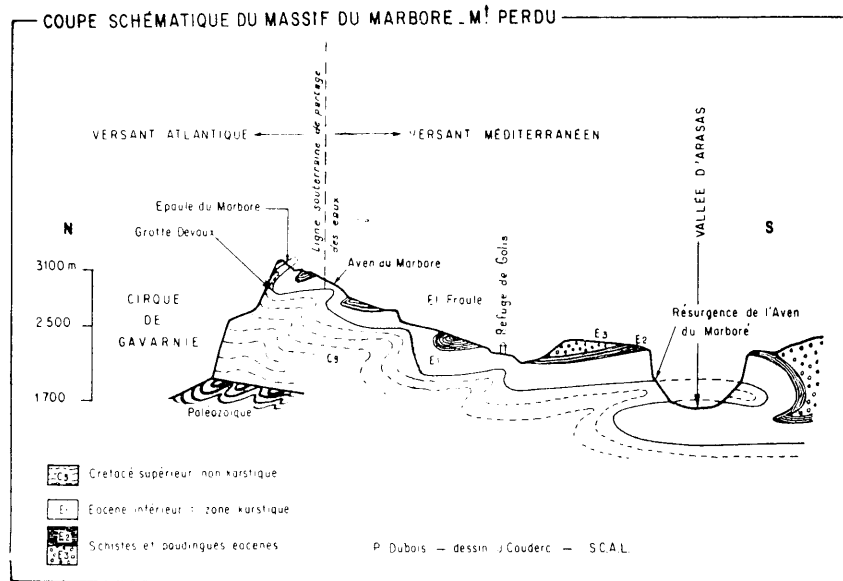
Dans des publications antérieures (1, 2, 3) nous avons déjà défini le cadre géographique du massif, aussi nous n'y reviendrons pas ici.

Au point de vue géologique, la région est formée par un substratum de terrains paléozoïques sur lequel repose une série sédimentaire Crétacé supérieur - Eocène de 1000 à 1200 m. de puissance. Dans cette série, seule une zone calcaire de 120 à 150 m. d'épaisseur, d'âge Eocène inférieur (Montien à Sparnacien) présente un intérêt spéléologique. C'est la disposition en plis couchés, superposés et déjetés vers le Sud (voir coupe) qui permet le développement de grands réseaux karstiques malgré la faible épaisseur de la zone calcaire.

(\*) Spéléo-Club Alpin Languedocien (Montpellier, France).

(1) Recherches effectuées par le Spéléo Club Alpin Languedocien avec la collaboration des Spéléo Club de Tourraine et de St Afrique.



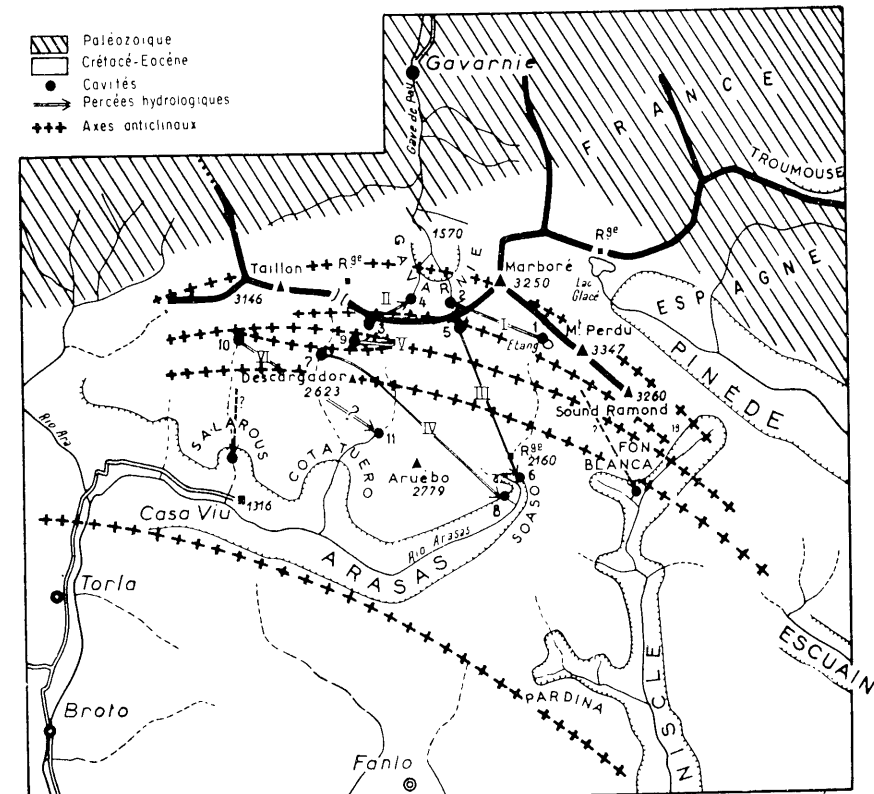


### I - ESQUISSE HYDROLOGIQUE ET MORPHOLOGIQUE

Tous les auteurs (voir bibliographie complète dans I) qui se sont intéressés au massif du Mt Perdu ont été frappés par l'ampleur des phénomènes karstiques de surface; vastes lapiaz, nombreux gouffres et grottes, absorption de tous les écoulements d'eau dans des pertes, etc... La grande importance de l'hydrologie karstique pour le drainage de la région était donc connue, mais assez paradoxalement aucune étude n'y avait été faite hormis quelques explorations de grottes, dues à J. Devaux et à N. Casteret vers 1928-1930. Actuellement, après plusieurs campagnes d'explorations et quelques colorations à la fluoresceine, nous possédons une assez bonne vue d'ensemble sur l'arrangement hydrologique. De très nombreux points de détail restent cependant à préciser dans les années à venir.

Le fait capital dans l'hydrologie de la région du Marboré - Mt Perdu est l'imbrication d'une couche calcaire, de faible épaisseur (150 m.) mais à nombreux replis, au milieu d'une masse de terrains non karstiques. Il en résulte à l'affleurement une alternance de zones imperméables, sur lesquelles s'organisent des circulations d'eau, coupées par des bandes de terrains calcaires qui absorbent tous les ruissellements. Les thalwegs auront donc un profil discontinu avec des « verrous calcaires » contre lesquels se produisent les pertes. Au total, le drainage de l'ensemble de la région est exclusivement souterrain. Les conditions tectoniques (axes

### PRINCIPAUX RÉSEAUX SOUTERRAINS DU MASSIF DU MARBORÉ - M<sup>t</sup> PERDU



LEGENDE DE LA CARTE : Sur cette carte ne sont portées que les cavités en rapport avec les percées hydrologiques reconnues par coloration ou supposées. Les longueurs et les dénivellés donnés sont les distances à vol d'oiseau et les différences d'altitude entre les points extrêmes de chaque percée hydrologique.

- I - Réseau du Gave de Pau souterrain - longueur : 2,5 kms - dénivellé : 180 m.  
1) perte de l'Etang glacé  
2) résurgence Brulle - Grotte Devaux
- II - Réseau du Casque - longueur : 0 km 8 - dénivellé : 360 m.  
3) grotte n.º 1 du Casque  
4) émergence n.º 1 de la Tour du Marboré
- III - Réseau de l'Aven du Marboré - longueur : 3 kms - dénivellé : 1.060 m.  
5) Aven du Marboré  
6) émergence de Garsés
- IV - Réseau des pertes du Rio de la Brecca - longueur : 5 kms - dénivellé : 560 m.  
7) pertes du Rio de la Brecca  
8) émergences n.º 2 de Soaso
- V - Réseau de la Grotte glacée Casteret - longueur : 150 m. - dénivellé : 15 m.  
9) grotte glacée Casteret
- VI - Réseau du Col Blanc (réseau supposé) - longueur : 3,2 kms - dénivellé : 520 m.  
10) Aven du Col Blanc  
11) résurgence du Cotatuero



synclinaux) et l'organisation profonde de la couche calcaire conditionnent les directions de drainage (voir carte schématique).

Nous distinguons deux zones principales de drainage:

— *La haute zone* ou les circulations souterraines emmènent les eaux du versant espagnol à ressortir sur le versant français courcircuitant ainsi les eaux aux résurgences des vallées, aspagnoles tributaires du Rio Cinca sous terre la ligne européenne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée :

— *La zone inférieure* avec un drainage souterrain classique conduisant affluent du fleuve Ebre.

#### 1 - HAUTE ZONE

Elle s'étend aux principaux sommets de la région: Mt Perdu, Cylindre, crête et revers Sud du Cirque de Gavarnie du Marboré au Taillon. D'altitude comprise entre 2700 et 3352 m. elle est alimentée par les eaux de fonte des principaux névés et glaciers du massif. Elle draine donc un volume d'eau important. Deux subdivisions sont à considérer:

— *Région Est*: elle comprend le Mt Perdu, le Cylindre, le Marboré et les soeurs de la Cascade c'est-à-dire toute la surface formée par un grand synclinal couché dit « synclinal nummulitique du Mt Perdu » (voir coupe). L'axe de ce synclinal s'abaisse du Mt Perdu vers le Cirque de Gavarnie envoyant ainsi les eaux de toute cette chaîne espagnole à la Grotte Devaux - Résurgence Brulle qui est une des sources du Gave de Pau. La coloration de la perte d'un petit lac entre Cylindre et Mt Perdu a prouvé la réalité de cet écoulement.

— *Région Ouest*: elle se rapporte aux sommets Ouest du Cirque de Gavarnie: Tour du Marboré, Casque et Taillon. C'est deux synclinaux (la prolongation Ouest du synclinal nummulitique et le synclinal lui faisant suite au Sud) qui emmènent les eaux du versant espagnol dans le Cirque de Gavarnie. Ainsi, la coloration d'un petit ruisseau dans une grotte du versant espagnol du Casque est réapparue dans la partie Ouest du Cirque de Gavarnie, formant une autre source du Gave de Pau.

Au total, dans toute cette zone l'abaissement structural des axes des synclinaux en direction du Cirque de Gavarnie dirige vers ce cirque tous les écoulements souterrains.

#### 2 - ZONE INFÉRIEURE

La zone inférieure comprend l'ensemble du versant espagnol de la chaîne Mt Perdu - Taillon, entre les cotes 2700 et 2900, et les points d'émergence dans les vallées, aux cotes 1500-1800. C'est une très vaste zone dont la prospection est loin d'être terminée. L'alimentation est essentiellement due à l'eau de fonte des névés; mais, pendant l'été, l'alimentation par pluie (très gros orages) n'est pas à négliger.

Dans la zone inférieure, les axes synclinaux sont moins accusés que dans la haute zone. Aussi ils n'interviennent plus dans le tracé des écoulements souterrains, qui par contre, sont nettement influencés par un abaissement général d'Ouest en Est de la couche calcaire. Ceci explique la direction NW-SE, oblique par rapport aux lignes anticlinales, de toutes les circulations souterraines (voir carte).

L'organisation des écoulements souterrains paraît relativement simple: pertes de ruisseaux ou enfouissement direct des eaux de fontes sur les hautes pentes, ressortie de ces eaux aux émergences dans les grands canyons entaillant le massif.

Par coloration, nous avons découpé deux grandes percées hydrologiques (réseau de l'Aven du Marboré, réseau du Rio de la Brecca). Nous envisageons 4 nouvelles colorations dans des réseaux différents pour les années à venir.

Au point de vue morphologique, le karst de ce massif est d'origine périglaciaire. Comme pour tous les karsts de ce type la morphologie de surface est fouillée avec développement de grands lapiaz très accidentés, à réseaux de chenaux profonds de 10 à 40 m. sur 5 à 20 m. de large. Par contre, l'évolution karstique profonde a été arrêtée pendant les périodes glaciaires (pergélisol). Le karst profond est donc très jeune, en pleine période de creusement, ce qui influe sur la morphologie des cavités: faible développement des éboulis, absence totale d'argile de décalcification, rareté des concrétions, étroitesse des galeries creusées le plus souvent dans des réseaux de diaclase à peine élargies, aspect peu évolué des émergences généralement impénétrables.

#### II - ÉTUDE DES PRINCIPAUX RÉSEAUX SOUTERRAINS

Le bilan actuel de nos prospections dans le massif du Mt. Perdu est la reconnaissance et l'exploration d'une centaine de cavités: grottes, gouffres, pertes et émergences. Il ne rentre pas dans le cadre de ce présent travail de les étudier en détail. Nous nous contenterons simplement de présenter les réseaux souterrains les plus importants. (voir carte schématique).

##### 1 - RÉSEAU DU GAVE DE PAU SOUTERRAIN

Il a déjà été décrit dans nos précédentes publications (1, 2, 3) Aussi nous ne le citons que pour mémoire. Rappelons cependant que c'est la plus haute percée hydrologique actuellement connue (entre 3000 et 2820 m.) et qu'il constitue un cas de capture sous la ligne européenne de partage des eaux.

Malgré nos espoirs, nous n'avons pu rejoindre le cours souterrain par un aven de surface. Par contre, nous avons potré à 2200 m. le développement de la grotte Devaux dont l'exploration reste à terminer.

## 2 - RÉSEAU DU RUISSEAU DU CASQUE

Il s'agit d'une percée hydrologique prouvée par coloration dans les montagnes du Casque et de la Toure du Morboré. Elle aboutit à une émergence du Cirque de Gavarnie après un parcours de 800 m. à vol d'oiseau et un dénivelé de 360 m. entre les cotes 2800 et 2440. C'est un nouveau cas de capture sous la ligne européenne de partage des eaux, au bénéfice du versant français atlantique.

Les points connus sur ce réseau sont :

*Grotte n. 1 du Casque* : cote 2800 petite grotte glacée d'environ 150 m. de long, située dans le flanc Sud du Casque à 60 m. au dessus du col des Izards. Au fond, on recoupe sur quelques mètres un ruisseau souterrain, d'un débit d'environ 10 l/s. C'est le point de coloration du réseau.

Il est possible que le ruisseau entrevu au fond puits de 50 m. de la grotte n. 1 des Izards, constitue soit un affluent, soit le ruisseau coloré lui-même. Mais l'obturation par la glace de l'étranglement d'entrée de cette grotte nous a empêché depuis 1954 de renouveler notre exploration.

*Émergence n. 1 de la face Nord de la Tour du Marboré.*

Située dans la partie Ouest du Cirque de Gavarnier, à l'aplomb de l'Épaule de la Tour du Marboré vers la cote 2440. L'eau sort d'une petite excavation sans possibilité de pénétration.

## 3 - RÉSEAU DE L'AVEN DU MARBORÉ

Lorsqu'en 1953, nous avons découvert le ruisseau souterrain de l'Aven du Marboré, nous pensions avoir retrouvé le gave de Pau souterrain (2, 3) mais la coloration à la fluoresceïne du ruisseau nous a montré qu'il s'agissait d'un réseau indépendant, ressortant dans la haute gorge d'Arasas à 3 kms (à vol d'oiseau) et 1.060 m. plus bas. C'est donc par son dénivelé une des plus grandes percées hydrologiques actuellement connues en Europe.

De haut en bas, les points d'accès à ce réseau sont :

a) *L'aven du Marboré* - cote 2920. Aven de lapiaz à petite ouverture (3 m. x 4,50). A -84 on rejoint un ruisseau souterrain que nous avons suivi dans un réseau de diaclases sur plus de 1200 m. et jusqu'à la cote -310. Seule la fatigue a fixé notre point d'arrêt, l'exploration est à continuer.

b) *L'aven des Cigalois* - cote 2750. A 300 m. à vol d'oiseau de l'aven du Marboré. A -90 on rejoint un ruisseau souterrain que nous avons suivi vers l'amont et vers l'aval sur environ 300 m. Exploration à continuer.

Nous pensons que ce ruisseau souterrain est probablement un affluent de celui de l'aven du Marboré. Une confirmation par coloration est prévue. Dans le cas favorable, cet aven constituera un point d'accès au réseau plus facile que l'aven du Marboré.

c) *Émergence de Garsés* - cote 1860. Au fond de l'étroite gorge de Golis. Accès très difficile. Delta d'émergences échelonnées sur 50 m. de long avec 30 m. de dénivelé entre les extrêmes. Débit 200 à 1/s. Trois orifices de trop plein sont obturés par des éboulements de strates. Dans l'orifice inférieur un déblaiement serait à essayer.

## 4 - RÉSEAU DES PERTES DU RIO DE LA BRECCA

Le thalweg descendant de la Brèche de Roland, coté espagnol, est parcouru par un gros ruisseau, dit Rio de la Brecca, alimenté par les névés de la base du Taillon.

La coloration de ce ruisseau a montré qu'il était à l'origine d'une d'une grande percée souterraine de 5 kms à vol d'oiseau et de 560 m. de dénivelé.

Les points actuellement repérés sur ce réseau sont :

*Pertes supérieures du Rio de la Brecca* - cote 2500 env. Tout le ruisseau (100 l/s en moyenne) se perd dans un trou pénétrable où il faudrait s'immerger. Au delà, de grandes barres rocheuses font disparaître complètement le thalweg du Rio de la Brecca.

*Émergence du Llano de la Brecca* - cote 2368. Située dans une grande terrasse herbeuse en contrebas du thalweg du Rio de la Brecca. Débit 30 l/s.

*Pertes inférieures du Rio de la Brecca* - cote 2360. Elles absorbent l'écoulement de l'émergence du Llano. 5 points de pertes sont pénétrables dont l'un jusqu'à la cote -15. Ce sont ces pertes qui ont été colorées. Vu la disposition géologique, il est probable que les eaux des pertes inférieures et supérieures doivent confluer souterrainement.

*Résurgence n. 2 de Soaso* - cote 2800 env. Émergence d'un débit d'environ 200 l/s. non pénétrable. A 15 m. au dessus se trouve vaste porche que nous nous proposons d'atteindre par escalade artificielle.

Au total, le réseau des pertes du Rio de la Brecca, avec 560 m. de dénivelé (710 m. pour les pertes supérieures) est un des plus importants de la région. On ne lui connaît aucun point d'accès pénétrable. Mais il existe aux alentours du Pic du Descargador une série de gros abîmes inexplorés qui nous conduiront peut être un jour au ruisseau souterrain.

## 5 - RÉSEAU DE LA GROTTE GLACÉE CASTERET

Nous ne citons ce réseau que pour mémoire vu sa grande célébrité (4, 5). C'est une petite percée souterraine de 150 m. de long sur 15 m. de dénivelé, fossilisée par la glace. Le réseau souterrain s'est établi à la faveur d'une légère repli synclinal (voir carte) traversant l'éperon Sud descendant du col des Izards. Il ne semble pas qu'il existe plus profondément un cours d'eau dépendant de ce réseau.

## 6 - RÉSEAU DU COL BLANC.

Le thalweg établit sous le col Blanc entre l'arête S. E. du Gabiétou et le Pic Blanc est parcouru par un ruisseau alimenté par les nevés du Gabiétou.

Le ruisseau se perd vers la cote 2.670 dans un vaste gouffre de 60 m. de verticale, dont nous n'avons pu atteindre le fond, par suite de la violence de la cascade-perde. Au cours d'une prochaine exploration nous envisageons de dévier le ruisseau en surface pour tarir la cascade. L'étude géologique montre que ce ruisseau devrait alimenter la résurgence du Cotatuero située à 3,2 kms à vol d'oiseau et 520 m. plus bas. Une coloration est prévue pour vérifier cette hypothèse. L'existence dans la zone des Salarous de grands abîmes non explorés nous donneront peut être la possibilité de retrouver le ruisseau souterrain.

## Conclusion

La description de ces quelques réseaux souterrains donne une bonne idée de l'état d'avancement des recherches spéléologique et hydrologiques dans le massif du Mont Perdu. Malgré 6 campagnes d'une quinzaine de jours, chacune, nous n'avons pu qu'esquisser la solution de quelques problèmes en laissant de côté beaucoup d'autres.

Mais dès maintenant, nous pensons qu'il est peu probable que le massif recèle de très vastes cavités pénétrables qui puissent le faire comparer aux autres grands karsts montagneux tel que le Vercors ou le Pays Basque. L'état de jeunesse du creusement du karst du Mont Perdu semble conditionner uniquement l'existence de réseaux souterrains pouvant être très profonds (plus de 1.000 m.) mais toujours étroits et très difficilement pénétrables. Au total, il y a dans le massif du Mont Perdu, beaucoup de découvertes et d'explorations difficiles à réaliser, mais avec peu d'espoir d'atteindre un jour une grande profondeur ou d'y découvrir un immense réseau.

## Bibliographie

- 1 CAILAR DU J., COUDERC J., DUBOIS P. — *A la recherche des sources du Gave de Pau*. Ann. de spéléologie tome VIII - 1953.
- 2 CAILAR DU J., COUDERC J., DUBOIS P. — *L'origine du Gave de Pau*. Bull. Soc. Languedocienne de Géographie tome XXIV - 2ème Fasc. - 1953.
- 3 BARTHEZ J., BONNET A., CAILAR DU J., COUDERC J., DUBOIS P., PLISSON J. L. — *Recherches hydrospéléologiques sur le Marboré*. Act. 1er Congrès Intes. de spéléologie, tome II.
- 4 CASTERET N. — *Dix ans sous terre* - p. 197.
- 5 PIERRET B. — *La grotte glacée Casteret*. Ann. spéléologie, t. V - 1950.

## Cavités en terrain non calcaire

### Résumé

Ces cavités creusées en terrains non exclusivement calcaires sont localisées sur la bordure Sud-Est du Massif-Central ou bordure cévenole.

Elles existent dans la couverture sédimentaire (grès du Trias ou Lias, terrasses alluvionnaires quaternaires), et aussi dans le socle (grottes du granite porphyroïde et avens des schistes cristallins).

Dans les roches précédemment citées une perméabilité en grand peut s'élaborer avec une ampleur relative à certains niveaux, il convient d'en tenir compte dans les problèmes d'hydrogéologie.

### INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Depuis fort longtemps l'existence de cavités en terrain non calcaire est connue. Néanmoins, en dehors de deux ruisseaux souterrains décrits par Balsan, « la Croze Delteil » et la « Grotte de Saint-Pierre » toutes sont de dimensions fort modestes.

Les plus connues sont les grottes des grès du Dakota, à Full River près Evans Quarry (Black Hills).

Les grottes traversées par le Konkouré, près de Konakry, en Guinée Française.

Le grand tunnel d'Oupliz Tsiké, près de Gori (Transcaucasie).

Les fissures de Sankt Martin décrites par MARTEL.

Les dolines de formation grès-schisteuses de la Montagne Noire (GÈZE).

Signalons aussi les cavernes des grès triasiques de Brive et les cavités gouffres et pierres pèdonculées étudiées par MARTEL à Fontainebleau.

Ces cavités ne sont donc pas tellement rares et notre but, dans cet exposé, est d'en présenter de nouvelles découvertes dans l'Ardèche; outre celles des grès, nous en décrirons aussi en terrain granitique, en terrain schisteux, et en terrain alluvionnaire.

(1) Société de Spéléologie et Préhistoire, Gard-Ardèche, France.

## CAVITÉS DANS LES GRÈS

## SITUATION GÉOLOGIQUE

LE TRIAS — Le Trias ardéchois borde le massif archéen en une bande continue, dont la maximum de largeur, au sud, ne dépasse pas 7 km. Malgré sa grande puissance, il est souvent non divisé. Très fracturé par les mouvements tectoniques, il contient, surtout dans la partie méridionale, des avens, grottes et rivières souterraines, la plupart dans les grès.

LE LIAS — Le Lias contient, lui aussi, diverses cavités soit dans les grès, soit en terrain calcaire ou calcaire-gréseux.

## CAVITÉS DU TRIAS :

I) *Grotte de Bedousse ou de l'Elzède* (Malbosc, Gard): 20m, grès à gros grains de quartz, importants éboulements.

II) *Résurgence de Chambajour* (Chambonnas, les Vans, Ardèche): 50 m; dans un grès bigarré; vaste porche aménagée aux époques historiques (murailles); 2 salles réunies par une étroiture; terminus par boyaux ensablés (désobstrués sur 20m) par où arrive l'eau (cours pérenne).

III) *Grotte de Champval* (Saint-Paul-le-Jeune, Ardèche): 60m; grès friables à gros éléments, étroits boyaux terminaux; aménagements (murailles); grès siliceux fins: 87% SiO<sub>2</sub>; grès vert foncé: 96% SiO<sub>2</sub>; grès altéré: 89% SiO<sub>2</sub>.

IV) *Grotte Chaurand* (Payzac, Joyeuse, Ardèche): 25m; résurgence pérenne; grès à gros éléments du Trias inférieur reposant sur des marnes bleues qui font tampon.

V) *Résurgence du Cros* (St-Genest de Bauzon, Joyeuse, Ardèche): 83m; résurgence pérenne; calcaire gréseux du Trias Supérieur; porche circulaire, puis double galerie; au sol nombreux galets de gneiss; le Cros supérieur est formé de grès à 96% de SiO<sub>2</sub>, 3% de Fe et Al et ne contient que des traces de Ca et Mg; deux autres analyses de grès voisins montrent 94% et 91,5% de SiO<sub>2</sub>.

VI) *Aven du Cros*: 6m; bouche circulaire de 2,5m de diamètre; s'ouvre quelques 100m au nord de la Résurgence du Cros; colmatage d'éboullis à -6m; grès grossiers fortement altérés.

VII) *Baume Dupré* (Faugères, Joyeuse, Ardèche): 848m; -47m de dénivellation; Trias gréseux à ciment calcaire à 82% de SiO<sub>2</sub>; c'est une

galerie étroite et sinueuse, un petit cours actif s'y forme par condensation, puis ruisselle sur les marnes bleutées sous-jacentes qui font tampon.

Une faille recoupe la galerie et a favorisé la formation de l'unique salle de la cavité. Terminus sur étroiture.

VIII) *Grotte de Gaude* (St-Etienne de Fontbellon, Aubenas, Ardèche): 54m; grès du Trias supérieur; quelques concrétions; petites salles et labyrinthe de boyaux et galeries. Cette cavité a servi successivement d'habitat, de sépulture et de citerne aux époques préhistoriques du Néolithique et du Bronze.

IX) *Grotte de Fontbonne* (Les Assions, les Vans, Ardèche): cavité dans les grès grossiers à 89% et 96% de SiO<sub>2</sub>.

X) *Grottes du Pont de Gravières* (Gravières, les Vans, Ardèche): petites cavités dans les grès détritiques.

XI) *Baume du Luth ou du Picon* (St-Genest de Bauzon, Joyeuse): 500 m; grès à gros éléments, puis calcaire siliceux à 87% de SiO<sub>2</sub>; énormes éboullis; intercalations marneuses; cours actif pérenne; ajouement par aven; terminus sur éboullis.

XII) *Résurgence du Pigeonnier de Payzac* (Payzac, Joyeuse, Ardèche): 240m; cours pérenne qui charrie des galets de gneiss et traverse deux variétés de grès durs, l'un à 94%, l'autre à 91% de SiO<sub>2</sub>.

XIII) *Grotte de Piséas* (Sanilhac, Largentière, Ardèche): 800m en terrain grésocalcaire; Trias moyen, cours actif temporaire; eaux d'infiltration; vestiges préhistoriques.

XIV) *Aven du Quillard* (Payzac, Joyeuse, Ardèche): 56m de développement; -12m de profondeur; galeries au bas du puits et 4 petites salles; cours temporaire. D'abord grès rougeâtre à 92% de SiO<sub>2</sub> et 4% de Fe-Al, puis grès à 97% de SiO<sub>2</sub> et enfin un grès à ciment calcaire. Cet aven malgré les objections sert encore de dépotoir aux hameaux voisins.

XV) *Grotte de Ribes* (Ribes, Joyeuse, Ardèche): calcaire siliceux; au dessous calcaire dolomitique à 6,8% de SiO<sub>2</sub> et 80% de Ca-Mg; cours actif temporaire; magnifiques concrétions excentriques.

XVI) *Aven du Roc Vert* (Bessèges, Gard): -15m; grès à gros grains, puis grès verts.

XVII) *Grotte de la Vignasse* (Aujac, Gard): 110m, grès à gros éléments, puis grès à ciment calcaire; cours temporaire.

XVIII) *Fontaine du Vignal* (Payzac, Joyeuse): située dans les grès du Keuper; total parcouru 1800m. C'est une galerie étroite et sinueuse;

le premier kilomètre et à peu près dépourvu de concrétions (quelques gours); le conduit où les rectilignes atteignent rarement 10m est haut de 2 à 4 m, à noter la présence d'un cours supérieur, à 2 ou 3 m seulement du cours actif, et le plus souvent effondré. De nombreuses chatières obligent à s'immerger; en plusieurs endroits, la voûte est mouillante, mais le cours supérieur permet toujours de « schunter » la difficulté. Passé le premier kilomètre, nous trouvons une petite salle concrétionnée; à 1,400 km, le cours actif s'efface et l'on progresse par le cours fossile qui se divise bientôt en plusieurs branches. Après 300 m de parcours, nous retrouvons le cours actif, celui-ci charrie des galets de gneiss et de schistes; nous avons noté deux variétés de grès: un grès dur à 92% de SiO<sub>2</sub> et un grès friable, vert, à 93% de SiO<sub>2</sub>.

#### CAVITÉS DU LIAS

I) *Grotte de Boude* (Vinezac, Largentière, Ardèche). 60 m, terminus sur voûte mouillante; calcaire gréseux de l'Hettangien.

II) *Rivière souterraine des Brousses* (Vinezac, Largentière): 300 m, ruisseau souterrain; calcaire gréseux de l'Hettangien inférieur.

III) *Grottes de la Jobernie* (Coux, Privas, Ardèche): partie inférieure, 8 grottes aménagées aux époques historiques; grès; partie supérieure, 3 grottes humides, quelques concrétions, calcaire gréseux, Lias moyen.

L'exploration de ces cavités n'est qu'à peine ébauchée. D'autre part une vingtaine de cavités situées dans la même région nous ont été signalées et n'ont pas encore été vues, tant dans le Trias que dans le Lias.

#### CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE CES CAVITÉS

Toutes ces cavités se situent en terrain gréseux, nous pouvons distinguer deux variétés: celles qui se situent en terrain calcaire et dont l'évolution est semblable à celles des cavités des terrains purement calcaires; d'autre part, les cavités en terrain dépourvu de calcaire.

On sait que deux facteurs principaux entrent en jeu dans le creusement des roches par les eaux souterraines: la corrosion due à des phénomènes chimiques et l'érosion due à une action physique, mécanique.

Si dans le creusement des calcaires la corrosion tient un grand rôle, il n'en est pas de même dans les grès. Ceux-ci se laissent pénétrer par les eaux, beaucoup plus par une perméabilité en grand que par « une porosité où joue la capillarité », comme il a été souvent soutenu. Nous pensons qu'à l'image des terrains calcaires on peut parler d'un « karst gréseux ».

Toutefois, ces eaux attaquent et oxydent les sels minéraux inclus dans les grès et peuvent préparer, au contact des points d'infiltrations en grand, le travail de désagrégation mécanique des eaux météoriques.

Ces cavités se situent en terrain fissuré, fracturé par les mouvements

tectoniques. Les fractures de grande importance doivent exister en tous terrains. Pour preuve: M. le docteur Balazuc a trouvé dans les mines de plomb de Lafigères (mica-schistes) le coléoptère *Spéotrechus Mayeti*, troglobie vrai. On a trouvé aussi l'araignée troglobie *Leptoneta Abeilleri* dans un souterrain creusé dans les granites de Vals-les-Bains... et un pseudo-scorpion troglobie dans une ancienne mine située dans les schistes des Alpes Maritimes. Ces mines se trouvent assez éloignées des terrains calcaires. Comment, sinon par les fissures, ces troglobies les ont-elles rejointes ?

Preuve aussi de l'importante fissuration des grès que la présence, dans presque toutes les rivières souterraines inventoriées dans les grès, de volumineux galets de gneiss ou de schistes, qui ne peuvent provenir que des pertes de ruisseaux de surface qui roulent ces galets, soit plus vraisemblablement de blocs arrachés et roulés depuis les contacts des massifs cristallins par les eaux vives souterraines.

L'eau, par action mécanique, violente, désagrège les grès à partir des fissures naturelles et descend jusqu'à ce qu'elle rencontre (dans la majorité des cas) une couche imperméable, le plus souvent de marne, qui fait tampon et guide les eaux. Les grains de quartz libérés s'accumulent et il faut une action extrêmement violente des eaux pour dégager les conduits. Avant notre départ pour ce Congrès, le 30 septembre 1958, le pluviomètre a enregistré, pour la région qui nous intéresse, une hauteur de 254 mm, dont une pointe de 140 mm entre 13h30 et 5h30, soit le 1/4 de la moyenne annuelle basée sur 50 ans.

Il ne faut pas oublier que nous sommes en Cévennes, pays qui se signale de temps à autre par ses précipitations dévastatrices.

Dans la grotte du Vignal, nous avons trouvé des conduits bouchés par un sable siliceux que nous avons été obligé de dégager pour progresser; par la suite, deux expéditions espacées d'une année, nous ont montré un de ces conduits, réouvert la première fois, complètement dégagé naturellement la seconde.

Il est assez rare de trouver des cavités fossiles dans les grès, s'il en est quelques unes, elles sont en voie de disparition (éboulements).

Dans les cavités actives, les marques d'érosion montrent une action tourbillonnaire des eaux; on y trouve des marmites de géant et quelques « lames ».

L'allure de ces réseaux est sinueuse, rares sont les rectilignes. Seules les cavités sous-jacentes ou en contact avec des zones plus ou moins calcaires présentent des concrétions: quelques légères coulées sur les parois quelques gours au sol; notons la particulière fréquence des concrétions excentriques qui tapissent voûtes ou parois, et celles des touffes de calcite.

Nous avons remarqué une sorte de pourrissement des grès des parois; lors du cheminement dans ces cavités, le moindre appui sur les parois provoque la chute de blocs. Signalons aussi la fréquence des éboulements.

Il existe aussi dans notre région de petites cavités du type « grottes

de Fontainebleau », certaines de celles-ci font partie du type particulier « les poches sous-fluviales » que nous avons décrit pour les calcaires (gorges du Chassezac, près Casteljau), et pour les granites (Haut-Chassezac, près Prévenchères).

Quant à la faune cavernicole, il ne semble pas qu'il y ait une faune spécialement calcifuge, le peuplement des cavités des grès ne semble différer en rien de celui des cavités des terrains calcaires avoisinants.

Par exemple, la Fontaine du Pigeonnier de Payzac abrite de nombreuses espèces :

Coléoptères : *Speotrechus Mayeti*; *Proteinus ovalis*; *Bathysciola Linderi*; *Diaprysius Serullazi Magdelaini* :

Aranéides : *Nesticus eremita* :

Amphipodes : *Niphargus orcinus Viréi* ;

Isopodes : *Oritoniscus Virei cebenicus*.

Evidemment, les vertébrés qui pénètrent les grottes (chauves-souris et autres) se moquent de la nature du terrain, de même que les troglodites et troglodites.

#### CAVITÉS DU GRANITE.

L'un de nous, CHRISTIAN BOUQUET, a décrit trois cavités dans le granite (cf. Annales de Spéléologie, Tome X-1955, Fasc. 3). Ces cavités de petites dimensions sont dues, à partir d'accidents tectoniques, à l'action conjuguée des phénomènes d'arénisation et d'érosion mécanique analogues à l'érosion qui joue dans les grès (même processus de déblaiement que pour les grès, ces cavités du granite se situant dans la même région).

#### CAVITÉS DES SCHISTES.

Signalons un véritable aven dans les micaschistes près de St Martin de Boubaux (Lozère), trois avens après des Ayres, en Lozère aussi, que nous nous proposons de décrire dans une prochaine note.

#### CAVITÉS DANS LES ALLUVIONS.

Nous ne ferons que signaler une grotte découverte par des ouvriers électriciens qui virent le poteau qu'ils venaient de placer, s'enfoncer tout à coup de plusieurs mètres. L'exploration de cette cavité devait nous révéler trois salles réunies par des rétrécissements. Les parois et voûtes de la cavité sont peu solides et l'exploration d'une telle grotte est assez dangereuse. Cette cavité est entièrement creusée dans les terrasses alluvionnaires de la Gagnières (près de Gagnières, Gard). Aux alentours de cette grotte on remarque de nombreuses dolines qui attestent de la présence d'autres cavités dans cette masse alluvionnaire.

### Conclusion

De cet ensemble de faits, il ressort :

Existence (du moins pour notre région) d'une perméabilité en grand des grès, consécutive à une fissuration importante; d'un « karst gréseux analogue (à certains points de vue) à celui du calcaire ».

Possibilités de creusement de cavités dans la plupart des terrains (il s'en trouve aussi dans les poudingues, brèches, dans le loess, le basalte, etc...).

Danger de pollution des eaux. La plupart considèrent que seules les eaux issues des calcaires sont suspectes. Or, un aven comme celui du Quillard, par exemple, est un regard sur un cours actif; il sert de dépotoir au village de Payzac, et sa résurgence doit être soit la Fontaine du Pigeonnier, soit la Grotte Chaurand.

Nous connaissons d'ailleurs, près de Faugères, un exemple de contamination par absorption des eaux d'une source dans les grès, polluée par une fosse à purin située fort loin de là.

*100 dénivelés  
 1050 mètres  
 15 cl. clubs  
 11.5.29*

JACQUES CHOPPY (\*)

## Eclaireurs de France de Lyon camps d'été 1952 et 1953

### Résumé

Aux confins franco-espagnols, dans le cadre du Groupe Spéléologique de la Pierre Saint Martin, furent réalisées diverses explorations, en particulier celle de l'aven du Col de la Pierre Saint Martin; l'équipe participa également à l'exploration de l'aven Lépineux (Gouffre de la Pierre Saint Martin) et réalisa la topographie.

L'exploration de la Fledermaushöhle, en Autriche, fixe sa profondeur à -517 m. (voûte mouillante et perthuis impénétrable servant de passage à l'air) et permet la visite partielle de galeries ou systèmes secondaires.

Deux explorations au Maroc complètent ce compte-rendu.

Une liste des grandes dénivellés du monde est donnée en annexe.

### I

#### CROUPE SPELEOLOGIQUE DE LA PIERRE SAINT MARTIN

Nous devons à l'amabilité de Monsieur R. LEVI l'autorisation de publier séparément les travaux de l'une des équipes du Groupe de la Pierre Saint Martin.

Les Eclaireurs de France de Lyon étaient représentés en 1952 et 1953 par Georges et LOUIS BALANDRAUX, DANIEL et PIERRE EPELLE, MICHEL LETRONE; en 1953, quelques autres membres du Clan sont venus se joindre à l'équipe.

P. EPELLE et M. LETRONE m'ayant confié les documents concernant ces explorations, il m'est revenu d'en faire l'historique :

AVEN DU COL DE LA PIERRE SAINT MARTIN OU GOUFFRE FERTEL (Arette - Canton d'Aramits - Basses Pyrénées) (Planche I).  
 X=79,4; Y=346,4; Z=1800 m.

(\*) Eclaireurs de France - Paris.  
 Groupe Spéléologique de la Pierre Saint Martin, Paris.

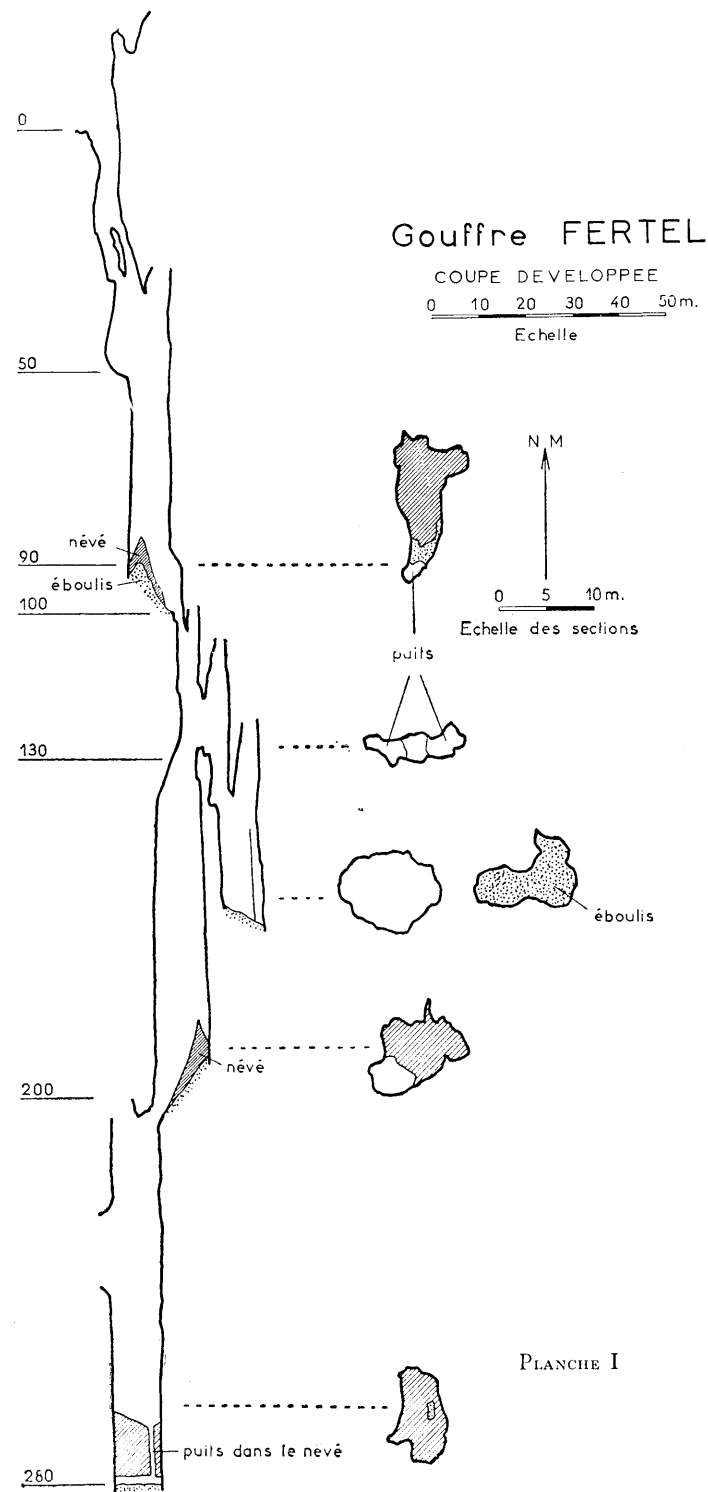


PLANCHE I



E. A. MARTEL cite assez fréquemment cet aven (1).

M. LOUBENS l'a descendu en 1948 jusqu'à -160 environ, puis en 1950 jusqu'à -100 seulement en raison de défaillances du treuil.

Il fut exploré par tout l'équipe du 9 au 11-8-1952.

Débutant (entrée de faibles dimensions fortement lapiazée) et se poursuivant durant les deux premiers puits dans le calcaire gris ou noir du Cénomaniens, il traverse ensuite un calcaire dont la couleur tire sur l'ocre.

La base des trois puits et très élargie, surtout celle du second. Le premier puits est assez régulier, le second étroit et hélicoïdal, le troisième presque cylindrique de 12 m. de diamètre (l'embouchure n'a cependant que 2,5 m. de diamètre).

Une galerie en diaclase s'ouvre à 20 m. de la base du 3<sup>o</sup> puits, « absolument inaccessible, soit par le haut, soit par le bas, dans l'état actuel de la technique » (l'expression est de P. EPELLE). Elle paraît avoir une largeur de 1 m. à 1,5 m. et une hauteur de 10 m.

L'aven, lui-même, pourrait bien n'être, du reste, que l'élargissement d'une diaclase.

Les formations de glace sont anciennes; elles atteignent 10 m. d'épaisseur au fond des deux premiers puits, 5 à 6 m au fond du troisième; ici, la couche de glace est percée d'une sorte de gouffre cylindrique, de 60 cm. de diamètre, creusé par une chute d'eau.

Il n'y a pas de courant d'air; la température de l'air, prise dans le 3<sup>o</sup> puits, est de 2<sup>o</sup> C. Quelques diptères ont été observés au fond du 2<sup>o</sup> puits.

#### TROU DU SORCIER (Llemina co Silour)

M. LETRONE a publié quelques notes sur le Trou du Sorcier et une coupe de cette émergence (2).

Elle est située à 6 km. environ du puits d'entrée de l'aven Lépineux.

Le Trou du Sorcier est habituellement noyé par la retenue du barrage de l'E.D.F. situé entre Ste. Engrace et Licq-Athehey; des travaux de réfection du barrage, mettant à sec la retenue, F. RAVIER avait pu, le 1-1-1953, faire la première exploration jusqu'à 200 m. de l'entrée, où une voûte mouillante l'avait arrêté.

Le 6-8-1953, G. BALANDRAUX, D. EPELLE et M. LETRONE pénètrent dans la grotte. M. LETRONE plonge en premier et franchit le siphon; il revient et repart en compagnie de D. EPELLE.

La voûte mouillante, qui comporte un passage étroit, mesure 20 m. de long et 8 de profondeur. Elle aboutit à un éboulis qu'il faut franchir en escalade. Un plan d'eau de 40 m., dans une diaclase élargie de 6 m. de large, fait suite. Un deuxième éboulis, enfin un nouveau plan d'eau, long de 40 m. lui aussi, terminent cette cavité, la diaclase ne mesurant plus que 30 cm. de large et la voûte plongeant brusquement dans l'eau, infranchissable.

#### TROU DES BERGERS

C'est un aven situé à l'aplomb du Pic d'Anie, dans un alignement de dolines vraisemblablement situé au dessus de la galerie aval de l'aven Lépineux. Un violent courant d'air froid en sortait le 8-8-1953, jour de l'exploration.

Le premier puits, profond de 60 m., avec de nombreux blocs instables, aboutit à un éboulis qui obstruait partiellement le passage vers le puits inférieur. Celui-ci, profond de 20 m., permet d'atteindre une plateforme assez vaste couverte d'un nouvel éboulis. 40 m. de verticale dans une grande diaclase, puis 15 m. en éboulis, et c'est le fond. argileux, à -135. Il n'y a plus de courant d'air. Dans une petite salle, une escalade permet de remonter 20 m., mais une coulée stalagmitique empêche le passage.

AVEN LEPINEUX, ou de la PIERRE SAINT MARTIN (commune d'Isaba Province de Navarre - Espagne) (3) (planche II)  
Z=1660 m.

La participation du Clan s'est limitée en 1952 à la tentative de sauvetage de MARCEL LOUBENS. La grande presse ayant abondamment exploité ces événements, signalons seulement que l'un des membres de l'équipe en a publié un compte-rendu (4).

En 1953, L. BALANDRAUX n'a pu, à la suite d'un accident survenu quelques mois plus tôt, se joindre aux équipes de fond.

Le 12 août, D. EPELLE, GEORGES LEPINEUX et JACQUES THEODOR, formant équipe de pointe, parviennent à la salle terminale après avoir découvert 2 Km de galeries au delà du point terminus de 1952, à 600 m. de la base du puits initial (DR. MAIREY et H. TAZIEFF).

Les 12 et 13 août, G. BALANDRAUX et M. LETRONE fond le relevé des 2611 m. de galeries à l'aide d'une boussole, d'un clisimètre et d'une corde mètrée.

Il convient de signaler, au sujet de cette topographie:

1) Que la cote -332 du fond du gouffre initial a été mesurée grâce au câble du treuil.

2) Que la cote -659 est en désaccord avec la mesure, effectuée trois fois à l'altimètre, de la dénivellée entre la cote -332 et le fond de la cavité. Selon ces mesures (corrections non faites), le fond de l'aven se trouverait à 728 (mesure suspecte), 730 ou 718 m. (cette dernière mesure en 1954 (5)).

3) Que trois des mesures de pentes sont discutables et que la visée de la salle de la Verna comporte seulement une évaluation de la longueur.

Pour cette dernière, des mesures faites à l'altimètre, et publiées par M. LETRONE (5), conduisent à majorer sa profondeur de 30 m. L'aven Lépineux aurait donc une profondeur de 689 m. (la planche II n'a pas été rectifiée).

4) Les calculs ont été conduits avec tout la précision désirable,

les mesures suspectes ayant été prises dans le sens le plus défavorable du point de vue de la dénivellée totale.

Le 15 août M. LETRONE et ANDRÉ TREUTARD, le 16 août G. BALANDRAUX et D. EPELLEY se pitonnent à -213 et -80 dans le puits initial pour permettre la remontée des équipiers se trouvant au fond.

En 1954, L. BALANDRAUX a participé à l'exploration de l'amont de la cavité.

On sait que le puits initial débute 10 m. sous toit du calcaire à canyon, pendage N, puis NW 20° environ, et qu'il est creusé à l'intersection de deux failles.

La partie explorée, en aval de ce puits, est un énorme tunnel, au parcours relativement aisé dont les dimensions varient entre 20 et 40 m. de haut, 15 et 25 m. de large. Sept immenses salles le jalonnent: elles ont de 60 à 120 m. de haut (Salle de la Verna), de 50 à 180 m. de large (Salle de la Verna), de 100 à 400 m. de long (Salle Chevalier).

Plusieurs vastes cheminées crèvent le plafond des salles et galeries; entre autres, dans la salle Queffelec, où l'une d'elles a créé un cône d'éboulis imposant; les éboulis sont, du reste, nombreux et considérables. On remarque des points d'impact de blocs tombés du plafond.

Trois étranglements, de 8 m. sur 10 par endroits, un entre chacune des quatre dernières salles, devraient, au moment de la fonte des neiges, provoquer des retenues d'eau dans les salles, selon M. LETRONE; en fait, les équipiers du Clan n'ont pas vu de traces de niveau d'eau: tout doit être plein; en aval, la rivière qui s'était progressivement enfoncée dans les schistes, après avoir déposé un cône de déjection grandiose dans la salle de la Verna, se perd entre les galets et les strates de schiste. Elle résurge, à 6000 m. de la verticale du puits d'entrée, au Trou du Sorcier; la coloration a mis 12 jours pour atteindre l'émergence.

Le cône de déjection de la salle de la Verna se développe entre deux talus d'éboulis; un fonctionnement en trémie expliquerait assez bien cette disposition.

Le débit de la rivière, très important si l'on considère le site, l'altitude et l'assèchement extrême pendant l'été 1953 en particulier, paraît provenir en majeure partie de la fonte de nombreux névés souterrains (Gouffre Fertel, Puits de la Neige, Trou de l'Arbre Mort, etc...); la région drainée n'a pu être déterminée de façon précise, mais paraît considérable.

## II

### EN AUTRICHE (1953)

FLEDERMAUSHOHLE ou TONIONSCHACHT (District de Mariazell — Styrie — Autriche) (Planche III).  
X = 33° 3'; Y = 47° 40'; Z = 1485 m. (Carte d'Etat-Major Autrichienne).

DIE

Salle de l

4113

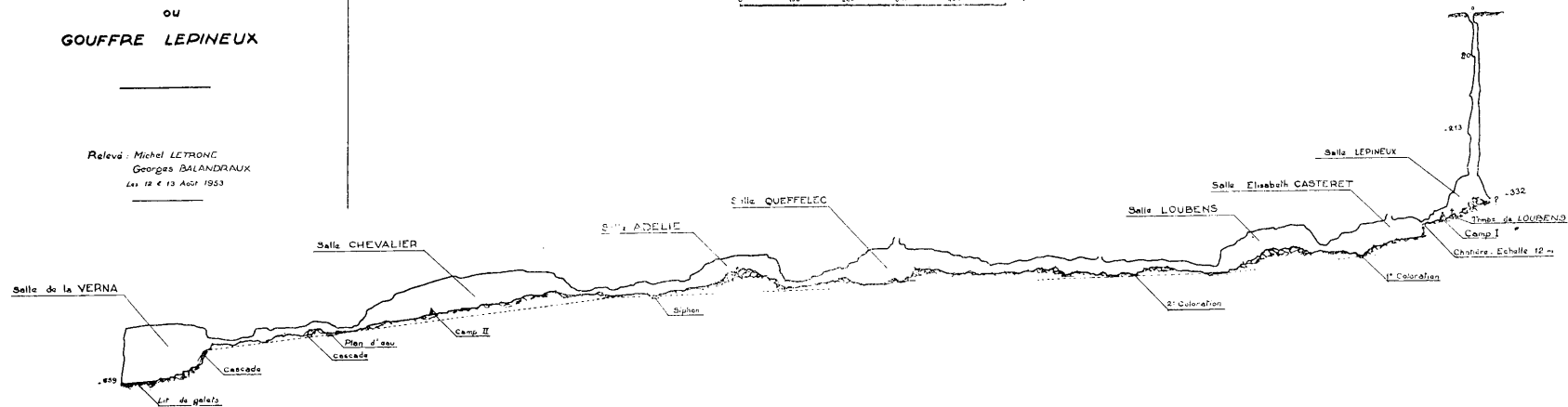
**GOUFFRE**  
de la  
**PIERRE S<sup>T</sup>MARTIN**  
ou  
**GOUFFRE LEPINEUX**

Relevé : Michel LÉTRONC  
Georges BALANDRAUX  
Les 12 & 13 Août 1953

**- COUPE DÉVELOPÉE -**

Echelle : 1/5000'

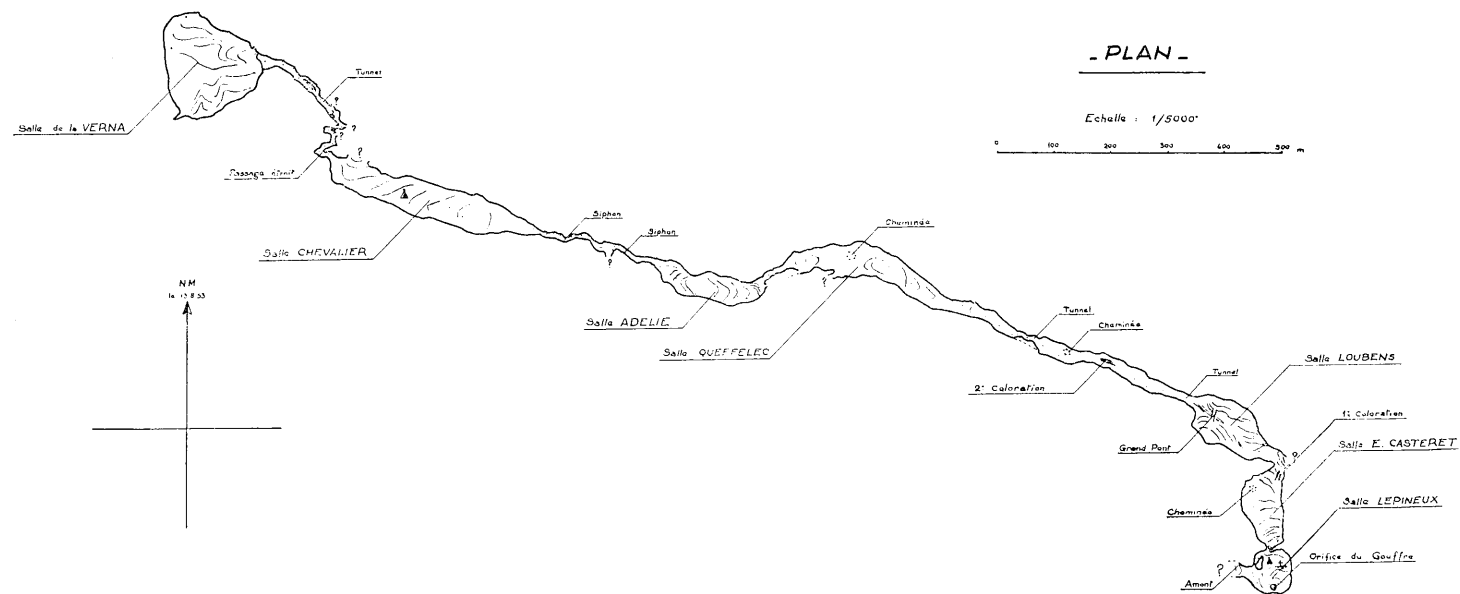
0 100 200 300 400 500 m



**- PLAN -**

Echelle : 1/5000'

0 100 200 300 400 500 m





La Fledermaushöhle est un aven qui s'ouvre sur la Tonionalpe, sur le versant Est de la Schneekogel.

## HISTORIQUE

Les premiers explorateurs furent BEIGEL, F. PICHELER et deux autres membres du club « Fledermaus » de Mariazell en 1926. Par la suite, les principaux explorateurs furent SIEGFRIED RADINGER, HANS WANRICKA et VINCENZ STRENTA.

A l'expédition de Pentecôte 1929, participe HERMANN BOCK, qui sera l'historiographe de l'exploration (6). Cette année là, les explorateurs furent contaminés par des microbes d'érésipèle qui se trouvaient dans l'eau.

La dernière expédition autrichienne date de 1936; elle avait atteint la cote -527 et sondé jusqu'à -557. Comme on le verra, ces cotes sont erronées, des erreurs ayant été commises dans la topographie du dernier étage de la cavité; nous avons commencé notre relevé au début de cet étage; pour le reste, nous nous en sommes tenus aux cotes de 1936 (la première verticale ayant été, seule, contrôlée). Nous avons également utilisé, après traduction, la romantique terminologie autrichienne.

La préparation de notre exploration fut grandement facilitée par nos collègues H. BOCK, L. LINDENBACH, J. NOIR.

## EXPLORATION DE 1953

Le 6 août, installation du camp au chalet de la Tonionalpe et du treuil.

Le 7, descente de H. COURTOIS, M. LE BRET, G. GARBY et L. LINDENBACH (notre précieux collègue autrichien); ils manquent le chemin de la « Salle de Terre », faute de le chercher en passage supérieur. L'expédition s'oriente vers l'exploration d'un système secondaire, entamée en 1934 par MAYER, de Mariazell.

Le 8, descente de J. CHOPPY, M. RENAUD, et J. LAPRAYE dans le système secondaire jusqu'à la cote -285.

Pendant ce temps, R. et B. LANÇON trouvent le passage vainement cherché la veille et, rejoints par M. LE BRET, équipent le gouffre jusqu'à la cote -346.

Le 9, M. LE BRET, G. GARBY et H. COURTOIS déséquipent le système secondaire, malgré les possibilités qu'il offre encore pour consacrer tout le matériel au système principal.

Le 10, J. LAPRAYE et J. CHOPPY équipent le gouffre jusqu'à -446. Le reste de l'équipe rejoint en acheminant le matériel; personne ne fut laissé en relais.

Le fond du gouffre est atteint, d'abord par les frères LANÇON, à -517 m. La galerie Nord et la salle Verna sont explorées; H. COURTOIS remonte en partie une difficile cheminée de la salle Verna.

Le gouffre est entièrement déséquipé lors de la remontée et, au bout

de 24 heures, le 11 au matin, le cable du treuil remontait pour la dernière fois.

Le camp de surface fut démonté le jour même.

## MATÉRIEL

Avec 150 m. de cable, le treuil complet pesait 33 Kg. Il fut amarré sur une chèvre faite en troncs de sapins entretoisés à l'amarrage de la poulie; ce système a donné satisfaction, et il n'y eut aucun incident de fonctionnement.

En quatre jours, 22 descentes furent faites au treuil; la plus rapide fut de 6' pour les 119 m., la plus lente de 18'. En 1929, l'équipe autrichienne mettait moins de 8' pour cette descente.

Nous avons utilisé 200 m. d'échelles et 350 m. de cordes.

## GÉOLOGIE

Le premier puits est creusé dans le Dachsteinkalk, qui fait place, vers 1350 m. (-135), au Riffkalk gris-brun, remplacé à son tour, vers 1070 m. (-415) par un calcaire plus sombre. Dans l'ensemble, ces calcaires sont peu lités.

D'importantes cassures sont visibles en surface.

## DESCRIPTION

La Bärenhöhle, dont le porche est à environ 1500 m. d'altitude, au dessus de la Fledermaushöhle, semble communiquer avec le grand gouffre de celle-ci; nous n'avons pas eu le temps de le vérifier.

L'entrée du grand gouffre, de 3,5 m. sur 2,3 m., est divisée en deux par un bloc coincé; au cours de la descente, les parois s'éloignent en direction Est, mais surtout vers le Nord et le Sud; vers le milieu du puits, la section est en forme de croissant concave vers l'Ouest. Une pyramide de neige occupe le fond (-119); son importance surprend, l'entrée à flanc de montagne ne paraissant pas susceptible d'absorber de grandes quantités de neige.

Une importante arrivée d'eau fossile, vite impénétrable monte à 45°, environ en direction Nord.

Adjacente au fond du gouffre, une petite salle au plancher d'éboulis, avec arrivée d'eau, paraît en liaison avec le « système secondaire ». De cette salle, une remontée d'une dizaine de mètres (M. LE BRET) permet de déboucher en fenêtre sur le grand puits.

Laissant à gauche une entrée en ogive début du système secondaire, on progresse sur une langue de glace prolongeant le névé; elle était beaucoup plus maigre qu'en 1936 (la descente avait eu lieu en mai). N'ayant décelé aucune érosion de style glaciaire, aucun dépôt que l'on puisse qualifier de morainique, il nous paraît impossible, malgré les apparences, de parler de « glacier souterrain ». Une argile tenace indique les zones « fraîchement » déglacées. Cette « Galerie de Glace » (-125 à -135) est

creusée aux dépens d'un joint de strates. Une belle colonne glacée provenait toutefois d'une fissure.

A son extrémité, une zone labyrinthe se termine vers le bas en étroitures impénétrables, avec éboulis (bruit d'eau); en remontant, on trouve la « Salle de Terre », où la température est notablement plus élevée (+ 3° C. en 1929), avec des sédiments fins, relativement secs, puis à une deuxième salle, dite « Le Ciel ».

Deux rappels, entre lesquels 20 m. d'échelles sont nécessaires pour la remontée, et l'on atteint, 90 m. plus bas, le fond du « Dôme de la Joie » (-135 à -222); c'est, après le grand puits, une nouvelle utilisation d'une série de grandes cassures tectoniques dont le pendage est de 70 à 80° Sud, alors que le pendage des strates est d'environ 20° Sud. On trouve quelques cupules d'impact de gouttes d'eau (6).

Le « Chemin des Dragons » (-222 à -261), qui fait suite, est creusé aux dépens du joint de strates; il est pavé d'éboulis mêlés à des sédiments semblables à ceux de la « Salle de Terre ».

Le « Dôme de Siegfried » marque une nouvelle utilisation des cassures et, par 150 m. de descente (-261 à -410), entrecoupée de paliers plus ou moins importants tous les 25 m. environ on descend les « Gorges de l'Enfer », admirable conduite forcée inclinée à 80° sur l'horizontale; un maigre ruisseau commence d'y entailler un canyon. H. BOCK (6), assez curieusement, attribue le creusement de cette conduite forcée à la remontée de l'eau juvénile.

Du palier inférieur, où le pendage des strates reprend une influence très locale, une nouvelle descente mène à -429 (Dôme de Styrie). Ici, l'érosion ancienne, dont les marques sont notablement abâtardies, a été rafraîchie par un écoulement contemporain qui se perd à -429; on trouve en particulier un beau groupe de ces cupules, dues à l'impact des gouttes d'eau, qui sont si nombreuses dans le système secondaire. En bas, des éboulis et une argile gris-jaune. (6).

L'étage fossile qui se présente alors peut être suivi vers le Nord, où notre exploration s'est arrêtée à la remontée des arrivées d'eau, dont la deuxième, la plus importante, était active; nous y avons trouvé du mond-milch.

Passant par la « Forge du Diable » (-446), on se dirigera plutôt vers le Sud, parmi des pendages assez bouleversés; on chemine le plus souvent dans une galerie en conduite forcée (premier stade de creusement?), et en partie au sommet d'une galerie presque comblée de sédiments, dont le « Grand Eboulis de la Verna » (vraisemblablement plein d'eau en 1936) et la « Salle des Hongres » sont les témoins.

Cette galerie fossile devait trouver un débouché à sa taille; celui-ci est encore inconnu, la galerie en conduite forcée ne paraissant pas susceptible de jouer ce rôle, malgré son érosion très puissante; l'examen des coudes surcreusés permet d'affirmer que le courant s'y dirigeait vers le fond de la cavité; le courant d'air, devenant sensible, suivait la même

direction lors de notre visite, alors qu'à Pentecôte 1929, il remontait au contraire.

On trouve à ce niveau quelques traces de concrétionnement.

En divers points de ces galeries fossiles, on trouve du guano et des ossements de chauve souris; n'imaginant pas que l'espèce de ces chauve-souris que nous avons vu également voler, « les plus profondes du monde », n'était pas encore connue de façon certaine, nous avons laissé les ossements en place.

Le système terminal, étroit, encore actif, débute à -431; une série de conduits étroits, dont le plus pénible est la « Râpe à Concombres » mène au sommet d'une diaclase élargie; cet ensemble fonctionne certainement en cheminée d'équilibre, ce qui permet de comprendre qu'il soit en grande partie creusé par corrosion sous aquatique (creusement « phreatic » de DAVIS (7) aux dépens d'une diaclase faisant partie du même système 80° Sud.

On accède ainsi au lit du ruisseau qui, par une série de cascades, aboutit à un minuscule lac siphonnant; le courant d'air s'engage dans un perthuis impénétrable; c'est la « Lançons Ende » à -517.

L'arrivée d'eau a été reconnue, mais non remontée.

#### LE SYSTÈME SECONDAIRE

Remontant jusqu'à la base du puits initial, engageons nous sous l'ogive que nous y avons signalé; étroit au début, ce réseau s'agrandit assez rapidement, mais n'atteint qu'à l'éboulis du fond des dimensions comparables ou même supérieures à celles du réseau principal; c'en est à l'évidence une capture: sa situation, la fraîcheur des marques d'érosion et en particulier des innombrables cupules d'impact, des fissures peu concrétionnées en sont la preuve formelle. Il est possible que ce système secondaire rejoigne le réseau principal à l'une des arrivées d'eau que nous y avons signalé.

L'exploration jusqu'à la cote -180 par Mayer n'a laissé de traces (barreaux d'échelles abandonnées comme on en trouve du reste dans tout le système principal) que jusqu'à la cote -150.

Ce système secondaire se présente comme une suite de dénivellées de 10 à 25 m., séparées par des paliers encombrés d'éboulis. A la cote -200, le passage direct est obstrué, et il faut passer par la fenêtre de la « Toison d'Or » (découverte par notre camarade GARBY du Clan de la Toison d'Or de Dijon) pour atteindre le gouffre de 20 m. débouchant dans une galerie subhorizontale, la « Galerie Lapraye »; celle-ci, par plusieurs ouvertures, donne sur un très large gouffre en diaclase inclinée à 75°, profond de 40 m., prolongé par une cheminée; par là, ce gouffre pourrait être la continuation de la « Galerie de Glace » et drainer l'eau que nous y avons entendu; en bas, l'eau s'engage dans un passage qu'il faudrait agrandir; notre exploration s'est achevée, à ce niveau, par la visite de la « Salle de la Toison d'Or », la plus grandiose de la cavité, encom-

brée d'un éboulis gigantesque dans lequel de point le plus bas (perte du courant d'air dans éboulis) a été atteint à -285.

La « Salle de la Toison d'Or » est orientée Est-Ouest. Parmi d'autres, on y trouve une cheminée importante, dans un calcaire gris sombre, encore en faible activité et qui se prolonge par un éboulis en pente et un trou dans l'éboulis sondé sur quelques mètres; une autre possibilité de continuation fut découverte au sommet de l'éboulis, direction Nord.

Le « Dôme de la Joie » se prolongeant vers l'Est, il n'est pas impossible qu'une communication entre les deux systèmes existe à ce niveau.

III

AU MAROC

Outre une visite du Friouato et une courte incursion au Chiker, deux explorations furent réalisées par P. VERDIER (Spéléo- Club de Fez) et J. CHOPPY dans la région de Meknès:

GOUFFRE d'AMANE le 24-8-1952 (Planche IV)

X=325,5; Y=529,5; Z=1700 (Carte Reconnaissance Azrou 5-6).

Gouffre de 18 m. débouchant dans une salle de 12 m. sur 12, due à un décollement de strates; le concrétionnement est assez intense; on note des reprises d'érosion.

Une inscription de paroi « JH JP » indique une exploration antérieure; du guano atteste le passage de chauve-souris.

GOUFFRE DU SIGNAL 1730 DU JBEL AAOUA (Imouzzet du Kandari) le 31-8-1952.

X=339,0; Y=532,5; Z=1730 (Carte Reconnaissance Azrou).

Le gouffre est dans un lapiaz; il est situé à 5 m. au Sud du signal géodésique (1730) marquant l'un des sommets de la montagne.

C'est une diaclase élargie de pendage 80° SW; sa section croit progressivement jusqu'à un palier (-19 à -22), à l'extrémité SE duquel s'ouvre un deuxième puits. Faut d'échelles, nous n'avons pu le descendre, mais l'exploration fut poursuivie postérieurement par le Spéléo-Club de Fez jusqu'à -60 environ (obstruction).

Le jour de notre visite, existait, à 11 heures GMT, un courant d'air descendant à 50 cm./sec. environ.

Au nom du Groupe Spéléologique de la Pierre Saint Martin, je puis ajouter ceci :

Les explorations du Groupe continuent; C. QUEFFELEC, qui les dirige, désirait me confier une communication, mais les observations scientifiques faites, au cours d'une brève exploration il y a 15 jours, viennent, une fois de plus, de remettre tout en question.

Gouffre d'AMANE

MAROC

0 ————— 10 m.

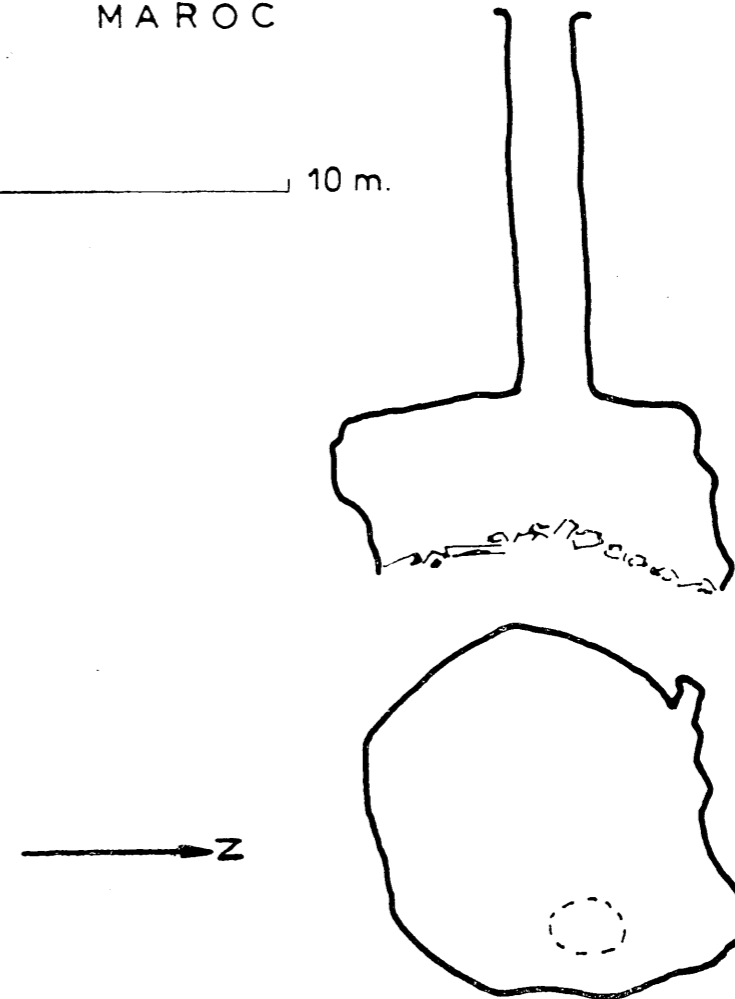


PLANCHE IV



Je puis néanmoins vous dire quel le siphon terminal de la grotte E.D.F. du ravin d'Arpidia fut atteint cet été à -175. L'exploration n'est toutefois pas achevée, la mise au net des observations ayant suscité de nouvelles et importantes questions.

Cette grotte est remarquable pour les concrétions déformées par le vent qu'elle contient et par de spectaculaires décalcifications. Surtout, on y observe des corrosions déterminées par les produits de décomposition de la pyrite, phénomène brillamment exposé par GÉRARD LORIAUX au Colloquium de Bruxelles.

J'ajouterai que les observations géologiques du Groupe conduisent à admettre pour l'aven Lépineux une profondeur supérieure à celle qu'a fourni la topographie, dépassant même, peut-être, les observations barométriques. Un aven verrait-il, pour une fois, sa profondeur augmentée par une nouvelle exploration?

ANNEXE

Le travail considérable de notre regretté collègue Jean NOIR, et dont ses publications (8) ne donnent qu'une faible idée, lui permit de dresser une liste des plus fortes dénivellés parcourues sous terre.

Nous reproduisons ici cette liste, mise à jour dans la mesure du possible:

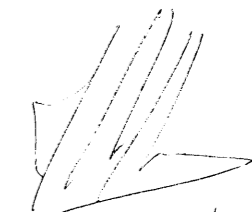
Gouffre Berger (Isère - France)	1122 m.
Gouffre Lepineux (Navarre - Espagne)	689 »
Réseau Piaggia Bella - Gouffre Jean Noir (ou des Pensées)	
Gouffre Caracas (Prov. de Cuneo - Italie)	680 »
Réseau de la Dent de Crolles (Isère - France)	603 »
Antro del Corchia (Italie)	553 »
Gouffre Pierre de la Coume Ouarnède (Pyrénées - France)	540 »
Anou Boussouil (Massif de la Djurdjura - Algérie) (-515 +24)	539 »
Abime de Verco, ou Iasbaun (au N. de Gorizia - Yougoslavie)	518 »
Geldloch (Autriche) (-433 +85)	518 »
Fledermaushöhle (Styrie - Autriche)	517 »
Grotte-gouffre de Chevrier (Suisse)	504 »
Gouffre du Caladaire (Basses Alpes - France)	487 »
Spluga della Preta (Région de Verone - Italie) (-450 +26)	476 »
Hölloch (Canton de Schwyz - Suisse) (-95 +365)	460 »
Grotta Guglielmo (Prov. de Como - Italie)	452 »
Abime Bartarelli, ou Zankajana Jama (Istrie - Yougoslavie)	450 »
Langstein-Tropfstein-Höhle (Styrie - Autriche)	450 »
Gouffre de la Henne Morte (Hte. Garonne - France)	446 »

Tantalhöhle (au S. de Salzburg - Autriche)	440 »
Abime Federico Prez, ou Inghiottoio I di Clana (au N. de Fiume - Yougoslavie)	420 »
Tanne aux Cochons (Plateau de Margeriaz - Bauges - France)	420 »
Grotte-gouffre de la Luire (Drôme - France) (-348 +65)	413 »
Eisriesenwelt (au S. de Salzburg - Autriche)	407 »
Voragine Raymond Gaché (Prov. de Cuneo - Italie)	402 »
Nidlenloch (Canton de Soleure - Suisse)	394 »
Grotta delle Tessare (Italie) (-343 +37)	380 »
Grotte des Deux Soeurs (Isère - France)	376 »
Gouffre XXXVIII du Tauplitz (Autriche)	375 »
Abime de Montenero (région d'Idria - Yougoslavie)	370 »
Neff's Cave (Utah - U.S.A.)	361 »
Aven du Marboré (Aragon - Espagne)	350 »
Gouffre du Perthuis (France)	350 »
Grotte du Biolet (Isère - France)	338 »
Aven Jean Nouveau (Vaucluse - France)	335 »
Chourum de Robi (Devoluy - France)	331 »
Grotte de Trebiciano (Italie)	329 »
Carlsbad Cavern (U.S.A.)	328 »
Larshullet (Norvège)	326 »
Tana dell'Uomo Selvatico (Toscane - Italie)	318 »
Abisso del Col Schirlenico (Istrie - Yougoslavie)	316 »
Abisso Enrico Revel (Toscane - Italie)	316 »
Dachsteinmammuthöhle (Autriche) (-173 +142)	315 »
Abime Sarkotic (Italie)	310 »
Kacna Jama (Istrie - Yougoslavie)	303 »
Gouffre Martel (Ariège - France)	303 »

Bibliographie

- 1) E. A. MARTEL — *Rapport sur l'exploration souterraine hydrologique des Pyrénées en 1908* (Annales de l'Hydraulique - Fasc. 38 - 1910 pp. 48-49).  
E. A. MARTEL — *Nouveau Traité des Eaux souterraines* - Douin éd Paris 1921 p. 143 ... etc.
- 2) M. LETRONE — *Plongées souterraines* (Bull. Périodique du Comité National de Spéléologie - Oct. - Déc. 1955 - n. 4 pp. 3-30)
- 3) La situation administrative de l'aven est donnée d'après le club Montañas de Barcelone et J. NOIR (Inédit).  
Concernant la région de la Pierre Saint Martin, d'importants travaux doivent être d'abord signalés:  
N. LLOPIS LLADO — *Sobre las características hidrogeológicas de la red hipogea de la Sima de la Piedra de San Martin (Navarra)*. (Speleon V 1-2 - 1 Juin 1954 pp. 11-53) (des résumés de cet article ont paru, en particulier dans les Annales de Spéléologie t. X fasc. 1 - 1955 pp. 37-48).  
G. LORIAUX — *Le gouffre de la Pierre Saint Martin - Expédition 1956* (Bull. Fédér. Spéléol. Belgique).  
J. NOIR — (Annales de Spéléologie 1951 pp. 197-198).  
F. RAVIER — *Prospections hydrologique - Méthode d'investigation basée sur la mesure des résistivités des eaux courantes* (La Houille Blanche n. spécial A/1954 - 20 pp.).  
En dehors des innombrables reportages (journaux et revues des mois d'août 1952 à 1954), divers compte-rendus méritent d'être cités:  
J. BIDEGAIN, N. CASTERET, Dr. CLAMAGIRAND, R. J. LEVI, LEPINEUX, Dr. A. MAIREY - *Marcel Loubens, ses souvenirs, nos témoignages réunis par HENRI BROSSET* (Gallimard éd. Paris 1958).  
N. CASTERET — *Trente ans sous terre* - Perrin éd. Paris 1954.  
H. TAZIEFF. — *Le gouffre de la Pierre Saint Martin - Edition complétée par le récit de l'expédition de 1953* - Arthaud éd. Grenoble - Paris 1954.
- 4) L. BALANDRAUX — *Les 5 E.D.F. de la Pierre Saint Martin ont fait l'impossible pour Loubens, et voici le récit de l'un d'eux* (Le Routier — organe Eclaireurs de France n. 242 — Oct. - Nov. 1952 pp. 1,3).
- 5) M. LETRONE — « *Mise au point* ». Bull. Groupe Spéléologique Valentinois n. 11 — Mai-Juillet 1955 pp. 22 — Cite une lettre que Mr. N. CASTERET lui a envoyé le 5-12-1954.
- 6) H. BOCK — *Die Fledermausböhle in der Tonialpe bei Mariazell (Steiermark)*.
- 7) DAVIS — *Origine of Limestone Caverns*. Bull. Geolog. Soc. Am. 41 n. 3 — Sept. 1930 pp. 475-628.
- 8) J. NOIR — *Les 32 gouffres les plus profonds du monde* Camping Plein Air — Mars 1955 pp. 14-15.

ET pour le commandé



France - répartition départementale  
des cavités

11.5 79

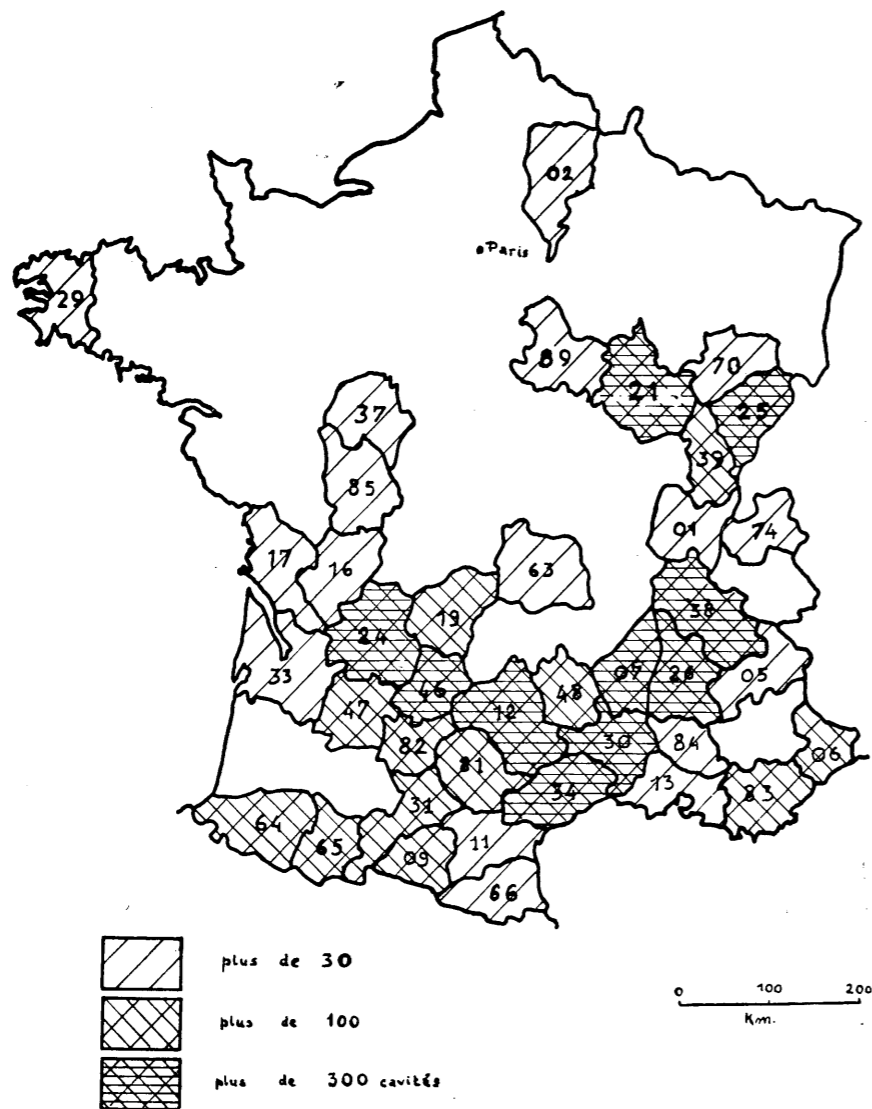
La carte ci-jointe fut établie grâce à des statistiques diverses portant au total sur plus de 7000 cavités; les « souterrains-refuge » n'ont pu être distingués et sont donc compris ici.

Apparaissent comme particulièrement sous-estimés l'Ain, la Haute Saône, le Gard, l'Hérault (pour ces deux derniers départements des chiffres de l'ordre de 1200 à 1500 cavités m'ont été cités) et les départements pyrénéens où l'exploration est en retard par rapport au reste du pays. Je n'ai voulu tenir compte que des chiffres sur lesquels j'avais un contrôle total.

Légende de la figure:

- |                      |                        |
|----------------------|------------------------|
| 01 Ain               | 34 Hérault             |
| 02 Aisne             | 37 Indre et Loire      |
| 05 Hautes Alpes      | 38 Isère               |
| 06 Alpes Maritimes   | 39 Jura                |
| 07 Ardèche           | 47 Lot et Garonne      |
| 09 Ariège            | 46 Lot                 |
| 11 Aude              | 48 Lozère              |
| 12 Aveyron           | 63 Puy de Dôme         |
| 13 Bouches du Rhône  | 64 Basses Pyrénées     |
| 16 Charente          | 65 Hautes Pyrénées     |
| 17 Charente Maritime | 66 Pyrénées Orientales |
| 19 Corrèze           | 70 Haute Saône         |
| 21 Côte d'Or         | 74 Haute Savoie        |
| 24 Dordogne          | 81 Tarn                |
| 25 Doubs             | 82 Tarn et Garonne     |
| 26 Drôme             | 83 Var                 |
| 29 Finistère         | 84 Vaucluse            |
| 30 Gard              | 86 Vienne              |
| 31 Haute Garonne     | 89 Yonne               |
| 33 Gironde           |                        |

(\*) Eclaireurs de France - Paris.



## Étude des réssaux souterrains des rivières Buèges et Virenque (Bas Languedoc) <sup>(1)</sup>

### Résumé

La Buèges et la Virenque sont deux petites rivières languedociennes se perdant totalement dans leur lit. Deux expériences de coloration à la fluorescéine ont montré qu'elles alimentaient deux fortes résurgences, formant ainsi deux réseaux souterrains importants objets, de cette étude.

La *Buèges* et la *Virenque* sont deux grandes rivières du Bas Languedoc (fig.1) se perdant normalement dans leur lit. La coloration à la fluorescéine des eaux perdues a mis en évidence l'existence de deux grands réseaux souterrains dont nous présentons ici l'étude.

### ÉTUDE DE LA RIVIÈRE VIRENQUE

La rivière *Virenque* naît dans le massif schisto-granitique du Saint Guiral, contrefort de l'Aigoual, vers la cote 1390. Elle circule pendant 11 kms sur ces terrains, d'abord sous le nom de ruisseau du Burle (longueur 6 kms, pente 91%) puis sous le nom de rivière des Saucières (longueur 5 kms, pente 8%). La rivière de Saucières, par un brusque coude, quitte le terrain cristallin, et sous le nom de *Virenque* entre dans les calcaires du Lias-Jurassique moyen où elle forme une belle gorge de plus de 25 kms de long et de 200 m. de profondeur moyenne. Finalement, elle conflue avec la gorge de la Vis.

#### 1 - LES PERTES.

Dès son entrée dans le calcaire, la rivière se perd dans son lit. On connaît trois zones de pertes :

(\*) Spéléo-Club Alpin Languedocien (Montpellier, France).

(1) Travail effectué par le Spéléo-Club Alpin Languedocien, Montpellier

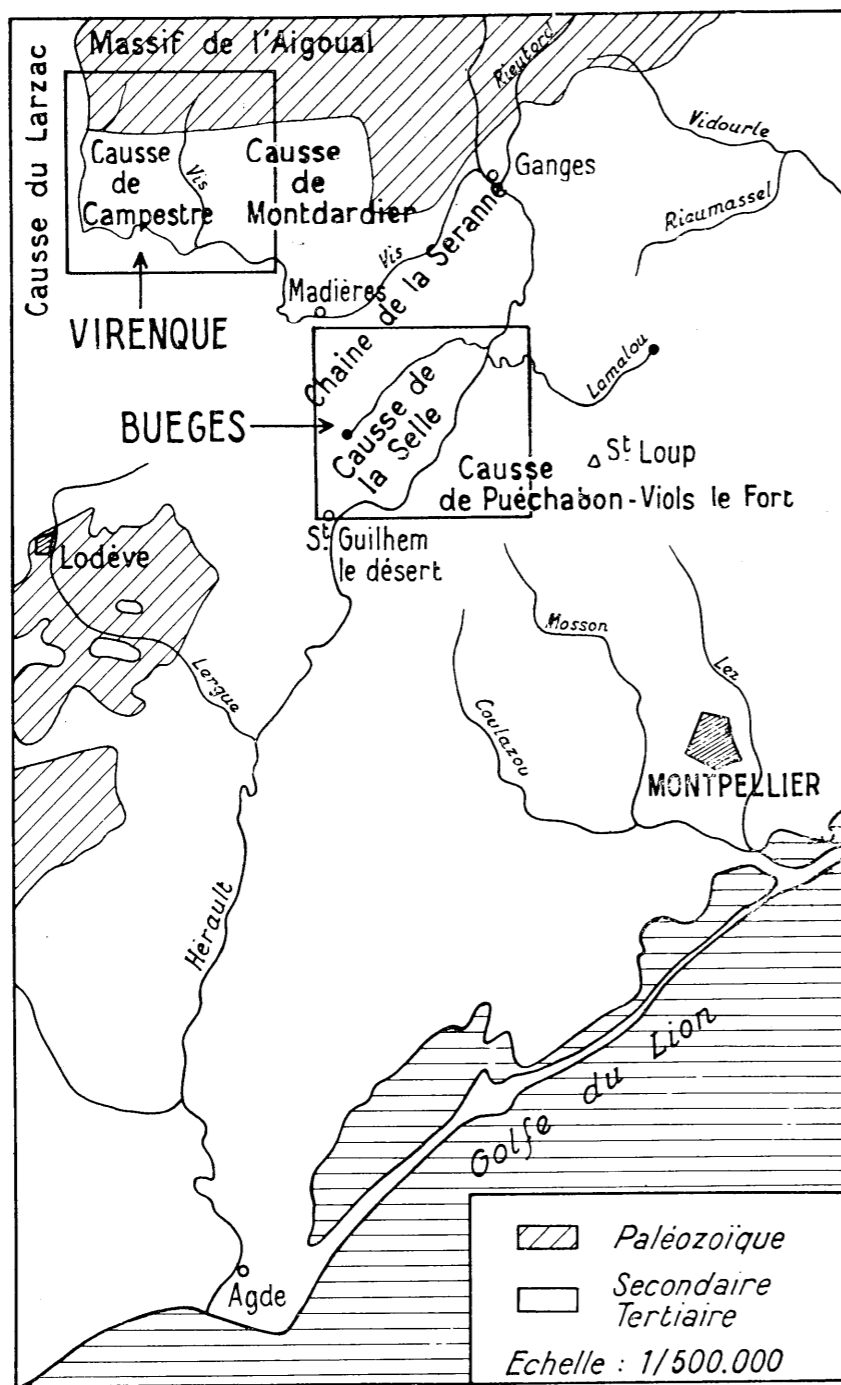


Fig. 1 - Plan général de position.

— Pertes supérieures: cote 713-690: dolomie du Bathonien. Ces pertes sont seules fonctionnelles en période de maigres et moyennes eaux. A noter un point d'absorption à la cote 710, seul fonctionnel en maigre, tandis qu'en moyennes eaux, le soutirage se fait sur plus d'un kilomètre de long.

— Pertes du Pont de Bouquet: cote 680: contact Bathonien-Argovien. Vaste porche en rive droite de la Virenque donnant accès à un couloir, encombré de blocs et de branchages, pénétrable sur 150 m. environ.

— Pertes de Tournio: cote 665: Sequanien. Grand porche en rive gauche de la rivière avec couloir d'absorption pénétrable sur 60 m.

Ces deux pertes ne sont fonctionnelles qu'en crue. Elles absorbent alors la presque totalité de la rivière. Au delà d'elles, le cours inférieur est définitivement asséché et n'est plus atteint par l'eau, même par très fortes crues.

## 2 - LE DÉBIT.

(Nous ne possédons aucune mesure exacte de débits. Tous les chiffres cités sont évalués).

Avec MAZURIC (1) on peut distinguer trois régimes de fonctionnement :

*Régime d'été ou de maigre:* débit de 10 à 50 l/s avec cependant un sous-écoulement sous alluvion non évaluable.

*Régime d'hiver ou de moyennes eaux:* assez constant par suite d'une alimentation pluvionivale régulière sur les Cévennes: 300 à 600 l/s.

*Régime de crue:* pluies d'automne et de printemps, fonte des neiges: 1 à plusieurs m<sup>3</sup>/sec.

## 3 - LES POSSIBILITÉS DE RÉSURGENCE.

L'étude hydrogéologique de la région donnait deux points d'émergence possibles pour les eaux enfouies: la source de la Sorgues - La Foux de la Vis.

*La source de la Sorgue:* distance 16 km, 500.

Cette hypothèse a été présentée en premier par MARTEL dans ses célèbres études sur le réseau de l'abîme du Mas Reynald. Martel écrivait en 1936 (Causses majeurs) « il se pourrait que le bassin souterrain de la Sorgue s'étendit fort loin à l'Est jusqu'aux pertes de la Virenque, au pied des granites du Saint Guiral ». La présence sur le terrain d'un grand pli faille, accompagné d'un réseau de failles de direction NW-SE offrait de bonnes possibilités de drainage des eaux vers la Sorgue.

*La Foux de la Vis:* distance 12 km, 500.

Cette forte émergence se situe en bordure du lit de la Vis quelques kilomètres en aval de la confluence aérienne Vis - Virenque. En 1910,

MAZAURIC (1) concluait ainsi son étude sur la région « Il est permis d'affirmer que la belle source de la Foux est avant toutes choses, la résurgence des eaux du Saint Guiral englouties par les terrains calcaires ». Plus tard, malgré les réserves de MAURIN en 1933 (2), B. GÉZE (3) en 1936 appuyait l'hypothèse de MAZAURIC et R. DE JOLY en 1947 confirmait par coloration la liaison entre la perte de la Vis à Alzon et la Foux (4). L'identité du site géologique des pertes de la Vis et de la Virenque permettait de supposer que la Virenque souterraine rejoignait la Vis souterraine comme le font leurs thalwegs aériens et résurgait donc à la Foux de la Vis.

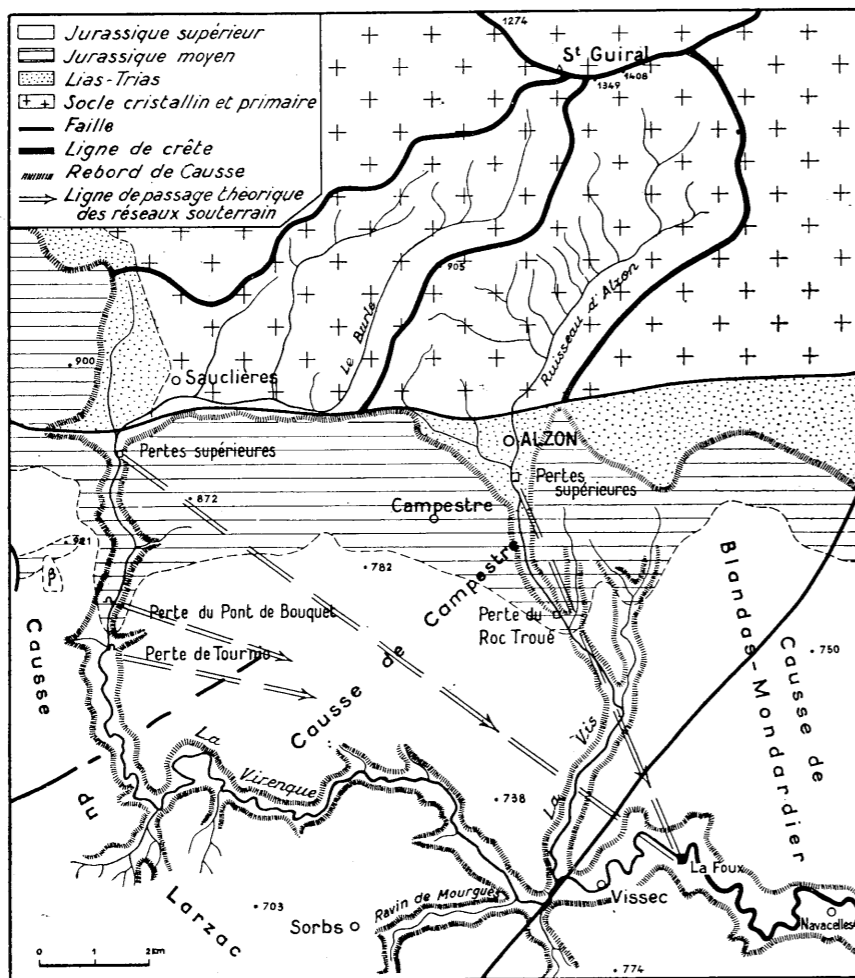


Fig. 2 - Carte schématique des vallées de la Verinque et de la Haute Vis.

4 - LA COLORATION (5).

Coloration effectuée le 11 Novembre 1955 vers midi avec 40 litres de fluoresceine diluée à 60%. La perte se produisait au point d'absorption de la cote 710. La presque totalité du colorant est absorbé en 4 heures. Débit visible de la Virenque: 30 l/s. 12 heures après la coloration éclate un violent orage qui triple le débit de la Virenque.

Le 17 Novembre, soit 5 jours et demi après la coloration, l'usine électrique de Madières située à 20 kms environ en aval de la Foux de la Vis nous annonçait le passage de la coloration. Nous l'observons le 18 Novembre à Madières. Elle restera visible jusqu'au 20 Novembre dans la région de Garges.

5 - DONNÉES TECHNIQUES DE L'EXPÉRIENCE DE COLORATION.

Comparaison avec la coloration de la perte de la Vis par R. DE JOLY en 1947

Données techniques	Coloration de la perte de la Vis par R. de Joly le 23 Juillet 1947	Coloration de la perte de la Virenque par le SCAL le 11 Novembre 1955
distance perte-Foux de la Vis	7 kms	12,5 kms
dénivellé perte-Foux de la Vis	205 m.	310 m.
pente théorique du réseau	29 %	24 %
quantité de colorant	25 kgs	17 kgs
débit de la perte	50 l/s	30 l/s
débit de la Foux de la Vis	1 m <sup>3</sup> /s	3 m <sup>3</sup> /s
temps de passage du colorant	29 jours = 696 h	5 jours 1/2 = 132 h
vitesse horaire d'écoulement	10 m/h	95 m/h

Ces quelques chiffres montrent clairement que pour des pentes comparables, la vitesse d'écoulement de la Virenque souterraine est environ 10 fois plus grande que celle de la Vis souterraine, malgré une pente théorique plus faible. Il semble plus logique, cependant, d'admettre que la vitesse d'écoulement, dans les deux réseaux, soit d'ordre comparable. C'est la différence du débit à la résurgence (1 m<sup>3</sup>/s) qui a conditionné la différence de vitesse d'écoulement. On peut retenir que pour ces réseaux une augmentation de débit de 1 à 3 entraîne une augmentation de vitesse d'écoulement de 1 à 10.

6 - CONCLUSION.

L'expérience de coloration a montré qu'il existait entre la perte de la Virenque et la Foux de la Vis un grand cours souterrain de plus de 12 kms de long. C'est à la recherche de ce cours qu'il convient de s'employer. Le tracé théorique du réseau (voir carte figure 1) montre qu'il traverse de part en part tout le Causse de Campestre. Ce causse recèle de nombreux

avens, mais tous de profondeur inférieure à 100 m. alors qu'il faudrait descendre à plus de 200 m. pour trouver le réseau souterrain. De plus, on ne possède aucune donnée sur le point de rencontre des réseaux souterrains de la Vis et de la Verinque. La resurgence est-elle leur seul point commun ou bien se rencontrent-ils assez loin d'elle? Sans preuve, nous pensons que les deux réseaux souterrains doivent se développer parallèlement et non loin des thalwegs aériens des rivières, ce qui doit les emmener à confluer souterrainement près de leur confluence aérienne. Cette hypothèse conduit à orienter les recherches, des points d'accès aux réseaux, dans les lits même des rivières et non plus sur la surface des hauts plateaux qui les bordent, comme il a été fait jusqu'à présent.

#### ÉTUDE DE LA RIVIERE BUÈGES

La rivière Buèges et un affluent rive droite du fleuve Hérault. Elle naît d'une forte émergence vaclusienne (Foux du Méjanel) dans les calcaires jurassiques sur le bord SW de l'anticlinal du pays de Buèges, serpente dans les terrains imperméables du Trias et du Lias formant le coeur de l'anticlinal et rejoint l'Hérault par une profonde gorge entaillée dans les calcaires du Jurassique moyen. Elle mesure au total 12 kms de long entre sa source et son point de confluence.

La Buèges a fait l'objet d'une importante étude de M. LAURES (6) à laquelle nous renvoyons pour les faits généraux nous contentant d'apporter ici quelques détails nouveaux.

##### 1 - LA GORGE ET LES PERTES.

La gorge de la Buèges a 9 kms de long entre St-Jean-de-Buèges et la confluence avec l'Hérault. C'est une gorge récente nettement surimposée par suite du rejeu quaternaire de l'anticlinal du pays de Buèges. Cette datation montre l'évolution rapide à la fois du phénomène de creusement et de celui de l'enfouissement des eaux par pertes qui, dans l'avenir, vont tendre à fossiler toute la basse gorge.

Dès l'entrée de la gorge, la rivière coule dans les dolomies du Bathonien où elle ne semble subir aucun soutirage. A 2 km, 500 de l'entrée, elle quitte par une cascade ces dolomies, au lieu dit le Payrol, pour les calcaires à chailles de l'Aalémien supérieur-Bajocien. C'est dans ce niveau que se situent les pertes. Elles semblent s'échelonner sur 1 km. de long, mais aucun point de perte n'est vraiment caractérisé. Au delà des pertes la gorge s'élargit au contact des zones marneuses du Lias puis redevient étroite dans les calcaires du Jurassique moyen qui la dominent à son point de confluence avec l'Hérault.

##### 2 - LE DÉBIT.

La rivière a un débit d'étiage d'environ 200 l/s avec des extrêmes variant de 30 l/s (maigres d'été) à plusieurs mètres cubes (crues d'auto-

mne et de printemps). La capacité d'absorption des pertes est d'environ 250 l/s (1). La zone de pertes est donc submergée une partie de l'année.

##### 3 - LES POSSIBILITÉS DE RÉSURGENCE.

Elles ont été étudiées très en détail par M. LAURES (6) qui concluait ainsi son étude: « Nous pensons que la source des Cent Fons a le plus de chances d'être la vraie resurgence de la Buèges. Notre collègue et ami J. du Cailar est également de cet avis ». La source des Cent Fons est une grosse émergence en rive droite de l'Hérault à 8 kms a vol d'oiseau du

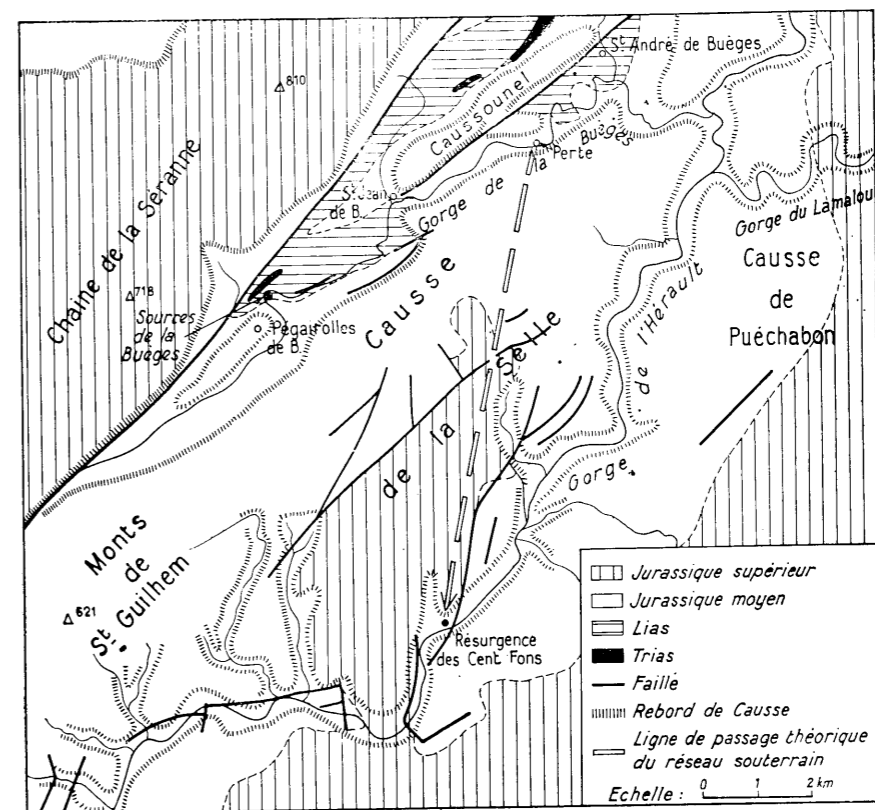


Fig. 3 - Carte schématique de la vallée de la Buèges et de la partie moyenne des gorges de l'Hérault.

(1) Tous les chiffres de débit donnés sont évalués et non mesurés donnée.

point de perte. Elle est formée par un grand nombre de petits griffons échelonnés sur plus de 300 m. tant sur le bord que dans le lit de l'Hérault. Sur ces bases, M. Laures effectuait le 25 Juillet 1950 la coloration de la Buèges, à l'entrée de la gorge, avec 12 litres de fluoresceïne, mais sans résultat. La faible quantité de colorant utilisée et sa mise en circulation trop en amont des pertes semblent être les causes de cet échec.

Depuis lors, une étude géologique de la région, effectuée en 1954, nous montra que la Buèges souterraine ne pouvait avoir d'autre point d'émergence que la source des Cent Fons. La zone des pertes se situe sur le rebord Nord du synclinal faillé formant le Causse de la Selle. L'axe de ce synclinal est NNE-SSW. La source des Cent Fons se situe près du contact Rauracien-Bathonien, sur le bord Est du synclinal, à l'endroit où il a été recoupé par la gorge de l'Hérault. La liaison: Perte de la Buèges - Source des Cent Fons apparaissait donc comme un cas classique de drainage le long d'une gouttière synclinale faillée.

#### 4 - LA COLORATION (7).

Coloration effectuée le 20 Juin 1955 vers 15 heures, avec 25 litres de fluoresceïne diluée à 50%. Le colorant est jeté dans la cascade du Payrol, la rivière se perdant en totalité en 400 m. à partir de ce point. La totalité du colorant est absorbé par les pertes en 15 heures environ.

Le 11 Juillet, première réapparition du colorant dans une source de fond de l'Hérault à 150 m. en aval des Cent Fons. La source principale n'est pas colorée ce jour là (observation d'échantillons en lumière de Wood) mais elle est fortement colorée, ainsi que tous les autres griffons dès le 12 Juillet au matin. L'eau de l'Hérault est colorée de manière visible jusqu'à 3 kms en aval de la résurgence. La coloration persiste 5 jours à la source principale et 7 jours aux sources de fond dans l'Hérault.

#### 5 - DONNÉES TECHNIQUES DE L'EXPÉRIENCE DE COLORATION.

Distance perte - résurgence 8,2 kms;  
Dénivellé perte - résurgence 53 m;  
Pente théorique du réseau 6,5%;  
Quantité de colorant 12 kgs;  
Débit de la perte 200 l/s;  
Débit de la résurgence 500 l/s;  
Temps de passage 10 jours 5 h = 245 h;  
Vitesse horaire 35 m/h;

#### 6 - CONCLUSION.

L'expérience de coloration a nettement prouvé que l'émergence des Cent Fons était alimentée par la Buèges souterraine. Mais l'étude comparée

des débits de la perte et de la résurgence montre que le Buèges souterraine n'est par le seule alimentation de la source.

	Maigre	Etiage	Crue
Débit de la perte	30-50 l/s	200-300 l/s	
Débit de la résurgence	100-150	600-900	plusieurs m <sup>3</sup>

En moyenne, le débit de la résurgence semble triple de celui de la perte. L'apport d'eau supplémentaire nous paraît dû à la fois:

Au drainage du synclinal du Causse de la Selle.

À une éventuelle dérivation latérale par soutirage souterrain du fleuve Hérault.

D'un point de vue évolutif il est logique de penser que la source des Cent Fons a tout d'abord constitué le point de ressortie des eaux drainées par le synclinal du Causse de la Selle et, occasionnellement, par une dérivation latérale de l'Hérault. Ce n'est que tout récemment que le réseau souterrain de drainage se développant a, en quelque sorte, « capturé » la Buèges aérienne, ce qui explique le caractère fortuit et inachevé de la zone des pertes. La Buèges souterraine apparaît donc comme un réseau de formation récente, sub-actuelle, qui a peu de chances de receler des galeries pénétrables au spéléologue.

#### Bibliographie

1. MAZAURIC F. — *Recherches Spéléologiques dans le département du Gard*. Spelunca n. 60, 1904.
2. MAURIN J. — *La perte de la Vis et la source de la Foux Spelunca n. 4*. 1933.
3. GÉZE B. — *Recherches spéléologiques aux environs de Montpellier*. Spelunca n. 7, 1936.
4. JOLY R. DE — *La coloration de la perte de la Vis*. Ann. de Spéléologie T. II fs 4 - 1947.
5. DUBOIS P. — *Coloration des pertes de la Virenque*. CAF - Bull. de la Section Languedoc-Méditerranée n. 60, 1955.
6. LAURES M. — *Explorations souterraines dans la région de Montpellier*. Ann. de Spéléologie, Tome IX fs 2 - 1954.
7. DUBOIS P. — *Coloration des pertes de la Buèges*. CAF Bull. Section Languedoc-Méditerranée n. 60 - 1955.



## Morphologie souterraine et hydrogéologie des formations plio-quaternaires de la région de Nice

### Résumé

Après un rappel de la géologie niçoise, l'auteur expose comment circule l'eau en profondeur dans les formations conglomératiques plio-quaternaires. Il émet l'hypothèse d'une concentration des eaux par des petits canaux souterrains creusés à la faveur d'interstrates peu résistants et considère les éboulements rocheux fréquents dans les gorges comme le résultat de l'action des eaux souterraines sur les diaclases verticales des poudingues. Il signale ensuite la rareté des réseaux souterrains dans les conglomérats, décrit ceux qu'il a explorés (c'est l'occasion qu'il choisit pour prouver l'existence de l'écoulement nappo-laminaire dans les cavernes) et évoque leur genèse.

Les terrains pliocènes de la région de Nice sont principalement représentés par des argiles bleues à faune plaisancienne surmontées par des conglomérats à matrice marneuse ou sableuse qui occupent l'ancien golfe thalassocratique du Var sur une épaisseur de plus de 300 mètres. Ces poudingues, dont les éléments proviennent du massif hercynien de l'Argentera-Mercantour (schistes cristallins, granit), du Dôme de Barrôt et de sa bordure (schistes et grès rouges permians), du synclinal des grès d'Annot, et sont conformes à la loi de Bleicher, contiennent des lentilles d'argile. L'exploration d'une galerie souterraine devait me permettre, en 1951, de découvrir dans une de ces lentilles interstratifiées dans les formations détritiques grossières, une faunule très riche en gastéropodes et en lamellibranches. L'étude de ces fossiles (1) a montré que (2) contrairement à ce qui était admis, à savoir: l'hypothèse en faveur d'un âge Calabrien-Villafranchien des poudingues, ces dépôts continentaux qui s'accumulaient dans une cuvette de subsidence, dataient, comme les argiles sous-jacentes, du plaisancien, les différences dans la composition du ma-

(\*) Club Martel de Nice (Spéléo-C. A. F.) - France.

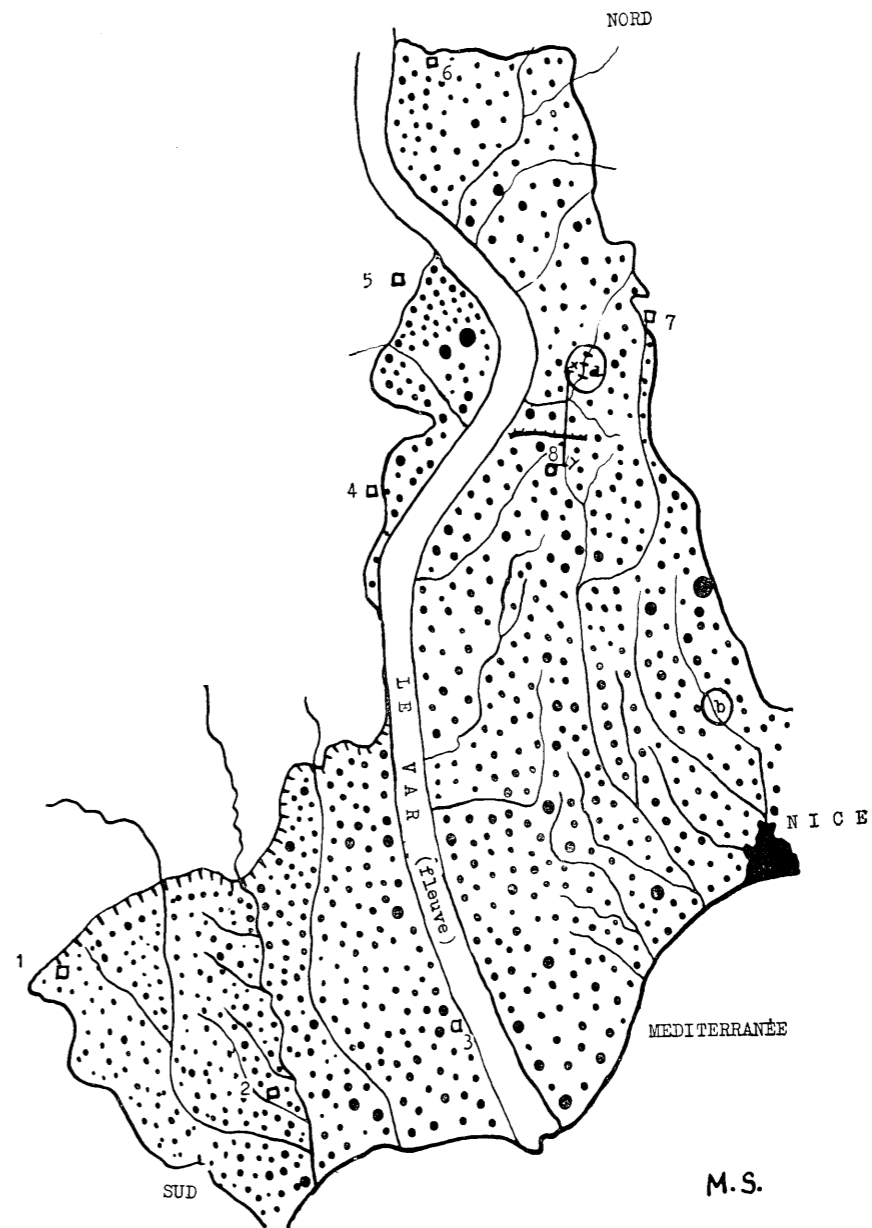


PLANCHE I - Extension des formations conglomératiques pliocènes et quaternaires de la vallée inférieure du Var (Alpes-Maritimes) France.

Formations Plio-quaternaires de la Région de Nice.

1. La Colle, 2. Cagnes, 3. St. Laurent du Var, 4. Gattières, 5. Carros, 6. La Roquette, 7. Aspremont, 4. Colomars.

a - Tunnels du Ravin du Breccq,  
b - Vallon Obscur.

tériau (argiles - sables - cailloutis) n'étant dûes qu'à des changements de faciès pendant la sédimentation. L'inclinaison originelle la plus fréquente des coulées caillouteuses du « grand cône d'épandage sous-marin du Var » (3) varie entre 15 et 25 degrés. Des pendages nettement supérieurs (65°) indiquent que ces masses de cailloutis roulés ont subi un relèvement dû aux conditions tectoniques contemporaines ou postérieures aux dépôts. D'autre part un mouvement de bascule a affecté l'ensemble de la formation qui a été soulevée jusqu'à 600 mètres d'altitude.

Le quaternaire des plateaux niçois est représenté par des dépôts de limons rouges et par la série des limons jaunes et des sables de Colomars (4). Les limons rouges sont d'âge Grimaldien (J. BOURCART) et leur faune témoigne d'un climat plus chaud que l'actuel, tandis que les limons jaunes qui sont constitués par des cailloutis, sables grossiers et limons loessiques, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, ont une faune qui indique un climat sensiblement plus froid que celui de l'époque actuelle (5). Alors que les couches sub-aquatiques pliocènes sont bien stratifiées et contiennent des bandes marneuses avec des foraminifères, cette dernière formation a une stratification confuse, montre des galets fendus par leur milieu et ne possède aucune intercalation marneuse.

L'ensemble des limons rouges et des limons jaunes surmonte les dépôts pliocènes.

Les cailloutis plio-quaternaires qui constituent la majeure partie des collines situées dans la basse vallée du Var, sont traversés par de nombreuses petites rivières. Une puissante érosion torrentielle a creusé des gorges profondes et extraordinairement étroites et a mis à nu les couches argileuses sous-jacentes dans les ravins de la Madeleine, de la Mantéga et de Saint-Sylvestre, à Nice.

L'eau de pluie qui tombe à la surface des plateaux s'infiltre à l'intérieur du sol ou forme de minuscules ruisseaux qui se précipitent en cascades le long des parois rocheuses. Quand l'eau arrive au contact des limons jaunes, elle forme un niveau phréatique. Le calcaire emprunté aux limons rouges supérieurs se dépose et constitue une couche de travertins qui se retrouve aussi, mais plus rarement, lorsque les limons reposent directement sur les marnes bleues, comme c'est le cas au Parc Impérial à Nice.

L'eau poursuit son chemin dans les poudingues; l'écoulement est facilité par la stratification inclinée et par la présence de nombreuses fissures. Aussi l'eau qui s'écoule le long des plans de strates peut se collecter. Lorsqu'elle acquiert un débit et une vitesse suffisantes, la force vive de l'écoulement lui permet de déblayer des lentilles marno-sableuses. Ainsi pourraient se créer des petits canaux naturels à écoulement fluvial, semblables à celui observé dans le réseau souterrain du Vallon Obscur (Nice).

Les indigènes ont cherché depuis longtemps à récupérer cette eau souterraine. A cette fin, ils ont ouvert des tunnels dans les poudingues.

L'examen de ces couloirs montre la relative rapidité de l'écoulement dans les roches conglomératiques: l'eau suinte constamment de toutes parts, se réunit dans des caniveaux étroits creusés par l'homme et alimente des bassins artificiels. Elle contient beaucoup de carbonate de calcium en solution, comme en témoignent les importants dépôts stalagmitiques que nous avons observés en particulier dans une galerie située sur la rive gauche du ravin de la Conque (Corniche Bellevue - Nice). Ces dépôts sont du type microgours (6), c'est-à-dire qu'ils forment des ondulations en forme de vagues dont les crêtes sont anastomosées et perpendiculaires au sens de la pente. Ils sont établis sur une paroi verticale où l'écoulement est discontinu.

Les éboulements rocheux sont un autre résultat de l'action des eaux souterraines sur les formations détritiques grossières. J'ai pu en voir à plusieurs reprises, notamment dans le Vallon Obscur au mois d'avril 1952, deux jours après les très importantes pluies qui s'étaient abattues sur la Côte d'Azur. Un bloc de plusieurs mètres cubes s'est détaché de la paroi et s'est écrasé dans la gorge. L'étude de quelques ravins nous a montré que les éboulements ne sont pas rares dans les conglomérats, surtout dans les formations quaternaires. Il est courant de voir, le long des gorges, des pans de rochers séparés des parois par des diaclases verticales. L'action des eaux d'infiltration provoque des éboulements qui constituent des chaos rocheux formant barrages à l'intérieur des canyons. Ces décollements de parois sont fréquents pendant les périodes de fortes précipitations. L'existence de diaclases dans les formations détritiques grossières confirme bien les recherches sur la tectonique du plio-quaternaire qui tendent à démontrer que les conglomérats ont subi une striction Est-Ouest et ont été très cassés dans certains secteurs.

Existe-t-il dans les formations plio-quaternaires de la région de Nice des cavités souterraines pénétrables d'origine naturelle?

A ce jour, nous ne connaissons qu'un véritable réseau souterrain — il est de faible importance — et des tunnels dans le cours des ruisseaux.

Le torrent du Vallon Obscur se divise en deux vers la terminaison de ses gorges: une partie de l'eau est canalisée par un fossé cimenté, tandis que l'autre pénètre dans un orifice très étroit, impraticable, situé sur la paroi gauche du ravin. Cette ouverture s'est formée à la faveur d'une lentille sableuse ou argileuse qui a pu être facilement érodée grâce à la force vive de l'écoulement particulièrement forte en ce point. On observe 30 mètres en aval, sur la même paroi rocheuse, l'entrée d'une cavité, large de 0,50 mètre, haute de 0,40 mètre, d'où ressort un petit cours d'eau dont le débit peut augmenter ou baisser fortement en très peu de temps. Ces variations correspondent aux fluctuations du niveau de l'eau du Vallon Obscur. En effet, cette résurgence est bien la réapparition à l'air libre de ce ruisseau. Une coloration à la fluoresceïne l'a prouvé. Il y a un ralentissement de la vitesse du courant lorsque l'eau pénètre dans le milieu souterrain. Cela est dû à un barrage extérieur qui canalise l'eau et l'empêche de s'écouler normalement vers le bas, à un siphon et

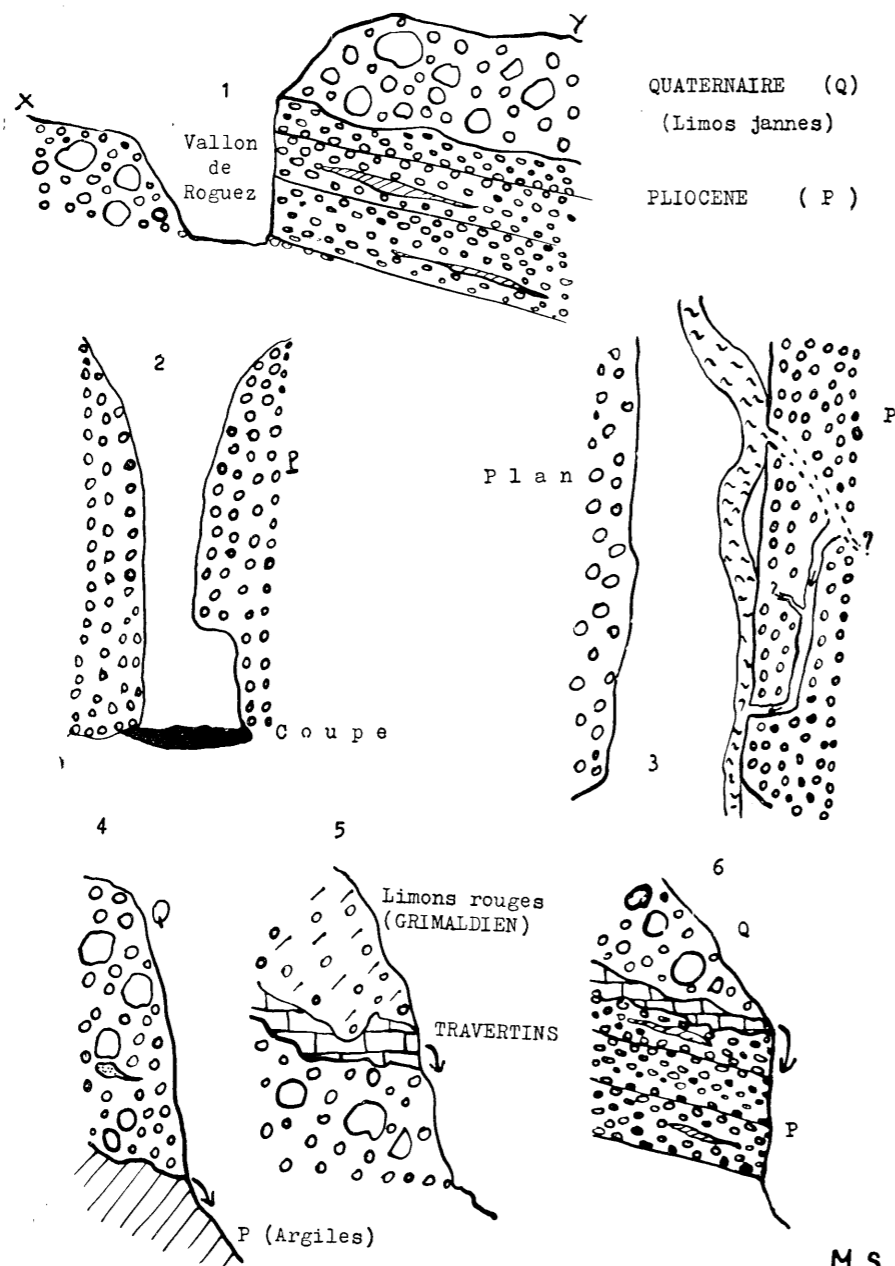


PLANCHE II - 1. Coupe Nord-Sud en travers du vallon de Roguez, 2. Coupe dans le vallon Obscur (Nice), 3. Réseau souterrain du vallon Obscur (Nice) en plan. 4. Limons jaunes (Quaternaire) sur argiles bleues plaisanciennes au Parc Impérial (Nice) - la flèche indique la sortie d'une source, 5. Limons rouges sur limons jaunes - Entre les deux formations existe une couche de travertins dus à la présence d'une nappe phréatique, 6. Limons jaunes sur poudingues sous-aquatiques plaisanciens. La flèche indique la sortie d'une source.

M.S.

à une perte dans l'intérieur des poudingues. En effet, le débit à la sortie est sensiblement moins important qu'à l'entrée. Une fuite existe donc en amont du siphon où nous avons été arrêtés. La galerie d'entrée est perpendiculaire à la paroi extérieure. Au bout de quelques mètres, elle change de direction et devient parallèle aux strates légèrement inclinées et à la surface externe des poudingues. La section de la galerie est semi-circulaire. Le sol est constitué par de l'argile noire où le ruisseau s'est creusé un lit. L'épaisseur de ce dépôt est d'environ 0,50 mètre. Sa nature varie constamment et cela en relation avec les alluvions transportées par le cours d'eau allogène. Un plancher stalagmitique occupe ensuite toute la surface de base de la galerie. J'ai eu la chance d'observer sur ce sol calcifié, dont la pente est très faible, un écoulement qui se produit rarement, seulement lorsque certaines conditions de débit et de vitesse sont remplies:

— Toute la section de la galerie était mouillée. Des ondes successives, anastomosées progressaient plus ou moins vite. Les lames d'eau étaient limitées en aval par des arcs convexes qui se déformaient suivant la vitesse de l'écoulement:

— Plus la vitesse était grande, plus les extrémités des arcs tendaient à se rapprocher.

— Plus la vitesse était faible, plus les extrémités des arcs tendaient à s'éloigner.

L'emplacement de ces arcs convexes était très identique et se répétait à chaque arrivée de l'onde successive.

Ces sortes de vagues glissaient littéralement sur le sol sous-jacent imperméable. Dimensions approximatives des lames d'eau: Largeur: 0,10 à 0,20 mètre. Épaisseur: 0,001 à 0,003 mètre. Longueur: 0,10 à 0,30 mètre.

Cet écoulement est identique à celui que l'on peut observer sur de faibles pentes, après de très violents orages. Il est essentiellement temporaire. Nous l'avons appelé « Nappo-laminaire ».

L'écoulement nappo-laminaire formé par un ensemble d'arcs liquides de faibles dimensions, a l'aspect de rides asymétriques, sensiblement parallèles et anastomosées, dont les crêtes, légèrement renflées, sont perpendiculaires au sens de l'écoulement de l'eau, donc de la pente.

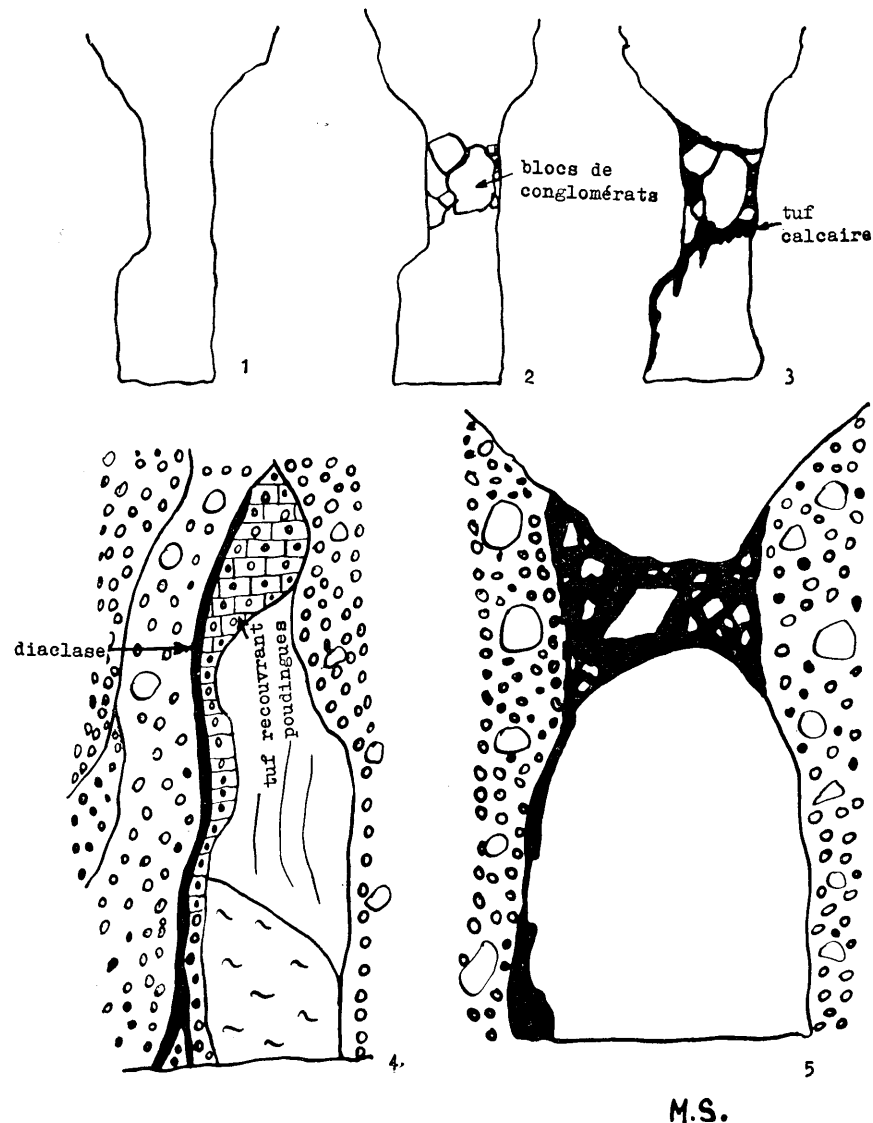
Quelques mètres plus loin, la calcite fait de nouveau place à l'argile. La galerie se termine par une voûte mouillante qui plonge légèrement à contre-strates vers l'intérieur de la montagne.

Cette cavité possède sur son flanc droit, c'est-à-dire sur la paroi qui la sépare d'avec l'extérieur, un petit affluent impénétrable (section semi-circulaire de la galerie: largeur: 0,20 mètre, hauteur: 0,10 mètre. Remplissage d'argile épais de 0,10 mètre où un filet d'eau a creusé des micro-méandres).

Je pense que c'est un canal identique à ceux qui rassemblent les eaux d'infiltration.

Le Var reçoit, à la hauteur du Pont de la Manda, sur sa rive gauche,

l'eau collectée par plusieurs ravins. Du point de vue géologique, le Vallon de Roguez sépare deux régions distinctes: Au Sud, limité par une haute falaise, s'étend l'ensemble des formations pliocènes de la basse vallée



M.S.

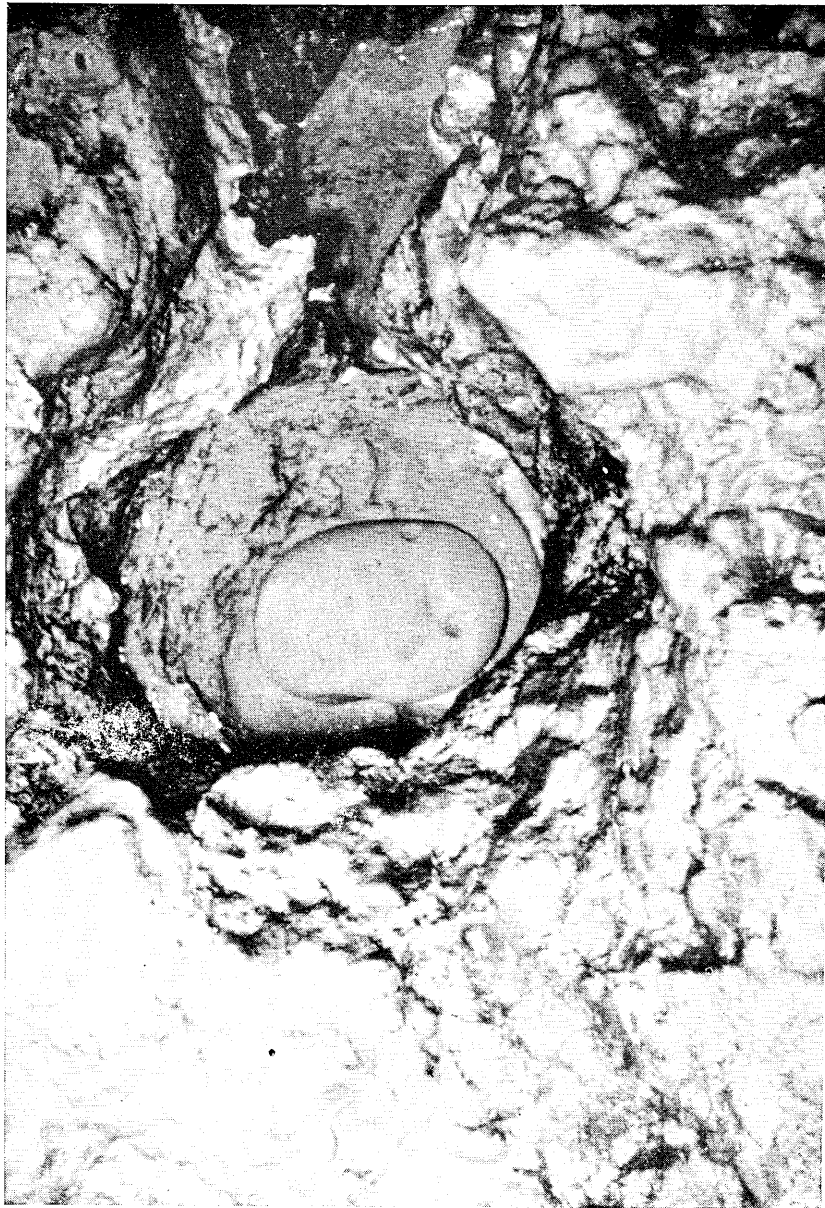
PLANCHE III - 1. 2. 3. Essai de genèse des tunnels des formations conglomératiques des environs de Nice, 4. Tunnel amont du ravin du Brecq (Alpes Maritimes), 5. Tunnel central du ravin du Brecq (Alpes Maritimes).

du Var, coiffée par les dépôts quaternaires qui impriment au paysage un relief moins accusé. Au Nord, les conglomérats quaternaires forment une série de collines peu élevées, situées en contre-bas de l'escarpement pliocène.

Le ruisseau du Brecq coule dans les formations quaternaires lorsqu'il débouche dans le vallon de Roguez. Il les traverse en gorges. Brusquement, ces dernières se resserrent et le torrent passe sous une voûte longue de plusieurs mètres. Le tunnel est creusé entièrement dans le quaternaire. Quelques dizaines de mètres plus loin, le ruisseau sort d'un nouveau tunnel long de 5 mètres. Il y a d'importants dépôts de travertins et de calcite. — A ce propos, il convient de signaler la présence d'un écoulement lamino-ondulatoire (écoulement nappo-laminaire dont les dimensions sont réduites à quelques centimètres) qui donne naissance à des micro-gours sur une pente fortement inclinée. Ce même écoulement, situé sur une faible pente, donne un relief de gradins (et pas de cuvettes) aux crêtes lisses et arrondies en forme de vagues, semblables aux micro-gours. Les lames d'eau arrivaient successivement les unes après les autres et l'aboutissement de chaque arc liquide était toujours identique. Cela explique le modelé du sol sous-jacent. La précipitation des sels contenus dans l'eau se faisant, lorsque certaines conditions d'équilibre sont réunies, en épousant la forme des arcs liquides. Nous avons pu observer l'écoulement lamino-ondulatoire réduit à une série d'ondes liquides se déplaçant sur un même axe. La concrétion sous-jacente obtenue était une série de dents de scie terminant une pendeloque sur un de ses bords. — Le tunnel se poursuit par une gorge étroite où sont coincés des blocs éboulés, soudés par des travertins. Il est creusé dans le quaternaire typique (gros blocs), mais l'examen des parois amont de la base de la gorge montre des terrains bien stratifiés, ce qui ne se trouve généralement pas dans les limons, où sont intercalés des lentilles argileuses. L'étude des foraminifères permettra de prouver s'il s'agit de couches pliocènes ou non. Dans l'affirmative, le fait d'avoir trouvé à cet endroit le pliocène sous le quaternaire, qui est décalé stratigraphiquement de plusieurs dizaines de mètres par rapport au quaternaire situé au Sud du Vallon de Roguez, confirmerait bien l'existence d'une puissante faille postérieure à la série des limons et des sables de Colomars.

Les gorges du ravin du Brecq se poursuivent toujours dans le quaternaire. Le cours du ruisseau est parsemé d'énormes blocs roulés (1,50 m. x 11,50 m.), en général formés par des grès oligocènes qui proviennent des coulées de boue post-pliocène.

La troisième cavité du ravin a 15 mètres de long, sur 1,50 mètre de large. La voûte, haute de 7 mètres à l'amont, s'abaisse jusqu'à 4 mètres à l'aval. Elle est constituée par de gros blocs éboulés et par un pan de conglomérat qui s'appuie sur la rive opposée et dont la base ne s'est pas encore détachée du socle. La diaclase, d'abord simple fissure, large de quelques centimètres à peine, s'évase largement à 3 mètres de hauteur.



(Photo Michel Siffre)  
Marmite de géant située dans le Puits de la Grotte de Pâques (St. Gézaire - Alpes Maritimes - France).

Le tunnel est assez bien concrétionné. De nombreuses pendeloques calcifiées pendent du plafond et recouvrent, par endroits les parois.

Avant d'expliquer quelle peut être la genèse des tunnels situés dans les formations plio-quaternaires de la région de Nice, il convient de signaler l'existence d'une caractéristique commune aux nombreuses gorges des conglomérats.

C'est la présence de demi-voûtes sous lesquelles passent les ruisseaux. Le plus bel exemple que je connaisse est celui du Vallon Obscur, à Nice, qui commence à quelques dizaines de mètres de l'entrée des dernières gorges, celles situées après la cuvette creusée dans les marnes bleues.

Le canyon, très étroit sur 20 mètres de hauteur, est deux fois plus large à sa base, jusqu'à 2 mètres au-dessus du lit du ruisseau.

Au cours d'une visite de ces gorges, toujours après de fortes pluies, un éboulement rocheux de faible ampleur s'est produit. Les éléments arrachés aux parois sont tombés dans le lit du ruisseau qui a mis plusieurs jours à les déblayer.

On peut supposer que la première phase de la formation des tunnels est la création d'une demi-voûte dans le lit des ruisseaux.

La seconde serait celle des éboulements rocheux. Les blocs se détachent du sommet de la gorge, en général plus évasé, et se coincent dans leur partie étroite.

Ils ne sont pas la seule cause de formation de barrages au milieu des gorges. Le premier tunnel du ravin du Brecq montre que c'est un pan de rocher, séparé par une diaclase de la paroi droite et qui s'est appuyé sur la paroi opposée, qui a constitué le premier pont sur la gorge.

Il est curieux de toujours constater la présence du tufs calcaires aux abords des tunnels et des demi-voûtes. C'est donc en ces points que l'action des eaux souterraines sur les nombreuses diaclases des conglomérats, est la plus importante.

Un fois que l'éboulement des blocs s'est produit, la troisième phase de la formation des tunnels consiste dans la fixation des éléments écroulés par d'importants dépôts travertineux.

### Bibliographie sommaire

(1) ANTÉRIEURE à 1958.

MARMET M. - SIFFRE M. — *Sur la découverte d'une faunule dans des argiles interstratifiées dans les poudingues du Var à Nice*. C. R. som. Société Géologique de France. N. 14 p. 262-264, 1956. Communication présentée par M. JACQUES BOURCART.

BOURCART J. — *Sur l'âge du delta du Var*, ibid. p. 264-266. Océanographique, Tome XXXIII, Fasc. 3, 1957.

BOURCART J. — *Sur la position stratigraphique du fluvioglacière de la basse vallée du Var*, Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. 241, p. 227-228, 1955.

BOURCART J. - OTTMANN F. — *Sur la stratigraphie du Quaternaire du pays niçois*, C. R. som. S. G. F. n. 5 p. 70-72, 1955.

(2) POSTÉRIEURE À 1958.

SIFFRE M. — *Ecoulement nappo-laminaire et morphologie souterraine*, Bull. de la Société Suisse de Spéléologie, T. IV, Déc. 1959, 7 p. 4 fig.

CHARLIER R. H. - SIFFRE M. — *Lamino-ondulatory circulation and subterranean morphology*, Newsletter of the National Speleological Society of America, Vol 17, n. 11, Nov. 1959.

SIFFRE A. ET M. — *L'écoulement laminaire en milieu souterrain*, Actes du II<sup>e</sup> Congrès National de Spéléologie - Cahors, Annales de Spéléologie, Tome XVI, Fasc. 1, 1961.

SIFFRE M. — *Les micro-gours*, Bull. de la Section de Spéléologie du Club Alpin Français (Marseille), 2 p. Ronéotypé, 1960.

## Die schwäbische Alb im Lichte der Speläologie

### Résumé

La Jura souabe est une de régions l'Allemagne du sud, dans lesquelles la plupart des grottes existent. Toute la région embrasse 5000 qkm et elle est limitée au sud de la Danube (Donau) et au nord du Nécar (Neckar).

La form et le caractère des grottes sont destiné à la roche. Seulement la Jura blanche est carstique et cela les roches: Beta, delta, epsilon et zeta. Plusde 500 grottes sont enregistrées.

Les grottes des rivières actives ont des longitudes jusqu'aux 3000 mètres, ouvertes jusqu'à la profondeur de 100 mètres et les grottes horizontales jusqu'à la longitude de 600 mètres. Il y a beaucoup de grottes ou des trouvailles préhistoriques et paléontologiques étaient faites.

Die schwäbische Alb als süddeutsches Mittelgebirge ist zusammen mit der daran anschliessenden fränkischen Alb das höhlenreichste Gebiet Deutschlands.

Die Schwäbische Alb hat eine Länge von 170 km. und eine Breite von 20 - 30 km. Nördlich fliesst der Neckar und südlich die Donau. Die ganze Hochfläche mit einer Fläche von 5000 qkm. ist ohne Wasser und die gesamten Städte und Dörfer müssen von den Tälern aus versorgt werden, wobei das Wasser oft über einen Höhenunterschied von 300 m. heraufgepumpt werden muss.

Die gesamten Regen-und Schneewasser versickern auf der Hochfläche durch das spaltenreiche Juragestein und bewirken somit die Verkarstung und die damit zusammenhängende Höhlenbildung.

Die Epsilon-und Deltakalke sind die Haupthöhenträger, während die gebankten Beta-Kalke nur vereinzelte Höhlen mit nur kleineren Ausmassen haben und meistens noch aktiv sind, d.h. von kleineren Höhlenflüssen

(\*) Verband der Deutschen Höhlen-und Karstforscher - Sitz in München - Laichingen / Württ.

durchflossen werden. Die Gammerschicht scheint steril zu sein, während die Alphaschicht noch nicht in der Hauptverkarstungszone liegt.

Die Hauptarbeit bei der Höhlenbildung wird die Auslaugung geleistet haben, während zweifellos viele Hohlräume auch durch Erosion gebildet wurden. Die genaue Unterscheidung ist nicht immer ganz einfach und auch bei den einzelnen Höhlen recht verschieden.

Die auf der Hochfläche versickernden Wassermassen, welche die vertikalen Höhlen bilden, versickern bis zur Karstwasserschicht, welche auf der mittleren Alb (bei Laichingen) auf einer Tiefe von 200 - 220 m. liegt. (560 - 600 m. ü.d.M.) Durch die Schwäbische Alb zieht die Europäische Wasserscheide und scheidet die Wasser zum Neckar-Nordsee und Donau - Schwarzes Meer.

Der Austritt der Karstwasser ist sehr unterschiedlich, teils als Höhlenfluss, als Karstquelle aus gebankten Kalken und als Quelltopf.

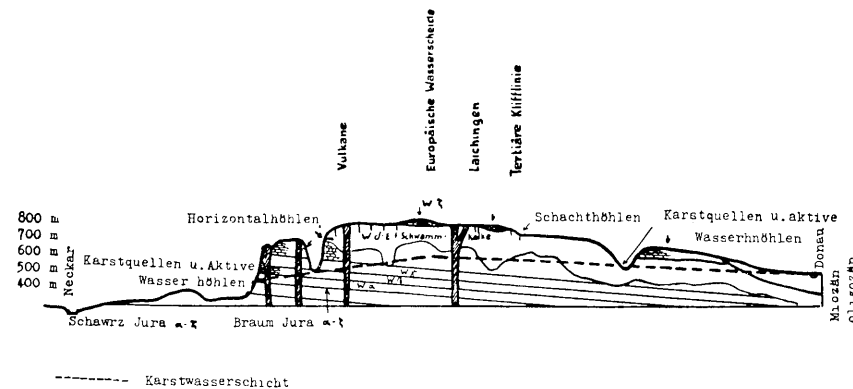


Fig. 1 - Geologischer Schnitt durch die Schwäbische Alb.

Etwas mehr als 500 Höhlen wurden auf der Schwäbischen Alb registriert von welchen nur einige bedeutende aufgeführt werden sollen. Dabei sind Schachthöhlen, aktive Wasserhöhlen, Horizontalthöhlen (teils als Tropfsteinhöhlen für den Fremdenverkehr zugänglich gemacht) Nischenhöhlen und Tuffhöhlen. Viele Höhlen sind sehr reich an paläontologischen und vorgeschichtlichen Funden.

*Aktive Wasserhöhlen:* Brunnensteinhöhle (2000 m.), Falkensteiner Höhle (3000 m.), Friedrichshöhle, Goldloch, Mordloch, Brunnensteighöhle, Höhnberghöhle u.s.w.

*Horizontale Höhlen:* (teils Schauhöhlen) Charlottenhöhle, Gutenberger Höhlen, Hofener Höhle, Karls- und Bärenhöhle, Linkenboldshöhle,

Nebelhöhle, Schertelshöhle, Sontheimer Höhle u.s.w. Diese Höhlen sind zwischen 200 und 600 m. lang.

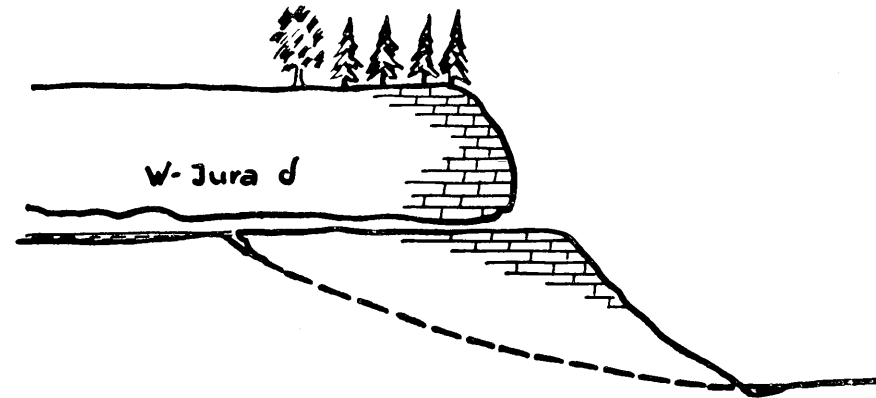


Fig. 2 - Versickerung in der Falkensteiner Höhle.

*Schachthöhlen:* Tiefenhöhle Laichingen (ca. 100 m. tief), Todtsburger Schacht (ca. 100 m. tief), Geierhöhle, Wollenloch, Rossgallhöhle u.s.w.

*Prähistorische Fundstellen:* Karlshöhle, Bocksteinhöhle, Vogelherd, Bärenhöhle i. Lonetal, Stadel, Ofnethöhle, Burkhardshöhle, Sirgenstein, Hohler Fels, Zwickerhöhle.

*Tuffhöhlen:* Uracher Tropfsteinhöhle, Olgahöhle, Zwiesfaltendorferhöhle.



## Osservazioni sulle grotte e sui sistemi di cavità sotterranee nelle regioni tropicali

### Abstract

Researches on caves in the tropics. Whereas the morphology of tropic karst much differs from that of « classical » karst, the types of caves developed are the same as in higher latitudes.

However, the system of caves in tropical karst areas demonstrates the mature karst hydrography in a very early stadium. Polje bottoms and karstborderplains are equally developed in the « Vorfluter » level.

In the Sierra de los Organos a system of so-called « footcaves » surrounding each polje and karstborderplain reveals a system of « Deckenkarren » formed by unperiodical floods which occasionally filled the caves as a whole. This paper discusses the different types of « Deckenkarren ».

Da lavori compiuti in questi ultimi anni è stato dimostrato che lo sviluppo del carsismo nelle regioni tropicali porta ad una ricchezza di forme diversa da quella che s'incontra nelle regioni temperate (1). Questo fatto si fonda da un lato sul maggior grado di solubilità, dimostrato ormai anche quantitativamente (2), (solubilità condizionata in parte dalla maggiore velocità di reazione (3), in parte dall'arricchimento dell'acqua piovana con anidride carbonica « biologica ») e d'altro lato sul perdurare di una temperatura tropicale non interrotta dal periodo freddo pleistocenico, in un clima cioè, nel quale manca l'azione erosiva del gelo e in cui le altre forme di erosione fisica sono ridotte al minimo. Il carso tropicale è quindi un prodotto esclusivo dei processi di soluzione in misura molto maggiore del carso dinarico (classico), in cui si riconoscono ancora relitti di forme d'erosione fluviale (talora anche glaciale) e l'azione demolitrice del gelo nei periodi glaciali compreso quello recente (4).

Questa particolare posizione del carso tropicale vale anche per le

(\*) Professore dell'Università « Johann Wolfgang Goethe » di Francoforte sul Meno, Direttore dell'Istituto di Geografia.

sue grotte? A me non sembra. Per quanto mi sono note le grotte tropicali — ne ho visitate molte nell'Indonesia e nelle Indie Occidentali — e per le deduzioni che possiamo trarre dalle descrizioni particolareggiate di tali grotte, come dalla pregevole monografia di NUNEZ JIMENEZ (4) sulla Grotta di Bellamar, nella provincia di Matanzas a Cuba, le grotte tropicali nel loro complesso non presentano una ricchezza di forme sostanzialmente diversa da quella delle grotte delle zone temperate. Senza dubbio le grotte delle regioni tropicali hanno una ricchezza insolita di concrezioni bizzarre derivate dalla temperatura uniformemente elevata (5),

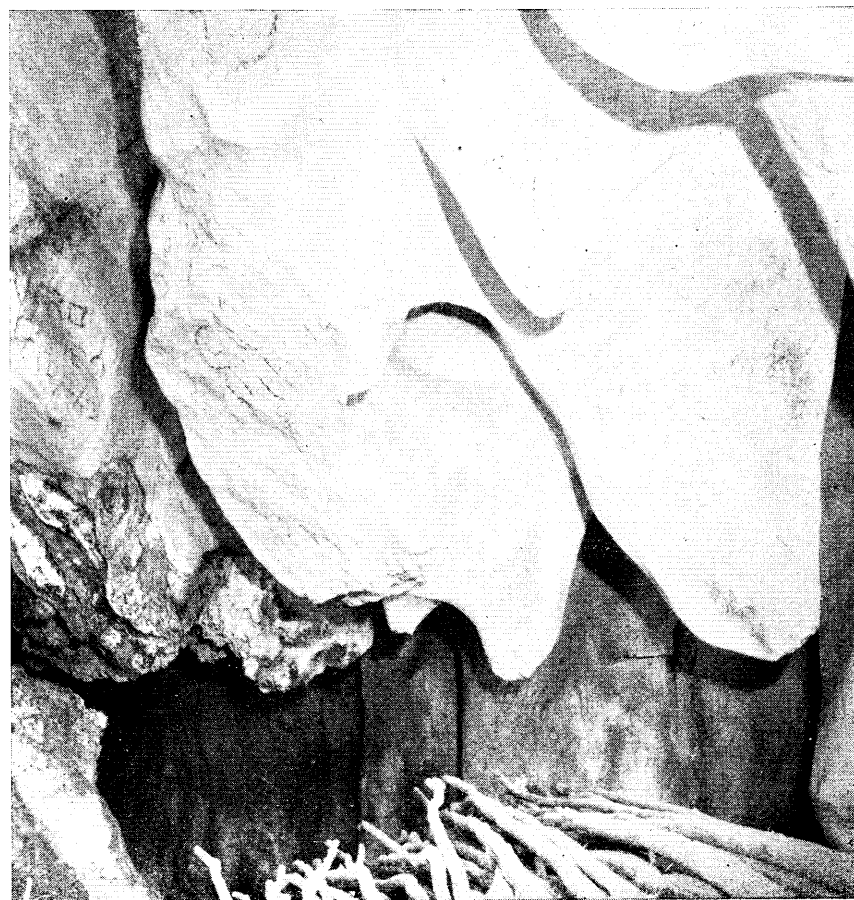


Foto H. Lehmann

Fig. 1 - Solchi carsici della volta, grotta presso Balneario San Vicente, Sierra de los Organos.



ma il tipo di queste concrezioni non si distingue da quello delle concrezioni nelle grotte delle zone temperate. Infatti, nell'interno dei massicci montuosi il contenuto di carbonato di calcio disciolto e di acido carbonico attivo delle acque dei fiumi sotterranei tropicali e delle acque di stillicidio non è molto diverso da quello che si riscontra nelle regioni extratropicali, è ben diverso invece tale contenuto da quello delle acque carsiche superficiali.

Appare chiaro che lo studio delle grotte tropicali ci illumina molto in doppio rapporto sul processo della formazione delle grotte più evidentemente che nelle regioni carsiche delle zone temperate, l'evoluzione dei fenomeni carsici nelle regioni tropicali a me nota mostra un rapporto con il livello dei polja o delle pianure carsiche marginali; e ancora meglio questo rapporto si riconosce nel fenomeno, spesso magnificamente svi-

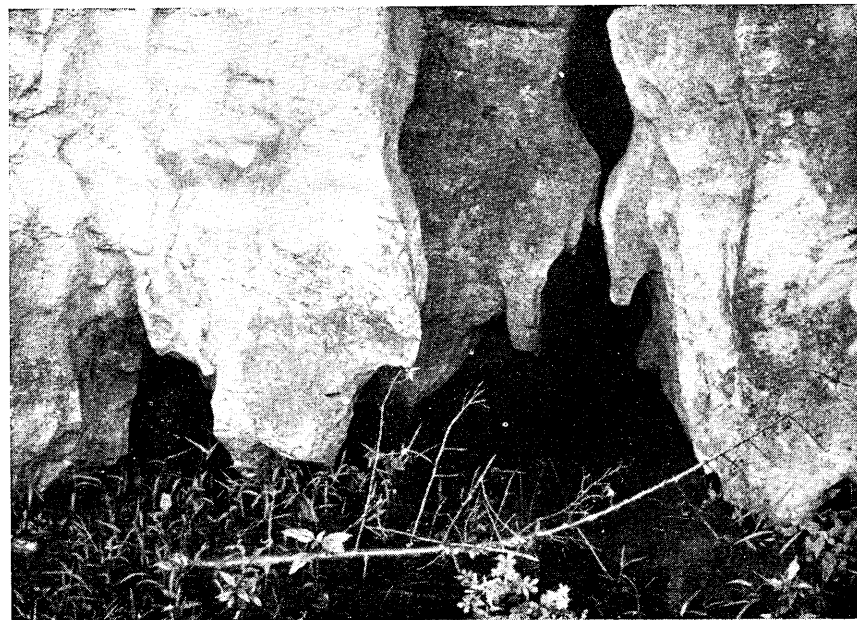


Foto H. Lehmann

Fig. 2 - Grotta marginale con solchi carsici della volta, presso Vinales, Sierra de los Organos.

luppato, dei cosiddetti « solchi carsici sulle volte » (*Deckenkarren*) l'azione della violenza periodica dell'acqua (fig. 1, 2, 5).

Tratto ora in modo particolare entrambi questi punti, sulla scorta di osservazioni personali compiute nelle grotte della Sierra de los Organos, nell'isola di Cuba.

A Nord di Viñales, nella provincia di Pinar del Rio, nell'isola di Cuba, si è venuto formando un tipo di rilievo carsico a « coni » nei calcari della formazione cretacea e giurassica superiore della Sierra de los Organos. La regione presenta geologicamente una struttura a scaglie a strati inclinati verso Nord (6). Calcari e strati di arenaria si alternano con andamento parallelo. A Sud la regione calcarea di Viñales, la cui estensione va dai 4 agli 8 Km., è separata dalla pianura carsica da un'area a rilievi dalle pareti ripide, detti « *Mogote* » (coni isolati) (fig. 3) e da gruppi di *mogote*. Le pianure carsiche si suddividono in veri e propri polja e in pianure carsiche marginali; chiuse su tre lati da ripide pareti calcaree, mentre il quarto lato è limitato da un terreno scistoso situato a un livello più elevato. A queste pianure carsiche marginali, che presentano cavità sotterranee assorbenti le acque della sierra calcarea, ho dato il nome di *Randpoljen* (ossia polja marginali).

Nei polja veri e propri e nei polja marginali il fondo è calcareo. Alla loro formazione non hanno però contribuito processi tettonici, essi devono la loro origine e lo sviluppo ulteriore esclusivamente al processo carsico. I fondi dei polja p. d. e dei polja marginali contigui hanno in maniera sorprendente la stessa altitudine, o una differenza massima di pochi metri. Questo non va detto soltanto per la regione di Viñales e per l'intera Sierra de los Organos, ma per tutte le zone carsiche dei tropici che io conosco. In contrasto con il Carso Dinarico, vi è un solo ed unico livello per i fondi dei polja e per le pianure carsiche marginali; come ha constatato anche V. WISSMANN nel « carso a torri » della Cina meridionale, l'altezza di questo livello è determinato esclusivamente dall'altitudine del livello di sbocco (des Vorfluters) dei condotti carsici.

Solamente nella stessa misura in cui questo livello di sbocco si abbassa verso la roccia impermeabile, sgorgando dal terreno carsico, le pianure carsiche marginali e i fondi dei polja possono subire un abbassamento. Questo abbassamento evidentemente si compie in modo così regolare, da non lasciare resti di antichi fondi di polja nè di pianure marginali; è questo un fatto chiaramente indicativo, se si considera che le pianure carsiche marginali aumentano in larghezza a spese del loro contorno, di conseguenza le pianure carsiche odierne sono più vaste delle precedenti. Sono invece rimasti i piani più alti, i più antichi cioè della idrografia carsica sotto forma di sistemi di grotte.

Nel terreno del carso tropicale « a coni », ricoperto dalla foresta vergine, terreno di praticabilità estremamente difficile, questi sistemi di grotte costituiscono qualche volta l'unica via di comunicazione tra due polja contigue (ai polja viene dato dai cubani il nome di *Hoyo*).

Per quanto riguarda il carso a coni dei tropici in stadio di maturità, devo rispondere in modo decisamente affermativo al vecchio quesito se la formazione di grotte sia collegata — direttamente o indirettamente — al livello di sbocco (8).

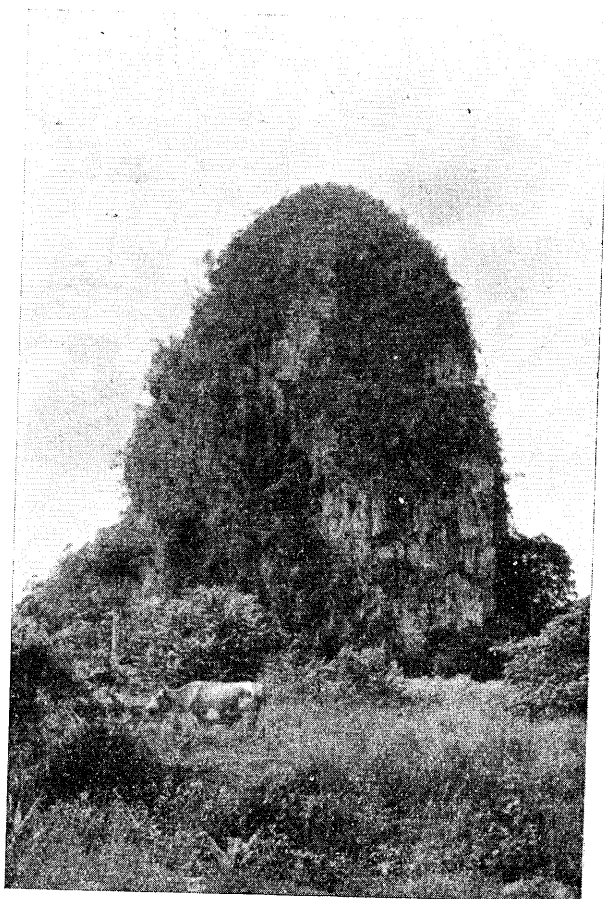


Foto H. Lehmann

Fig. 3 - «Mogote» Cono roccioso calcareo isolato di erosione carsica nella Sierra de los Organos.

Nella Sierra de los Organos, come pure in altre regioni carsiche tropicali, parecchi piani di sistemi di grotte intercomunicanti indicano che l'idrografia carsica nei tropici raggiunge molto presto uno stadio di maturità, che si avvicina al caso limite del solco carsico aperto. Infatti nella Sierra de los Organos oggi i fiumi non attraversano la regione carsica solamente come corsi d'acqua chiusi, ma sono anche in condizione di trasportare lungo vie sotterranee scavate in roccia calcarea, del materiale insolubile, come detriti accumulati dall'erosione e persino ciottoli scistosi in considerevole quantità. Non si potrebbe neppure attribuire ad altri fat-

tori la formazione dei polja marginali, poichè anche in essi vengono asportati attraverso vie idriche carsiche sotterranee masse considerevoli di detriti insolubili.

Tutto ciò è dimostrato con la massima evidenza nel polje marginale di Santo Tomas, i cui sistemi di grotte sono stati profondamente studiati da NUNEZ JIMENEZ (9).

L'assorbimento idrico dei polja propriamente detti e dei polja marginali non avviene solamente per mezzo di un unico fiume carsico o di un certo numero di fiumi carsici, ma anche attraverso un grande numero di *Fusshöhlen*, ossia di *cavità al piede* come io le ho chiamate o meglio *grotte marginali* (Fig. 4). Soltanto queste grotte sono in condizione di smaltire con relativa rapidità verso il sistema idrico sotterraneo le masse



Foto H. Lehmann

Fig. 4 - Caverne alla base di versante o caverne marginali nel polje carsico di San Vicente - Sierra de los Organos.

d'acqua, che negli acquazzoni tropicali allagano interamente il fondo del polje.

Nel polje a Sud di Balneario San Vicente si aprono lungo i suoi bordi parecchie dozzine di queste *grotte marginali*.

Queste grotte marginali, fittamente ravvicinate le une alle altre, scal-

zano alla loro base le pareti ripide che, per lo più verticali e persino inclinate verso l'esterno nella loro parte inferiore, finiscono per cadere.

Le conche carsiche interamente allagate, senza grotte marginali, mostrano sovente alla base delle loro pareti rocciose calcaree e delle gole profondamente incise da solchi verticali, che l'azione demolitrice è regressiva secondo *incavi o solchi di corrosione*.

Nella Sierra de los Organos si aprono alcune grotte marginali al livello del fondo del polje le quali costituiscono normali vie di comunicazione con un polje vicino facilmente attraversate nella stagione asciutta al fine di abbreviare la distanza nel passare da un polje all'altro.

Una di queste grotte collega ad esempio il piccolo polje marginale di Ruiz Señor con il polje marginale di Ancon; essa mi ha offerto lo spunto a interessanti osservazioni speleologiche alle quali ora accenno. Le grotte marginali si aprono generalmente a pochi metri al di sopra del livello dei fiumi sotterranei più vicini, o sopra il livello del solco carsico stabile. Sono quindi per lo più asciutte ed accessibili, fra un acquazzone e l'altro, anche nella stagione delle piogge. Non è a mia conoscenza che a Cuba o a Giamaica o a Puerto Rico avvengano inondazioni periodiche, simili a quelle che si osservano in tanti polja del Carso Dinarico, almeno su gran parte del *ponor* principale. Però in seguito ad acquazzoni particolarmente violenti, dopo un urricano — fenomeni metereologici relativamente frequenti nella provincia di Pinar del Rio — si può giungere ad una vera e propria inondazione con una pressione idrostatica particolarmente elevata nelle grotte marginali. Ne fa testimonianza la frequente denominazione di « *grotta ciclonica* » con la quale è indicato un piano di grotta più elevato nel quale la popolazione cerca sovente rifugio durante i temporali. Del temporaneo allagamento di queste grotte marginali molto ampie, alte da 5 a 8 m., sono prova i depositi di argilla conservati sulla volta delle grotte e, soprattutto, la ricchezza di forme dei cosiddetti *solchi carsici della volta*.

I « *solchi carsici della volta* » sono un argomento a torto poco considerato dalla letteratura speleologica, persino nell'opera « *British Caving* », an *Introduction to Speleology*, pubblicata da CULLINGFORD, son dedicate ad esso solamente alcune frasi non esaurienti (10).

Per quanto ne sappia la denominazione di « *Deckenkarren* » risale a LINDNER, il quale nel suo volume sul fenomeno dei solchi carsici indica appunto con tale denominazione le particolari forme di solchi carsici scavati nella volta e nelle parti superiori delle pareti di alcune grotte.

Alla loro origine, alla loro genesi evolutiva, non è stata ancora dedicata alcuna speciale ricerca. Eppure questo fenomeno è della più grande importanza, al fine di valutare l'azione dell'acqua scorrente nelle grotte interamente allagate. Innanzitutto si deve provare se sia giustificata l'espressione di *solco carsico* per questi solchi sulle volte delle grotte. I solchi carsici sono il prodotto di un'azione solvente selettiva dell'acqua corrente, la quale deve contenere biossido di carbonio sufficientemente

« attivo ». Questi solchi non sono quindi forme di erosione meccanica, ma di corrosione chimica. Lo stesso sia detto per tutte le forme analoghe ai solchi carsici che si osservano sulle pareti e sulle volte delle grotte; sono forme che chiaramente si differenziano dalle tracce di erosione meccanica, tracce che d'altronde non mancano mai. Non posso perciò essere dell'avviso del CULLINGFORD, che definisce un « *rock pendant* » come « *erosion form of rock projecting down from a cave roof; often the eroded relic of a roof spongework* ».

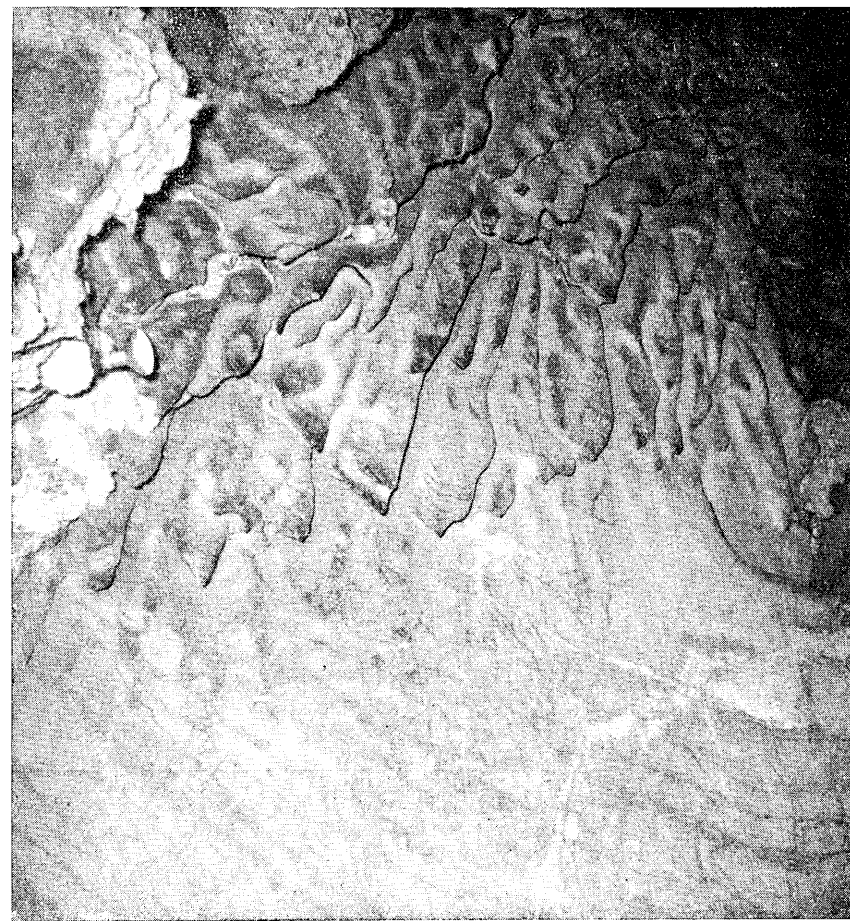


Foto Nunez Jimenez

Fig. 5 - Solchi carsici di corrosione sotto la volta de la Cueva de los Indios presso Balnario San Vicente, Sierra de los Organos, Cuba.

Secondo BRETZ, al quale mi associo, già le « impronte di scorrimento » o « scallops » sono essenzialmente forme di dissoluzione e non forme di erosione meccanica (11), anche se è possibile riconoscere, dal loro allineamento, la direzione della corrente idrica sotterranea.

Ancor più evidente diventa l'affinità con i solchi di dissoluzione veri e propri nell'azione di cesellatura simile ai solchi carsici delle volte, che, nella letteratura anglosassone, viene indicata come « anastomosis » oppure « roof spongework ».

Ho trovato in questa azione di cesellatura delle volte forme particolarmente chiare nella Cueva de los Indios, presso Balneario San Vicente. Per l'origine del « roof spongework », CULLINGFORD osserva che: « the cavity has been clayfilled, and the roof has become the bed in which the spongework has been formed by solution over the lower bed of clay ».

La forma e l'allineamento nella Sierra de los Organos escludono però un riempimento di argilla. I canali o solchi carsici sono in direzione perpendicolare a quella della corrente del fiume (temporaneo) sotterraneo, nelle parti inferiori essi sono meno marcati, le pareti diventano lisce (scalops). Nei periodi in cui l'acqua deve aver colmato temporaneamente tutta la grotta può aver prevalso nella parte superiore della cavità, sotto la volta, un'intensa turbolenza delle acque con forte componente verticale, mentre nella parte inferiore avrebbe prevalso una turbolenza con predominante componente orizzontale.

Vi sono forme intermedie di passaggio alle « protuberanze carsiche », sovente molto grandi, le quali non possono venir scambiate con le stalattiti.

Il loro caso limite è la « colonna carsica » interamente costituita di viva roccia calcarea (fig. 6).

La dissoluzione segue linee di minima resistenza quali sono i giunti di stratificazione e le linee di fessurazione, fenomeno che si può osservare in forma particolarmente istruttiva nella grotta di Ruiz Señor sopra menzionata.

L'importante fenomeno dei « solchi carsici delle volte », al quale, a mio giudizio, non è stato ancora prestata l'attenzione che merita, dimostra che le grotte si possono formare ed ampliare soltanto per l'azione solvente dell'acqua, con la premessa che sia disponibile acqua con  $\text{CO}_2$  « attivo » non combinato.

Quest'azione può svolgersi soltanto negli orizzonti più profondi della circolazione carsica, là dove l'acqua è da lungo tempo satura di  $\text{CaCO}_3$  e senza  $\text{CO}_2$  « attivo ». Le maggiori possibilità per lo svolgersi di tali processi solventi si hanno là dove l'acqua, relativamente fredda, è ricca di  $\text{CO}_2$  non satura, come nelle zone carsiche.

Queste azioni si compiono nei terreni da me esaminati, normalmente a pochi metri sotto il livello di base e saltuariamente a livello di grotte soprastanti ad esso di pochi metri.

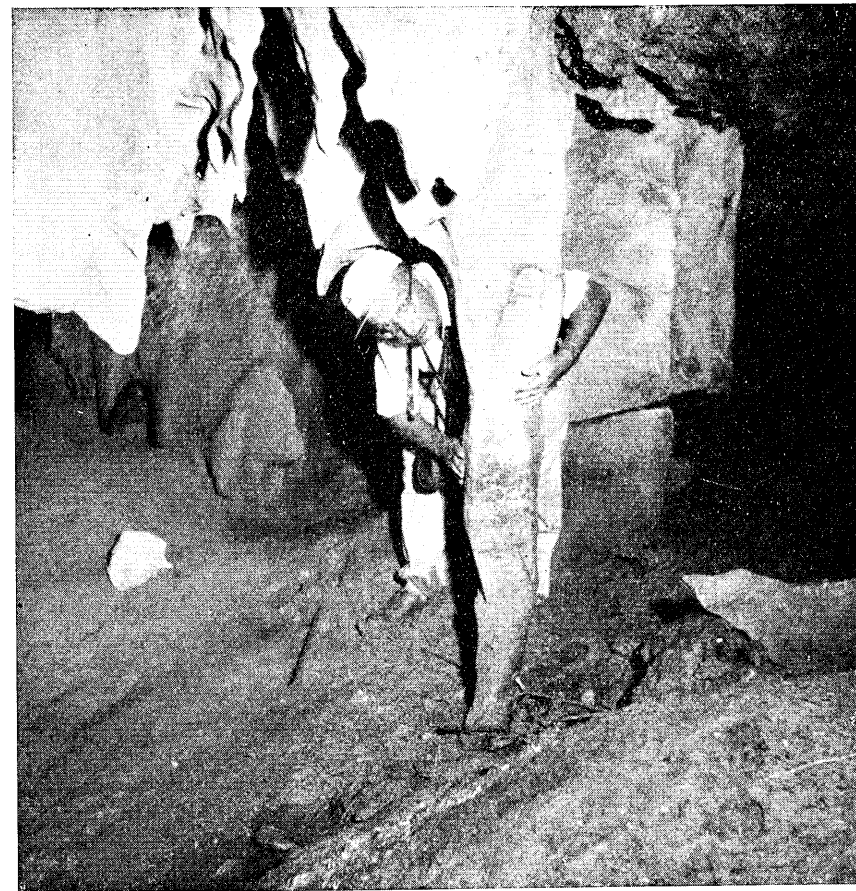


Foto Nunez Jimenez

Fig. 6 - Grotta Ruiz Señor, Sierra de los Organos. « Colonna carsica » di roccia calcarea (non è una stalattite).

### Bibliografia

- (1) LEHMANN H. — Karstentwicklung in den Tropen. *Umschau*, 18, Frankfurt/Main, 1953.
- LEHMANN H. — Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. *Erkunde*, VIII, Bonn, 1954.
- (2) LEHMANN H., KRÖMMELBEIN K., LÖTSCHERT W. — Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. *Erkunde* X, Bonn, 1956.
- (3) BOEGLI A. — Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. *Intern. Geogr. Union. Report of the Commission on Karst Phenomena*, 1956.



- (4) NUÑEZ JIMENEZ A. — *Espeleologia*, Cursillo dictado on la Universidad de la Habana bajo auspicios de la Sociedad Espeleologica de Cuba. La Habana, 1950.  
 (5) NUÑEZ JIMENEZ A. — *La Cueva de Bellamar*. La Habana, 1950.  
 (6) NUÑEZ JIMENEZ A. — *La Cueva Incraible*. La Habana, 1955.  
 (7) KRÖMMELBEIN K. — Cit. in LEHMANN H., KRÖMMELBEIN K., LÖTSCHERT W. — *Karstmorphol. geol. botan. Studien ecc.*  
 (8) WISSMANN H. von — Der Karst der humiden, heissen und sommerheissen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*, VIII, Bonn, 1954.  
 ZÖTL J. — Beitrag zu den Problem der Karsthydrographie mit besonderer Berücksichtigung der Frage des Erosionsniveaus. *Mitteilungen d. Geographischen Gesellschaft*, 100, I-II, Wien, 1958.  
 (9) NUÑEZ JIMENEZ A. — El Valle de las Cavernas. La Habana, 1955.  
 (10) CULLINGFORD C. H. D. — An Introduction to Speleology, in British Caving, London, 1953.  
 (11) BRETZ J. H. — Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns. *Journal of Geology*, p. 675, 1942.

### Discussione

Osserva che neppure nelle regioni tropicali calcaree dell'Africa Orientale, da lui visitate, si trova niente di comparabile a quanto ha descritto per la Giamaica il Prof. Lehman.

Egli pensa che le regioni delle differenze siano da ricavarsi nella diversa storia geologica e climatica delle diverse regioni.

Il Carso « a coni » del Prof. Lhemam appare in sostanza, come il risultato di un ciclo carsico giunto quasi al compimento.

## Le cavità con riempimento bauxitico di Spinazzola (Bari)

### Forme paleocarsiche bicicliche nelle Murge Nord-occidentali

#### Résumé

Il est illustré un type peu connu de cavités karstiques dans les Murges Nord-occidentales (Pouille). Vidées de leur remplissage de bauxite, elles se présentent comme de vastes et profondes cavités naturelles à puits ayant des analogies morphologiques très marquées avec les cavités phosphatées du Quercy (France du Sud-Ouest) et comme ces dernières elles représentent des manifestations d'un karst fossile, plus exactement du type olofossile à fossilisation complète du LLOPIS LLADO.

La communication traite en ordre chronologique les procès génétiques auxquelles est liée l'origine des cavités. L'Auteur expose quelques considérations sur la position chronologique des cavités bauxitiques de la Pouille dans le cadre du cycle karstique évolutif de la région; il ajoute aussi de brèves observations sur les conditions paléoclimatiques de la Pouille dans les phases de formation et d'accumulation des bauxites dans les grandes cavités karstiques objet de cette communication.

Lo studio delle forme carsiche più antiche, corrispondenti alle prime fasi d'incarsimento di una regione, di quelle forme note col nome di *Paleo-carso* o *Carso fossile* come l'ha suggerito per primo il DE MARTONNE (1), ha già avuto felice esordio.

Al 1° Congresso Internazionale di Speleologia, tenuto a Parigi nel 1953, N. LLOPIS LLADO (2) ha presentato una chiara sintesi dei tipi morfologici fondamentali del carsismo fossile classificati in base alle modalità della « fossilizzazione » e all'origine dei depositi di riempimento; par-

(\*) Istituto Italiano di Speleologia, Castellana-Grotte (Bari).

(1) DE MARTONNE E. *Traité de Géographie Physique*, II, Paris 1940 p. 66.

(2) LLOPIS LLADO N. *Karst holofofossile et mérofofossile*. Actes 1er Congr. Intern. Spéléologie, Tome II, Paris 1953, p. 41-50.

tendo da osservazioni personali, l'Autore riconosce che lo stadio « fossile » della cavità può essere raggiunto per riempimento con sedimenti alloctoni di origine fisica o chimica, ricordati gli uni e gli altri dai nostri maggiori trattati di speleologia.

L'Autore riferisce pertanto lo stadio fossile del ciclo carsico, la *fossilizzazione*, com'egli sottolinea, delle cavità sotterranee e delle forme superficiali, alla natura del loro riempimento, nel senso che soltanto depositi d'origine marina, lacustre o alluvionale possono indicare la *fossilizzazione totale* di un'area carsica (tipo carsico *olofossile completo* del Cvijic (1) mentre rappresentano uno stadio di *fossilizzazione parziale* (tipo carsico *mérofossile*) le cavità sotterranee solo in parte riempite da depositi alloctoni (alluvionali) o autoctoni (clastici o chimici).

Uno stadio fossile intermedio del ciclo carsico (tipo *carsico olofossile incompleto*) sarebbe attestato da cavità sotterranee interamente riempite con depositi d'origine diversa, alloctona (alluvionale) o autoctona (fisica o chimica), senza che la superficie carsica senile o matura, sia stata ricoperta da sedimenti marini, lacustri o alluvionali, condizione che si può riscontrare anche in regioni carsiche relativamente recenti.

La classificazione esposta potrebbe essere schematicamente così riassunta:

*Fossilizzazione totale dell'intera area carsica*: riempimento totale delle cavità sotterranee con depositi subaerei alloctoni e autoctoni e successivo ricoprimento della superficie carsificata con sedimenti marini, lacustri e alluvionali — *Carso olofossile completo*.

*Fossilizzazione totale delle sole cavità sotterranee*: riempimento totale delle cavità carsiche con depositi alloctoni (alluvionali) o autoctoni di origine fisica o chimica — *Carso olofossile incompleto*.

*Fossilizzazione parziale in atto delle cavità sotterranee*: riempimento parziale delle cavità sotterranee con depositi alloctoni (alluvionali) o autoctoni (clastici o chimici) — *Carso mérofossile*.

L'Autore passa poi in rassegna le forme più note del carsismo fossile in territorio franco-iberico a cominciare dalle forme di fossilizzazione completa avvenuta in due tempi, corrispondente il primo ad una sedimentazione subaerea che ha « fossilizzato » (con depositi alloctoni o autoctoni), le forme ipogee, ed il secondo ad una sedimentazione marina o lacustre che avrebbe fossilizzato le forme superficiali.

(1) Cvijic J. *Hydrologie souterraine et évolution morphologique du Karst*. Travaux de l'Inst. Geogr. Alpine, VI, 4, Grenoble, 1918.

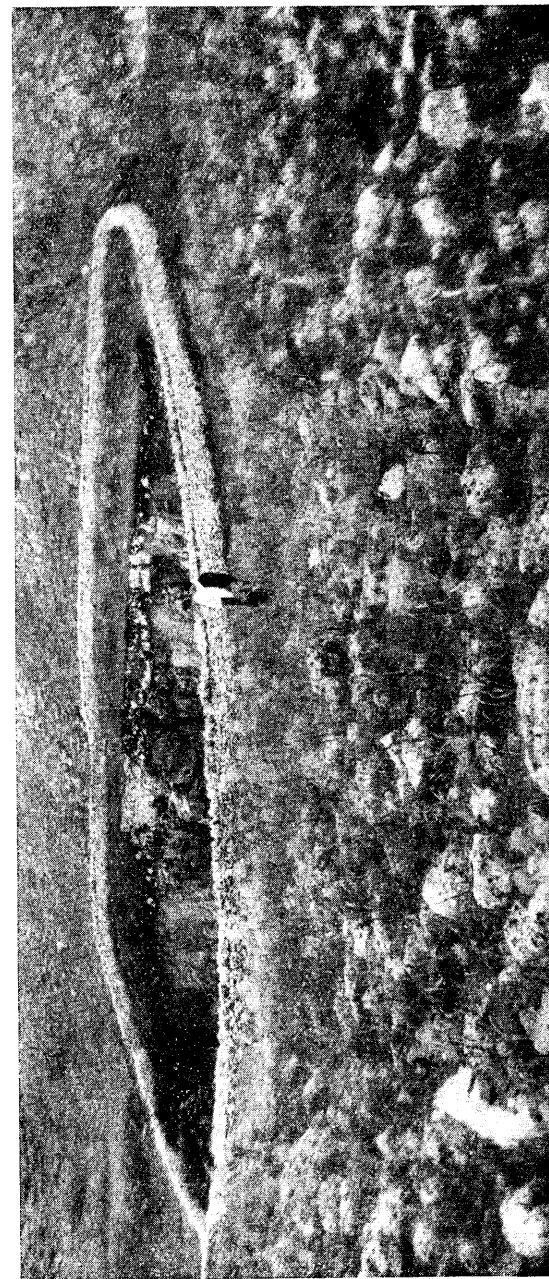


Fig. 1 - Una cavità bauxitica della Murgetta di Spinazzola, nelle Murge Nord-occidentali, interamente svuotata del contenuto di bauxite commerciale. A motivo della rilevante profondità e del conseguente pericolo che presenta per le persone e per gli animali al pascolo, la cavità è stata recinta da un basso muro a secco, come tutte le altre in corso di svuotamento o definitivamente abbandonate per il diminuito tenore di bauxite nel deposito di riempimento.

A questo proposito il LLOPIS LLADO ricorda le cavità fosfatiche del Quercy studiate da B. GÈZE (1) e le tasche di bauxite della Catalogna centrale (2). Queste ultime sono riferite dall'Autore ad una fase di carsificazione oligocenica, trattandosi di cavità scavate nei calcari dolomitici del Trias e in parte in terreni del Paleogene, in catene montuose preitorali la cui tettonogenesi appartiene all'Eocene (Luteziano e Sannoisano).

L'Autore ricorda poi le cavità bauxitiche di antica fossilizzazione nei Pirenei catalani e nella Provenza; mentre nei Pirenei (3) i depositi bauxitici sono riferiti ad una fase d'emersione compresa fra il Lias e il Cretaceo inferiore, nella Provenza (4) la carsificazione, avendo interessato i terreni del Cretaceo superiore, sarebbe cronologicamente posteriore ai movimenti epigenetici positivi dei Pirenei e della Provenza all'inizio del Cretaceo.

Chiudendo il primo capitolo delle sue attente osservazioni il valente studioso — pur non escludendo la possibilità di superfici carsiche in gran parte distrutte da cicli di erosione normali nella fase di emersione conseguente a movimenti orogenetici ed epigenetici — avverte il lettore che le forme carsiche olofossili complete sono piuttosto rare, richiedendo speciali condizioni paleogeografiche per la loro conservazione nel corso della loro esumazione, sono condizioni di molte cavità bauxitiche e fosfatiche in terreni sedimentari, calcari o calcareo-dolomitici.

La presente comunicazione illustra un gruppo ancora poco noto di questo importante tipo di cavità carsiche nella Puglia.

#### LE CAVITÀ BAUXITICHE DI SPINAZZOLA

Al margine Nord-occidentale delle Murge, nel tratto più elevato del tavolato calcareo, che scende con ripidi versanti alla cosiddetta Fossa premurgiana, nell'arida regione detta la *Murgetta di Spinazzola* (dal nome del vicino abitato, al limite settentrionale della Provincia di Bari) si aprono alcune ampie cavità verticali che la coltivazione mineraria ha svuotato dell'originario contenuto di bauxite commerciale.

Le cavità, alcune d'aspetto imponente, a sezione irregolare, subcircolare, ellittica rettangolare, di profondità varia da 10 a 30 m., sono scavate nei banchi calcarei del Cretaceo superiore, che costituiscono quella che è generalmente chiamata l'impalcatura delle Murge.

(1) GÈZE B., *Les gouffres à phosphate du Quercy. Essai de Spéléologie*. Annales de Spéléologie. IV. 2. avril 1949. p. 89-107.

(2) FAURA M., BATALLER J. M., *Les bauxites triasiques de la Catalogna*. Bull. Soc. Géol. France. (4) XX, Paris 1920.

(3) LLOPIS LLADO N., *La paleogeografia y el paisaje fósil de la provincia de Lérida*. Helder n. 7. p. 7-28, fig. 1-5, Lerida 1948.

(4) LAPPARENT DE J., *Les bauxites de la France meridionale*. Mem. Carte Géol. d. France, pp. 148, figg. 54, tt. 9, Paris 1930.

Le illustrazioni riprodotte nella tavola annessa mi dispensano da dettagliate descrizioni. Per le loro caratteristiche morfologiche generali, le cavità bauxitiche di Spinazzola ricordano le *grave* e i *puli* murgiani dei quali non mancano esempi nel territorio contermini di Minervino e altrove. (1)

Le cavità di Spinazzola hanno spiccata analogia con le tasche bauxitiche della Catalogna e con le cavità fosfatiche del Quercy nella Francia.

Sono infatti anch'esse manifestazioni di un carsismo di antichissima data, di un carsismo fossile, facilmente riconoscibile nel primo tipo del ricordato quadro schematico di LLOPIS LLADO, nel tipo *olofossile a fossilizzazione completa*, per di più due volte ricoperto e per tre volte riesumato e ripreso con inizio di un nuovo ciclo.

L'origine di questo particolare gruppo di antiche cavità carsiche è legata ad uno stesso ordine cronologico di processi genetici, che può essere compendiato nelle seguenti fasi:

1. - Emersione dell'area considerata per movimenti di orogenesi determinanti estese e profonde diaclasi delle rocce sedimentarie in sollevamento.
2. - Inizio di un primo ciclo carsico favorito dalla fratturazione della roccia emersa.
3. - Formazione di depositi eluviali climatici di alterazione sulla superficie del suolo carsificato.
4. - Dilavamento dalla superficie dei terreni eluviali e riempimento della cavità carsiche.
5. - Trasgressione marina sulla superficie carsificata, ricoprimento delle cavità con sedimenti marini o lacustri.
6. - Ripresa dell'orogenesi e nuova fase di continentalità dell'area emersa.
7. - Smantellamento del deposito marino, esumazione dell'antica superficie carsificata, affioramento delle tasche bauxitiche.
8. - Inizio di un secondo ciclo carsico.

A rigore di termini le ultime due fasi del ciclo brevemente e sommariamente tracciato escono dal processo di genesi delle cavità bauxitiche o fosfatiche, sono evidentemente posteriori alla loro formazione e al loro

(1) COLAMONICO C., *Di alcune voragini pugliesi dette gravi*. Boll. Soc. Geogr. Ital. XXVI, 1919. *Il Pulicchio di Toritto e la genesi dei puli*. Ibid.



riempimento, hanno però consentito il loro riconoscimento sulla superficie del suolo in seguito ad un ulteriore intenso spianamento.

Lasciando per ora l'indagine sui processi genetici delle cavità carsiche fossili in generale e soffermandomi invece sulle ampie tasche bauxitiche di Spinazzola, oggetto della presente nota, osservo subito che esse si inquadrano perfettamente nel ciclo sopra indicato.

Le cavità sono scavate, come ho già ricordato, al margine Nord-occidentale delle Murge, dell'esteso tavolato compreso fra il corso inferiore dell'Ofanto a Nord-Ovest e la Sella Messapica a Sud-Est.

Ho in breve illustrato nella Guida alla 1<sup>a</sup> Escursione del nostro Congresso (1) le condizioni geologiche generali dell'altopiano murgiano, dove i calcari biancastri ippuritici o calcari a Rudiste del Cenomaniano e del Turoniano costituiscono i termini superiori affioranti del Cretaceo, sovrapposti a calcari grigiastri, dolomitici, non di raro leggermente bituminosi, rappresentanti il Neocomiano (Cretaceo inferiore).

Nei calcari bianchi del Cretaceo superiore sono scavate le tasche bauxitiche di Spinazzola, le uniche note nelle Murge.

Qualche considerazione sulle caratteristiche morfologiche delle cavità in esame e principalmente sulla loro posizione stratigrafica, consente di ricostruirne la genesi secondo lo schema generale già tracciato. La successione dei fenomeni e delle vicende speleogeografiche dalle quali hanno avuto origine le sacche bauxitiche di Spinazzola potrebbe pertanto essere la seguente:

1. - *Emersione della zolla calcarea delle Murge per attività orogenetica alla fine del Cretaceo.*

Se mancano gli elementi probanti per stabilire con rigore il momento cronologico in cui ebbe inizio l'emersione generale del tavolato murgiano dal mare, è certo che la fase di continentalità delle Murge, per effetto del corrugamento postcretaceo, se non fu di grande entità, ebbe però lunga durata.

Ho già avuto occasione di ricordare altrove (2) le strutture tettoniche delle Murge imputabili a questo corrugamento: le estese fratture longitudinali, cosiddette ad asse dinarico, che staccarono la zolla calcarea murgiana dall'Appennino meridionale (lungo l'attuale solco bradanico), quelle trasversali che le separarono dal Gargano, le faglie lungo le quali avvenne

(1) ANELLI F. — *Excursion dans les Murges, le Salente, l'Alburno et sur la côte de Salerno*. Actes du 2<sup>me</sup> Congrès Internationale de Spéléologie, Bari-Lecce-Salerno. 5-12 octobre 1958, Appendice, p. 7-10.

(2) ANELLI F. — *Guida per l'Escursione II: Bari-Alberobello-Selva di Fasano Castellana-Grotte*. Atti XVII Congresso Geografico Italiano. vol. IV, Bari, 1957 p. 72.



Foto dell' A.

Fig. - 2. Interno della cavità bauxitica della fig. 1. nella Murgetta di Spinazzola.

l'abbassamento della Penisola Salentina rispetto alle Murge (1). Alla stessa fase tettonica appartengono evidentemente le dislocazioni ad ampie pieghe del tavolato calcareo murgiano, riconoscibili nei gradoni terrazzati del versante adriatico fra Mola ed Ostuni e nell'interno del vasto sistema di cavità sotterranee delle Grotte di Castellana, inaridito alveo sotterraneo di un'antica circolazione idrica profonda.

2. - *Inizio di un primo ciclo carsico delle Murge sulla superficie fraturata del tavolato calcareo; scavo di ampie cavità irregolari a prevalente sviluppo verticale.*

L'intensa fratturazione conseguente al dinamismo endogeno del corugamento postcretaceo, che portò all'emersione della zolla calcarea murgiana, costituì la premessa fondamentale allo sviluppo dell'azione solvente delle acque meteoriche sulle bancate calcaree emerse.

Nella fase iniziale di questo ciclo carsico delle Murge si costituirono, in corrispondenza delle maggiori diaclasi, i primi centri idrovori, le prime depressioni doliniformi, alle quali confluivano le acque di superficie. Seguì, in progresso di tempo, l'ampliamento e la reciproca fusione delle primitive cavità diaclasiche verticali ed oblique dalle quali si passò gradualmente a vaste e profonde voragini per corrosione (2), a pozzi naturali, a burroni, nei quali si accumularono, come si vedrà nel seguente paragrafo i terreni climatici eluviali dilavati dalla superficie calcarea esposta alla degradazione esogena e convogliati dalle acque scorrenti superficiali.

La remota età di queste voragini del primo ciclo d'incarsimento del tavolato murgiano, nel corso di una prolungata fase di continentalità è attestata dalla contemporanea presenza nelle Alte Murge, su una stessa area carsica, di ampie cavità colme di bauxite, come quelle di Spinazzola di cui ci occupiamo, che hanno raggiunto da tempo lo stadio di fossilizzazione totale (tipo carsico olofossile incompleto di CVIJIC — LLOPIS LLADO) accanto a numerose profonde voragini come quelle vicinissime del Cavone (3), come quelle poco lontane di Minervino (4) e di Altamura (5), prive, nonostante la grande vicinanza, di riempimento alloctono da remoto dilavamento superficiale, e rappresentanti quindi uno stadio di fossilizzazione

(1) ZACCARA G., RAIMONDI C., DICEGLIE S., COTECCHIA S. — *Studio geofisico della regione pugliese*. Metano, X, 10, 1956, p. 529-71.

(2) SEGRE A. G., *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Pubbl. Ist. Geogr. Univ. di Roma, Serie A, n. 7, Roma 1948 p. 150; ANELLI F., *Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici*. Le Grotte d'Italia (3), 2. Castellana-Grotte, 1957-58, p. 16.

(3) COLAMONICO C., *I fenomeni carsici del Cavone nelle Murge di Spinazzola*. Boll. R. Soc. Geogr. Ital., 1919, I II, p. 42-47.

(4) MAUCCI W., *Campana speleologica nelle Murge di Minervino (Puglia)*, (Agosto 1958). In questo volume, p. 233-244.

(5) ANELLI F., *La Grave di Faraualla presso Altamura (Bari)*. Atti XIII Congr. Geogr. Ital., vol. III, Bari, 1957, p. 82 e segg.

parziale, tale da consentire alle esplorazioni speleologiche di raggiungere il fondo roccioso delle cavità, solo in parte ingombro da grossolano sfasciume calcareo, da massi rocciosi di demolizione clastica interna relativamente recente (tipo carsico merofossile di CVIJIC).

3. - *Formazione dei terreni climatici eluviali sulla superficie rocciosa calcarea in progresso d'incarsimento e loro accumulo nelle cavità carsiche per lento processo dilavante superficiale e incanalamento verso le cavità.*

Si tratta di processi pedogenetici intimamente legati, com'è noto, all'azione solvente delle acque sui calcari e alla dissociazione idrolitica sui minerali silicati insoluti. Si estesero così veli di argilla rossastra, la cosiddetta « terra rossa », sulle prime irregolarità del suolo; per dilavamento idrico ed eolico si accumularono in seguito spesse coltri di terreni eluviali nelle aree chiuse depresse al fondo delle doline, ecc., e si intasarono, in parte almeno, le fenditure aperte della roccia calcarea.

Senza addentrarmi nell'ancor discusso problema genetico della terra rossa, osservo che, in proseguo di tempo, si passò dalla terra rossa alla bauxite per una più intensa azione dei ricordati complessi agenti pedogenetici della laterizzazione superficiale che, in particolari condizioni climatiche, ambienti caldo-umidi equatoriali e caldo-aridi tropicali, favorirono al massimo, specialmente i primi, la dissoluzione della silice e il suo dilavamento dalle terre rosse le quali si trasformarono gradatamente nelle bauxiti povere di silice.

Mentre procedeva la degradazione esogena dei crostoni bauxitici esposti all'azione degli agenti atmosferici, le acque correnti superficiali compirono il rimaneggiamento ed il trasporto poco lontano — in sospensione o in soluzione colloidale — del materiale degradato che si accumulò in depressioni naturali del suolo, nelle cavità carsiche a pozzo di cui ci occupiamo, dove si costituirono i depositi degli idrossidi di alluminio e di ferro oggetto di coltivazione mineraria a Spinazzola. La natura secondaria dei giacimenti è confermata dalle impurità argillose trascinate dalle acque superficiali dilavanti ed accumulate in proporzione diversa anche nelle tasche bauxitiche oggetto della presente comunicazione.

4. - *Trasgressione marina paleogenica in una fase di abbassamento dell'intera zolla calcarea delle Murge. Dispersione superficiale della bauxite.*

Come ho già ricordato, mancano oggi tracce residue di una remota copertura paleogenica sui calcari del Cretaceo superiore. I probabili affioramenti eocenici sulle Murge, segnalati da A. LAZZARI (1), potrebbero

(1) LAZZARI A., *Sulla probabile presenza dell'Eocene nelle Murge baresi*. Boll. Soc. Nat. di Napoli, XVI, 1952.

rappresentare gli ultimi lembi rimasti di un'estesa copertura demolita dall'intenso spianamento anteriore alla trasgressione pliocenica, di cui diremo in seguito, la quale ha soltanto parzialmente sommerso le Murge colmando vaste zone con potenti depositi, tra l'altro il ricordato profondo *Graben* del Tavoliere dauno fra le Murge e il Gargano e la *Fossa bradanica* o *Fossa premurgiana*, fra il Gargano e il Jonio.

Estesi affioramenti eocenici di calcari, marne, argille con facies di Flysch, caratterizzano il versante subappenninico prospiciente il ciglione murgiano lungo il vallone bradanico.

5. - *Emersione per sollevamento del tavolato murgiano, spianamento della superficie emersa, nuova fase di continentalità delle Murge. Spianamento dei terreni paleogenici, esumazione dell'antica superficie calcarea cretacea carsificata, affioramento delle cavità bauxitiche.*

A questa fase di demolizione dei terreni paleogenici corrisponde l'affiorare delle tasche di bauxite di Spinazzola intersecate dalla superficie topografica del suolo; si prepara il suolo al secondo ciclo d'erosione carsica che avrà inizio con forme cave superficiali e qualche abbozzo di nuove cavità verticali ad opera delle acque penetranti, richiamate in profondità dal livello di base della circolazione idrica carsica notevolmente abbassato per effetto del movimento generale di emersione dell'altopiano.

6. - *Inizio di un secondo ciclo carsico nelle Murge.*

Ha inizio e si sviluppa ora un secondo ciclo carsico sulla superficie del suolo calcareo esumato dallo spianamento del tavolato murgiano; le cavità verticali si estendono in profondità ed in ampiezza per il lento ma continuo movimento verticale di emersione delle Murge. (Nel contiguo Salento la trasgressione miocenica depone i suoi sedimenti, non di rado ricchi di fossili, sullo zoccolo cretaceo emerso).

Sono di questo secondo ciclo d'erosione carsica i primi depositi eluviali di terra rossa bolare nelle anfrattuosità e nelle depressioni della superficie del suolo nelle aree calcaree emerse delle Murge.

Ha origine nella prima fase di questo secondo ciclo carsico il popolamento faunistico dell'ambiente sotterraneo nelle aree carsiche pugliesi; lo prova l'elevato numero delle specie troglobie e di quelle endemiche terrestri ed acquatiche altamente evolute, come è stato recentemente messo in chiara luce da S. RUFFO (1). Sono specie che attestano non soltanto la contemporaneità di emersione delle zolle calcaree carsiche pugliesi con le aree calcaree d'oltre Adriatico, ma una prolungata continuità dell'emersione

(1) RUFFO S., *Le attuali conoscenze sulla fauna cavernicola della regione pugliese*. Memorie di Biogeografia Adriatica, Ist. Studi Adriat., vol. II. Padova 1955 p. 121.

sione dei territori. Le specie troglobie delle grotte pugliesi sono considerate dai biologi quali relitti di faune terziarie che hanno trovato in antico tempo asilo nell'ambiente ipogeo, nelle cavità sotterranee, per sfuggire alle mutate condizioni climatiche esterne; sono elementi, continua il RUFFO (1), che hanno popolato la regione mediterranea già dalla fine del Paleogene in periodo di clima caldo umido.

7. - *Parziale trasgressione plio-pleistocenica sul blocco calcareo murgiano e sulle contermini aree emerse pugliesi, sul Graben della Daunia, sull'intera penisola del Salento.*

Una lenta parziale trasgressione pliocenica trasformò la tormentata superficie carsificata del tavolato murgiano in un arcipelago di molte isole ad asse allungato in direzione Nord-Ovest — Sud-Est, separate le une dalle altre, ed i vari gruppi fra loro, da bracci di mare poco profondo. Una vasta insenatura divideva nel corso di questa trasgressione il Gargano dalle Murge, mentre un ampio braccio di mare metteva in comunicazione l'Adriatico col Jonio attraverso l'odierno solco bradanico. La trasgressione pliocenica non ha però raggiunto le massime elevazioni della zolla cretacea murgiana, che sporgono come isole dal mare pliocenico; questa fase non interessa quindi le cavità bauxitiche di Spinazzola, già colmate di antico terreno climatico eluviale, la cui bocca si apre oggi a circa 600 m. sul mare.

8. - *Lento sollevamento a diverse riprese dell'altopiano delle Murge e di tutta la Puglia, oscillazioni eustatiche della linea di riva mediterranea.*

Un lento sollevamento generale a varie riprese dell'altopiano murgiano alla fine del Pliocene, accompagnato in un secondo tempo da oscillazioni eustatiche della linea di riva del mare quaternario, portò ad emergere pressoché interamente le Murge, che assunsero, come il resto della Puglia, una configurazione molto prossima a quella presente. Il nuovo abbassamento del livello di base, attivando la circolazione carsica, abbassò anche nelle Murge la rete della canalizzazione sotterranea, ampliando verso il basso le maggiori cavità sotterranee. Ma anche questa fase del ciclo carsico delle Murge non riguarda i fenomeni in esame, salvo la ripresa della degradazione esogena delle superfici cretacee e cenozoiche emerse.

#### CONSIDERAZIONI CRONOLOGICHE

Riconosciuta la successione dei fenomeni dai quali hanno avuto origine le cavità bauxitiche di Spinazzola, è possibile indicare la loro posizione cronologica nel ciclo morfogenetico del carsismo murgiano.

(1) RUFFO S., Loc. cit. p. 82.

L'origine delle cavità bauxitiche, il loro ampliamento e il successivo riempimento con prodotti eluviali della disgregazione esogena dei calcari sono fenomeni che possono essere riportati tra il declinare del periodo Cretaceo e lo schiudersi dell'era Terziaria, alla stessa epoca a cui il PASA (1) ha riferito, in senso lato, le bauxiti di San Giovanni Rotondo del non lontano massiccio garganico, collocate alla fine del periodo Cretaceo-paleogenico, *conciliando*, come si esprime l'Autore, *le differenti opinioni sulla posizione cronologica dei singoli depositi*.

Le bauxiti di Spinazzola, almeno per la parte nota dai lavori della coltivazione mineraria in corso, possono inserirsi nell'ultima fase indicata dal PASA.

Questo unico giacimento bauxitico delle Murge (2) assume nel suo isolamento un notevole significato genetico, una rilevante importanza paleogeografica, che tuttavia non diminuirà se altri giacimenti potranno essere un giorno riconosciuti da attente ricerche geominerarie sul tavolato murgiano, specialmente nelle Alte Murge, in posizioni elevate come quelli di Spinazzola dei quali ci siamo occupati.

In ogni caso le sacche di bauxite finora riconosciute, e quante altre potranno essere in seguito messe in luce, per farne oggetto di coltivazione mineraria, rappresentano sempre la parte rimasta di più potenti accumuli in parte demoliti dallo smantellamento prepliocenico, o posteriore, della superficie di erosione del tavolato murgiano. Si trovano infatti soltanto là dove lo spianamento ha conservato, almeno in parte, la copertura miocenica come nel Salento e dove, come nelle Murge settentrionali, l'erosione non è scesa a notevole profondità.

Condizioni analoghe sono note da tempo nell'Istria, dove le numerose sacche bauxitiche dell'alto Cretaceo sono sparse lungo le superfici di spianamento senoniano, mentre mancano là dove le erosioni del Neogene e del Neozoico hanno profondamente intaccato o distrutto tale antica superficie, venuta nuovamente in luce per esumazione (3).

Rispetto alle bauxiti di Spinazzola, quelle del giacimento di San Giovanni Rotondo nel Gargano sarebbero di data più antica (4), adagiandosi in discordanza sui calcari del Cretaceo inferiore, coperte dai calcari del Cretaceo più recente, e sottratte quindi, almeno in parte, alla demolizione che, in ripetuti cicli erosivi, agì sullo sperone calcareo garganico.

(1) PASA A., *Appunti geologici per la paleogeografia delle Puglie*. Mem. Biogeogr. Adriatica, II, Padova, 1953, p. 187.

(2) Sono del tutto trascurabili gli affioramenti superficiali di Bisceglie accennati dal CREMA (*I giacimenti di bauxite della Puglia*, Relaz. Servizio Minerario 1930 Roma, 1952, p. 3).

(3) D'AMBROSI C., *Intorno alla genesi del Saldame, della Bauxite e di alcuni minerali di ferro nel Cretaceo dell'Istria*. Boll. Soc. Geol. Ital. LXI, 1942, p. 421.

(4) CAVINATO A., *Il deposito di bauxite di S. Giovanni Rotondo*. L'Industria Mineraria, novembre 1953, p. 49.

Il PASA (1), a proposito delle bauxiti presenoniane garganiche, osserva che alcuni Autori le riferiscono a differenti periodi, dal Trias all'Eocene), ai livelli cioè del più remoto incarsimento.

Ad un antico incarsimento appartengono anche le bauxiti del Salento affioranti da numerosissime sacche (trasformate in parte in cisterne d'acqua dopo il loro svuotamento del contenuto commerciabile) fra Carpignano, Poggiardo ed Otranto, fra Galugnano, Soletto, Corigliano e Martano ed altri ancora. Si tratta cioè di concentramenti di idrossidi di alluminio e ferro, costituiti, come nelle Murge di Spinazzola, in cavità naturali d'antica origine carsica scavate nei calcari del Cretaceo superiore, nel Turoniano, protetti da una copertura paleogenica in gran parte abrasa, come nelle Murge, dalle azioni degradanti esogene, ma della quale però sono qui ancora riconoscibili le ultime tracce nei ristretti lembi eocenici calcarei sulla costa d'Otranto; molto più estese sono le placche mioceniche di calcare arenaceo nell'interno del Salento costituenti la cosiddetta *pietra leccese*, largamente impiegata nell'edilizia locale.

#### L'AMBIENTE FITO-CLIMATICO DEI PALEOSUOLI ELUVIALI SUI TERRENI CARSI

Chiudendo la breve digressione e tornando alle ampie tasche di Spinazzola, al loro riempimento bauxitico, si affaccia la questione delle condizioni e del mezzo ambiente fitoclimatico in cui si deposero gli ossidi di alluminio e di ferro tenuti in soluzione ionica o colloidale dalle acque superficiali, successivamente fluitati in cavità naturali del suolo soggetto a remoto incarsimento.

Si sfiora il problema meno semplice della genesi dei terreni eluviali bauxitici e lateritici, genesi comune, sotto alcuni aspetti, a quella dei depositi fosfatici. In tutti i casi si tratta, come ho già brevemente accennato, di terreni derivati dalla degradazione esogena del suolo calcareo, dispersi poi dalla fluitazione superficiale delle dilavanti acque continentali. Pisoliti di ferro analoghe a quelle note col nome di *uddie* nelle parti superficiali delle bauxiti salentine sono molto abbondanti nelle argille fosfatiche dal Quercy le quali, anche per il loro tenore elevato di allumina, si accostano alle argille lateritiche e alle bauxiti (2).

Un piccolo giacimento di fosforite d'origine eluviale, avente un'evidente affinità genetica con le tasche bauxitiche, tale da costituire una forma intermedia, è quello morfologicamente pseduo-filoniano di Ervenico in Dalmazia (con lontano da Sebenico) nel quale il minerale, accumulato in cavità naturali del suolo carsico (Cretaceo superiore), proviene

(1) PASA A., Loc. cit. p. 187.

(2) GÈZE B., Loc. cit. p. 98.

dalla liscivazione di terre rosse fosfatiche del loro contenuto di fosfato calcico ad opera di acque superficiali (1).

Più importanti sono certamente i vasti giacimenti fosfatici di questo tipo del *Bacino Grande* del Tennessee negli Stati Uniti d'America, nel quale il cosiddetto *Brown Phosphate* riempie numerose cavità di varia ampiezza note localmente col nome di *cutters*, scavate nei calcari del Devoniano (2).

Si è di fronte sempre a terreni eluviali formati in particolari condizioni climatiche, come lo confermano i resti fossili animali e vegetali che vi sono stati talora riconosciuti. I copiosi resti animali di età oligocenica contenuti nelle argille fosfatiche delle ampie cavità verticali del Quercy comprendono specie di estesa savana associate a specie di regioni tropicali ed equatoriali. Non molto diverso doveva essere l'ambiente fito-climatico rivelato dai resti fossili, incomparabilmente più scarsi, delle bauxiti.

Per le bauxiti delle aree carsiche pugliesi, a cominciare da quelle delle Murge di Spinazzola, le ricerche sono state appena iniziate presso l'Istituto di Botanica dell'Università di Bari in collaborazione con l'Istituto di Geologia, di Paleontologia e Geografia Fisica della stessa Università.

Recenti studi sulle bauxiti ungheresi delle località di Halimba e di Gant (nel comune di Fejér), le sole finora attentamente esaminate, hanno accertato la presenza di scarsi resti animali e vegetali (3). L'ambiente ossidante in cui si deposero le bauxiti non consente la conservazione di elementi organici in buone condizioni di studio. I resti animali sono frammenti di conchiglie di molluschi di acqua dolce dei gen. *Melania* e *Pyrgulifera* e resti di squame di artropodi non meglio identificate. È noto che già il KORMOS (4) riconobbe gasteropodi terrestri nelle bauxiti istriane. E. VADASZ (5) trovò avanzi di modelli interni lisci di conchiglie di gasteropodi nelle bauxiti ungheresi di Gant e frustoli vegetali carboniosi in quelle di Perepuszta, mentre il NOSZKY (6) osservò denti di coccodrillo in un'argilla bauxitica nei pressi di Olaszfalu.

I resti vegetali scaturiti dalle bauxiti di Halimba e di Gant, esaminati presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Budapest, sono costituiti da frammenti di granelli pollinici, spore ecc. Nei 563 campioni osservati sono stati riconosciuti al microscopico 51 elementi fossili vegetali dei quali la

(1) CAVINATO A., *Geologia e genesi delle bauxiti*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, XV, 1947, p. 21.

(2) DESIO A., *Geologia applicata all'ingegneria*. Milano, Hoepli, 1949, p. 706.

(3) KISS J., *Resti vegetali nelle bauxiti di Gant* (Nota preliminare). Geol. Mitt. 1953. DEAK MARGET H. *Ricerche sui pollini delle bauxiti ungheresi*. Boll. Soc. Geol. Ungh. vol. 87. Budapest 1957, p. 24-29, t. II-V (in ungherese come la precedente).

(4) KORMOS T., Cit. da KISS J.

(5) VADASZ E. - *La Geologia delle bauxiti*. Budapest, 1952. (In ungherese).

(6) NOSZKY - Cit. da KISS J.

DEAK MARGET dà nella sua nota un elenco sistematico delle specie, dei generi, e delle famiglie.

Nelle bauxiti d'età cretacea sono stati accertati i generi: *Gingko* e *Copaifera*, le famiglie delle *Ericaceae*, *Myricaceae*. Nelle bauxiti eoceniche invece i resti vegetali si riferiscono ai generi *Betula*, *Carya*, *Celastrus*, oltre a tracce di funghi e di Briofite. Secondo l'Autore, le bauxiti ungheresi esaminate avrebbero avuto origine nel Cretaceo, ma nel corso della loro sedimentazione, continuata nell'Eocene, sarebbero stati fluitati e deposti anche elementi pollinici di questo periodo. Nel giudicare il valore ecologico dei resti organici, la DEAK MARGET non manca di sottolineare la circostanza che gli elementi pollinici riconosciuti nelle bauxiti ungheresi rappresentano solamente la parte rimasta per selezione naturale delle specie un tempo viventi in Ungheria; una parte notevole è andata evidentemente distrutta nell'ambiente ossidante delle bauxiti nel quale si è deposta. Non esclude poi l'Autore la possibilità di un trasporto eolico di polline da località più o meno lontane, di un inquinamento, potremmo dire, delle specie locali con specie estranee.

Gli elementi vegetali delle bauxiti ungheresi rivelano in generale condizioni fito-climatiche di ambienti palustri tropicali e subtropicali, non molto diverse da quelle in cui si accumularono le argille fosfatiche ossifere nelle cavità « fossili » del Quercy nella Francia Sud-occidentale. In ambienti analoghi si sono evidentemente originate le bauxiti che hanno colmato, in un secondo tempo, le ampie voragini paleocarsiche di Spinazzola nelle Murge Nord-occidentali.



## Resti di un carsismo terziario nei Colli Berici

### Summary

In the Berici-Hills carsical morphologies of the Tertiary age often appear beside Quaternary carsism.

The most important Tertiary morphologies are: S. Rocco and Scudellette dolinas, the S. Giovanni in Monte cave and the Pozzolo valley. These hold sandy continental deposits and lignite strata in which there are palm spores. These deposits are supposed to correspond to a sandy stratum of a continental type, placed under *Scutella* sandstones of the early Miocene in Valmanara. The morphologies of the Quaternary carsism place themselves above the Tertiary ones.

Le ricerche sulla Morfologia e Idrografia Carsica dei Colli Berici, in corso da vari anni da parte del Gruppo Grotte « G. Trevisiol » C. A. I. Vicenza sotto la direzione dei Proff. P. LEONARDI e A. PASA, hanno confermato, in base ai dati paleontologici e morfologici, la presenza di resti di un carsismo terziario accanto ad altre forme pleistoceniche.

In realtà, già G. PERIN nel 1947 in « Scienza e Poesia sui Berici », in seguito alla scoperta di una dolina con riempimento di sabbie silicee, avanzava l'ipotesi dell'esistenza di doline terziarie.

Queste morfologie carsiche conservateci intatte o documentate da morfologie più recenti ereditate sono abbastanza numerose nella relativamente ristretta area dei nostri colli. Naturalmente, alla fase attuale delle nostre conoscenze, una ricostruzione paleogeografica di queste fasi non è ancora possibile; pure appare interessante la esposizione dei primi dati raccolti.

Le principali, e meglio conservate tracce delle antiche morfologie, sono: le doline di San Rocco (fig.1) e delle Scudellette, la cavità di San Giovanni in Monte e la piana di Pozzolo.

Esamineremo ora brevemente ciascun caso tralasciando i risultati delle analisi degli elementi pedologici, paleontologici e stratigrafici che verranno trattati in altra sede.

(\*) Gruppo Grotte «G. Trevisiol», C.A.I., Vicenza.

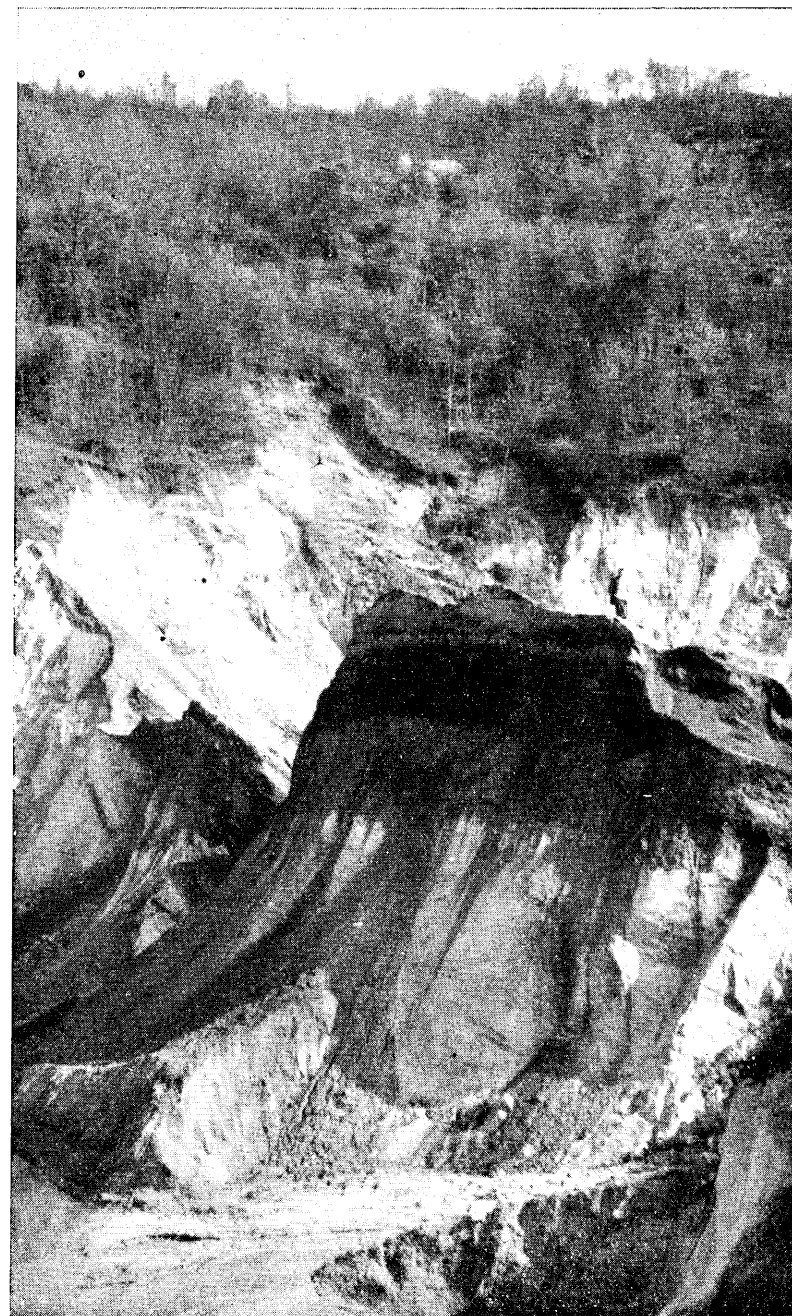


Fig. 1 - La Dolina di San Rocco.

La dolina di San Rocco presenta un diametro di circa 300 m ed è la più importante per la natura dei suoi depositi. S'apre alla sommità di uno spartiacque. La scoperta del suo riempimento di sabbie silicee fu dovuta a G. PERIN nel 1947. Successivamente fu iniziato lo sfruttamento industriale e ciò ha permesso di conoscere la natura dei suoi depositi.

La parte superiore alla superficie del riempimento presenta una forma a ciotola, la parte inferiore, svuotata, ha pareti verticali. Il riempimento, nella parte nota finora, consta di un potente banco di sottili sabbie silicee prevalentemente bianche sino a cenere chiaro o giallo pallido con minima alterazione degli elementi dello scheletro e con granuli prevalentemente silicei arrotondati di evidente deposito eolico e non fluviale come aveva supposto PERIN alla scoperta. Vi sono intercalate lenti di lignite che poggiano su un banco di materiale siliceo più compatto e leggermente argilloso, tipo caolinico, ricoperto da altre sabbie più grossolane variopinte e generalmente a tinta più accentuata giallo-rossastra. Nelle sabbie si nota la presenza di paleosuoli a carattere lateritico e la assoluta mancanza di miche e di altri silicati alterabili.

Una faglia attraversa a metà il riempimento e la parte a Nord presenta dei fenomeni di ripiegamento che sembrano documentare un notevole riassorbimento dei sedimenti da parte delle cavità carsiche del fondo.

La dolina delle Scudellette s'apre alla sommità del rilievo che separa la valle omonima dalla piana di Pozzolo ed è stata rilevata recentemente in seguito allo sfruttamento industriale. Anche qui si nota un riempimento siliceo con intercalate ligniti. Qui la massa, con ogni probabilità, ha subito notevoli movimenti di faglia e ripiegamenti con fenomeni di taglio e scorrimento di veri e propri cunei sedimentari.

Pure la cavità di San Giovanni in Monte s'apre alla sommità di uno spartiacque sopra la valletta delle Scudellette, di fronte alla dolina precedente. Si presenta come una piccola cavità a pareti verticali riempita di sabbie silicee, forse elaborate da cicli posteriori.

La piana di Pozzolo, lunga ora circa 4 Km., sembra possa trattarsi di una paleovalle sottoescavata in profonde doline riempite di sabbie eoliche e rielaborata da idrografie posteriori. È orientata circa NW-SE e termina troncata a SE sulla pianura sottostante con una morfologia semi-circolare, probabile residuo di morfologia ereditata doliniforme. Nella sua parte superiore, lungo la strada che da Toara sale al Pozzolo, si notano vaste placche di arenarie colorate, forse residui del vecchio riempimento.

Questi sono gli elementi morfologici più importanti e più sicuri noti sinora.

Non abbiamo, per il momento, elementi sicuri per poter affermare a quale fase del terziario possa appartenere questo carsismo.

Alcune analisi polliniche fatte dalla dott.ssa M. V. DURANTE PASA nelle ligniti di San Rocco hanno confermato la presenza di spore e di granuli pollinici riferibili a monocotiledoni non ancora determinate, ma di tipo terziario superiore (Palme).

Forse esiste uno stretto legame con i depositi silicei posti sotto i livelli fossiliferi del Miocene (Aquitano) di Valmanara, l'unico esistente nei Colli Berici, e posto nell'estrema zona settentrionale del rilievo collinare.

Qui infatti si nota, sopra a calcari oligocenici, un banco spesso alcuni metri, di sabbia silicea sciolta e sprovvista di fossili, intercalato tra due livelli assai cementati. Superiormente si trovano le arenarie a Scutelle del Miocene. La sabbia sciolta presenta evidente stratificazione incrociata a tinte variabili tra toni gialli e ceneri chiari, sottili livelli caolinici e grana sottile ed omogenea su tutto il banco: caratteri di un probabile ambiente eolico continentale.

In base a questi elementi si verrebbe a supporre un probabile parallelismo tra le sabbie eoliche delle doline e le sabbie sciolte sotto i livelli arenacei miocenici a Scutelle. Parallelismo da controllare in futuro in base a dati paleontologici e geologici.

A questi elementi di un antico carsismo berico sembrano succedere le morfologie più recenti direttamente osservabili sulla superficie attuale dei colli. Così tra lo spartiacque della dolina delle Scudellette e quello della cavità di San Giovanni in Monte confluiscono tre valli a caratteri nettamente senili in parte sventrate dall'erosione risaliente della valle delle Scudellette. L'erosione ha messo in evidenza un complesso di pozzi assorbenti, testimoni di una fase a polje.

In base a dati paleontologici e morfologici inediti possiamo dire che l'ultima fase erosiva di sventramento è riferibile, forse, alla fase iniziale rissiana approfondita in più antiche erosioni vallive riportabili all'interglaciale precedente. Le morfologie del polje sarebbero perciò riportabili, come minimo, ad un ciclo precedente di acque a grande potere dinamico solvente e, l'impostazione delle valli, a cicli più antichi. D'altronde tra il carsismo quaternario delle valli attuali e quello della dolina di Scudellette e della cavità di S. Giovanni in Monte si pongono le sedimentazioni mioceniche a scutelle di Valmanara.



## Particolare ambiente minerogenetico in una grotta delle argille scagliose emiliane

### Résumé

Il s'agit d'une grotte d'origine peu commune, puisqu'elle est complètement creusée dans l'argile. Ses conditions de température et d'humidité permettent la formation et conservation, pendant toute l'année, d'un mineral extrêmement délicat: la mirabilite.

L'11 febbraio 1957, durante una spedizione ai gessi di Figno (Scandiano) alcuni componenti del Gruppo Speleologico Emiliano scorgevano nelle « Argille Scagliose », che nella zona si addossano ai gessi, l'ingresso di una cavità (1). L'esplorazione ha mostrato trattarsi di un cunicolo della lunghezza di m. 17,20, munito di due ingressi: uno all'estremità inferiore, più largo, l'altro all'estremità superiore, più stretto, posto a quota cinque metri più elevata. L'ingresso superiore funge da inghiottitoio, quello inferiore da risorgente (fig. 1). Tutta la grotta è agevolmente transitabile, raggiungendo una larghezza massima di m. 2,90 e un'altezza massima di m. 2,20 e non restando mai al disotto rispettivamente di m. 0,65 e m. 060.

Il terreno in cui si apre è un'argilla caotica, varicolore, abbastanza ricca di blocchi e frammenti di arenaria, calcare più o meno marnoso, breccia ofiolitica. Numerosi i ciottoli ferro-manganesiferi, ricoperti da una patina nero violacea. Queste argille scendono dal colle di Mattaiano, che, alla sua sommità, cela, sotto una coltre detritica, un'ossatura calcarea. Il terreno affiorante è però sempre di natura argillosa, per lo più coperto da bosco ceduo, generalmente degradato, o da stentate coltivazioni erbacee. Il fianco SE dà luogo a una tipica formazione a calanchi. È appunto qui che si trova la grotta a q. 250 s.m. Le sue coordinate sono 1°48'31"1/2 di longitudine e 44°34'57" di latitudine (2). È a metà di un vallone, tra

(\*) Gruppo Speleologico Emiliano, Modena.  
I dati biologici sono di C. MOSCARDINI e U. PARENTI.

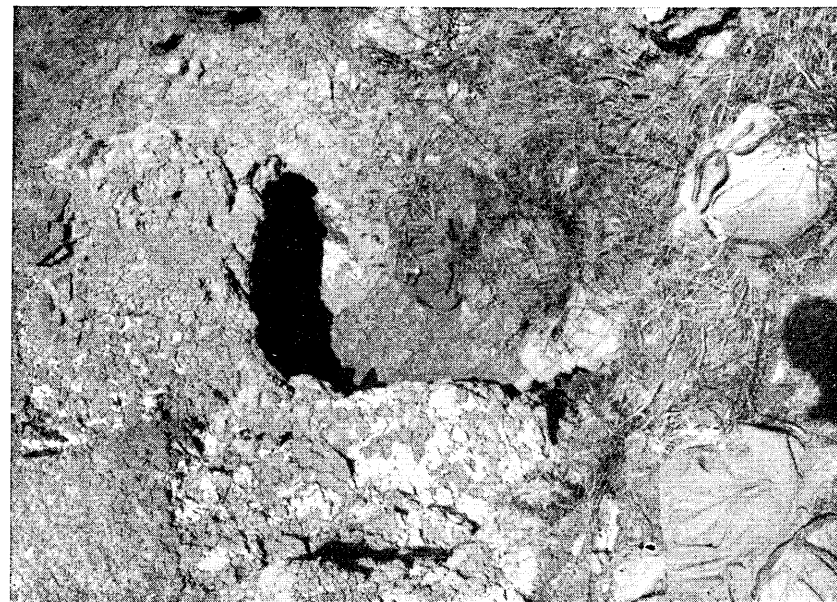


Fig. 1 - Ingresso inferiore alla «Grotta delle argille».

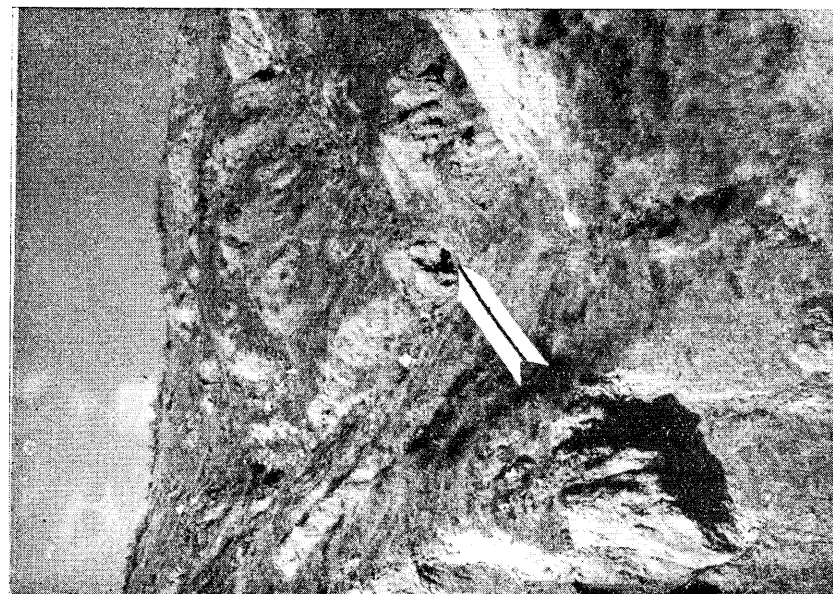


Fig. 2 - La posizione della grotta nella squallida distesa di « argille scagliose ».

due creste di calanchi (fig. 2). La sua genesi, per quanto insolita, è sufficientemente chiara: il dilavamento delle acque di precipitazione strappa dalle superfici nude dei calanchi argillosi molto materiale, che scende nei canali e normalmente viene portato a valle, dove rappresenta materiale fortemente alluvionante. Qualche volta, specialmente se in sospensione particolarmente densa, questa argilla si accumula al fondo del canale e costituisce un ostacolo per lo scolo delle acque, che scorrono al fondo di esso; acque che possono mantenere il passaggio nel vecchio piano di scorrimento, facendosi strada al disotto della massa argilloso-detritica accumulata sul suo percorso. La facile ablazione può portare il cunicolo sotterraneo alle dimensioni di una vera e propria grotta; la plastica consistenza delle argille impedisce un crollo immediato; il disseccamento dà alla nuova cavità la possibilità di resistere a lungo. Fenomeni di questo tipo, in formato più ridotto, sono comuni sia nella stessa massa di argille dove è stata trovata la grotta, sia nelle altre formazioni a calanchi delle Argille Scagliose. Ne abbiamo osservate nella valle del Guero e nella valle del Panaro; si tratta a volte di relitti di cavità, sotto forma di ponti naturali (fig. 3).

Quanto potrà durare una cavità nelle argille? Certamente non molti anni; ed è già tanto poter parlare di anni, data la proprietà della roccia argillosa di venire addirittura spappolata dall'acqua. Per tale ragione non abbiamo catastato la grotta delle argille di Figno e la teniamo sorvegliata per seguirne l'evoluzione.

Quando la trovammo l'11 febbraio del 1957 non era appena formata: l'acqua aveva avuto modo di modellare l'interno della grotta e crolli dal soffitto avevano determinato la formazione di un piano di scorrimento al disotto del pavimento della parte terminale. Una visita, eseguita il 25 aprile 1957, ci aveva mostrato che le piogge primaverili non avevano ancora intaccato seriamente la cavità; si notava solo un distacco nell'ingresso inferiore. Il 23 agosto 1957 trovammo l'ingresso crollato per la lunghezza di circa m. 1,50; buona parte del materiale di crollo era stato dilavato. Il 9 agosto 1958 la grotta esisteva ancora, modificata solo nel suo profilo interno (fig. 4).

La grotta delle argille non è risultata azoica, anche se abitata esclusivamente da ospiti occasionali. Sono state raccolte le seguenti specie di lepidotteri, soliti a trovare rifugio nelle cavità:

*Apopectes spectrum* Esp. — particolarmente abbondante.

*Inachis io* L.

*Orneodes hexadactyla* L.

La caratteristica principale della grotta è data però dall'abbondanza di efflorescenze, costituite da aggregati di aghetti bianchi a lucentezza sericea. Quando visitammo la cavità la prima volta, essa era piena di tali mineralizzazioni; la seconda volta invece le efflorescenze aghiformi erano state sostituite ai due ingressi da polvere biancastra opaca. Nell'agosto il minerale lucente era limitato alla parte più interna della grotta, a m. 7

dall'ingresso. Esami eseguiti nell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena, hanno indicato trattarsi di *Mirabilite*: un solfato sodico decaidrato, appartenente alla classe prismatico del sistema monoclinico.

Questo minerale è stato così battezzato da Glauber, che lo aveva ottenuto sinteticamente nel 1658 (3), per le sue strane proprietà. I Tedeschi invece, dal nome dello scopritore, lo chiamano *Glaubersalz*. Esso è indicato per molte località dove esistono laghi o steppe salate o in esalazioni vulcaniche; per l'Italia è segnalato al Vesuvio e a Montedoro (Girgenti). Non era noto invece per l'Appennino Emiliano.

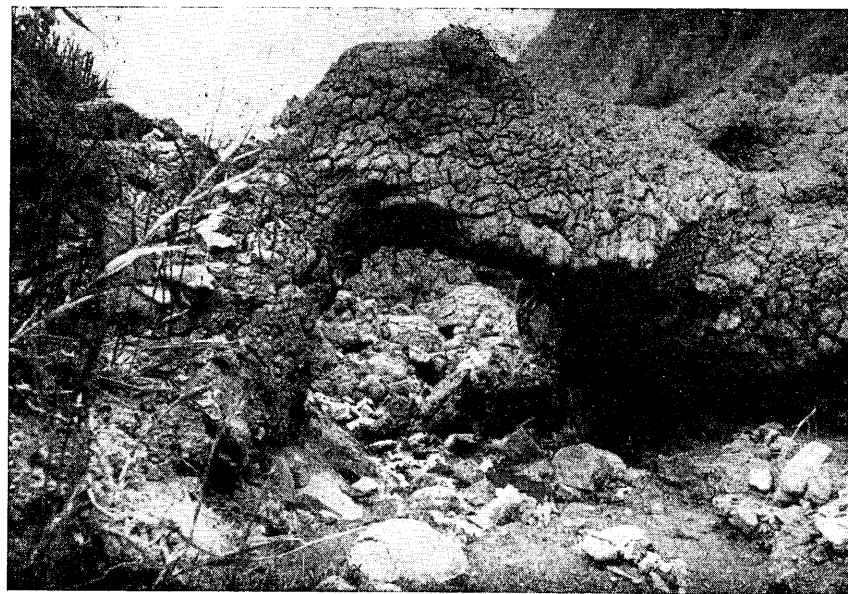


Fig. 3 - Ponte naturale di argilla ad alcune centinaia di metri a valle della grotta.

Quasi dovunque, e in particolare alle nostre latitudini, è caratteristico della stagione invernale, perché, a una temperatura comunemente indicata sui 32° si trasforma in *Tenardite*: un solfato di sodio anidro, appartenente al sistema rombico. Si tratta quindi di un minerale stagionale (4). Infatti quando, in febbraio, visitammo per la prima volta la grotta, non solo essa era tappezzata da *Mirabilite*, ma lo stesso minerale incrostava qua e là le argille all'esterno; però solo nelle posizioni al riparo dal dilavamento, data la forte solubilità della sostanza. Nella grotta, riparata dalle piogge, la *Mirabilite* formatasi da trasudamento delle argille, era abbondantissima. Il

sole primaverile era stato sufficiente a trasformare tutta la Mirabilite esterna e quella in vicinanza dell'ingresso: la polvere biancastra, opaca, era Tenardite, da essa derivata. In agosto, anche nell'interno della grotta, la temperatura aveva superato quella di trasformazione, tranne, evidentemente, nella parte centrale. Misure termometriche eseguite il 23 agosto 1957 non avevano dato le indicazioni volute, perché, proprio in quel giorno, la temperatura esterna si era bruscamente abbassata; anche le condizioni di umidità erano, per il periodo estivo, anomale, in quanto cadeva una leggera pioggia. In tali condizioni la grotta aveva conservato una temperatura più elevata dell'esterno e anche l'umidità aveva perduto il solito rilevante divario. I dati erano i seguenti:

GIORNO	ORA	LUOGO	CIELO	TEMPERATURA	UMIDITÀ
23-8-57	16	esterno	coperto	20°3 C	76%
23-8-57	16	ingresso	coperto	20°4 C	77%
23-8-57	16	interno	coperto	20°6 C	85%

La temperatura del terreno contro la Mirabilite era di 18°8 C.

Più significative le misure eseguite un anno dopo:

GIORNO	ORA	LUOGO	CIELO	TEMPERATURA	UMIDITÀ
9-8-58	16	esterno	sereno	29°4 C	37%
9-8-58	16	a m. 2 dall'ingr.	sereno	21° C	54% vi è solo tenardite
9-8-58	16	a m. 4 dal- l'ingresso	sereno	21° C	67% vi è mirabilite mista a tenardite
9-8-58	16	interno	sereno	22°8 C	67% vi è mirabilite

Dai dati sopra esposti si può pensare che la trasformazione avvenga a temperatura anche più bassa di 32°, dato che le misure erano state eseguite dopo un lungo periodo di intensa calura, considerando che nelle parti della grotta soggette a tenarditizzazione la mancanza d'insolazione rende difficile pensare a temperature superiori ai 32°.

È quindi assai probabile che in tale processo di trasformazione abbiano notevole importanza altri fattori, tra cui certamente la tensione di vapore.

La grotta delle argille compie dunque la funzione di rendere permanente un minerale che altrimenti è da considerarsi da noi esistente solo nella stagione fredda e in modeste concentrazioni. A questa conservazione concorrono:

- 1) la protezione dalle precipitazioni;
- 2) il riparo dall'insolazione diretta, che porta a valori di temperatura ben più alti di quelli registrati col termometro a fionda;

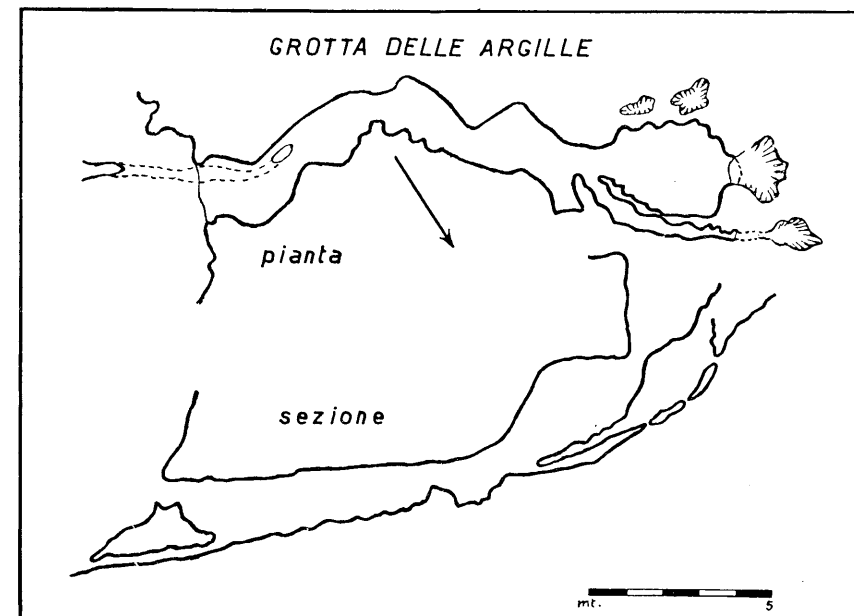


Fig. 4 - Pianta e sezione della «Grotta delle argille». Rilevamento del 9 agosto 1958.

- 3) l'escursione termica, che ha variazioni giornaliere trascurabili e stagionali ridotte, rispetto all'esterno;
- 4) l'umidità relativa, che presenta sempre, all'interno della grotta, valori elevati, mantenendo le pareti della zona interna in stato di costante umidità.

Modena, settembre 1958.

### Bibliografia

- (1) *Com. Scient. F. Malavolti, Gruppo Speleol. Emiliano. Notiziario Modena*, 1958.
- (2) Tav. 86, IV, SE (Viano) dell'I. G. M.
- (3) GLAUBER, *Tractatus de natura salium*, 1658.
- (4) DANA, *System of Mineralogy*. 7 ed., v. II. New York, 1951.

## Ultime scoperte speleologiche in Sardegna

### Résumé

On expose le résultat d'une expédition géophysique et spéléologique dans la petite île de Tavolara (Olbia).

Dans une quinzaine de jours ont été explorées une bonne douzaine de grottes et de gouffres, parmi lesquels les plus importants sont: la grotte « du Pape » avec entrée de la mer et une autre nommée « des fleurs d'orange ». Les deux peuvent être aménagées pour l'utilisation touristique.

Dans une troisième grotte on a découvert des restes archéologiques attribués au pré-néolithique.

L'étude géologique de l'île a amené à des conclusions très intéressantes sur l'hydrologie.

Autre expédition a été effectuée dans la Sardaigne sud-orientale, avec exploration d'un gouffre parfaitement verticale de 270 m. de profondeur. Davantage on a effectué quelque aménagement touristique dans la grotte de « Su Marmori », et dans le voisinage on a découvert une autre grotte très belle et très intéressante, nommée simplement « grotte neuve ».

Non è di tutti i giorni che un Gruppo Speleologico viene invitato allo studio ed alla valorizzazione turistica di una zona in cui, oltre alle grotte, ci sono altre risorse naturali da mettere in rilievo.

Vengo perciò ad esporre una nostra campagna speleologica di oltre 15 giorni nell'isola di Tavolara, anche per chiedere ai colleghi più esperti di me in questo campo il consiglio sulla migliore utilizzazione.

Insieme farò cenno degli ultimi lavori speleologici in altre parti della Sardegna che presentano particolare interesse, come potrete vedere dalle immagini a colori che vi proietterò.

### I. CAMPAGNA NELL'ISOLA DI TAVOLARA

#### a) Dati geografici e descrittivi per lo studio idrologico.

Tavolara è uno scoglio ad oriente di Olbia, proprio all'uscita del canale che è attraversato dalla nave per Civitavecchia.

(\*) Gruppo Speleologico « Pio XI » — Osservatorio Geofisico di Cuglieri (Nuoro).

Chi è arrivato qualche volta in Sardegna, via mare, ha certo negli occhi la visione dell'isoletta montuosa, quasi sentinella e baluardo avanzato della Sardegna, con i suoi bastioni di roccia calcarea che dal mare salgono quasi dritti a 600 metri.

Però non è proprio uno scoglietto qualunque, perchè misura circa 7 Km di lunghezza per uno di larghezza, e si eleva in molti tratti quasi a picco con una lunga cresta, che si dipana in varie cime tutte sopra i 500 metri.

La sua orientazione in lunghezza è press'a poco da Sud-Est a Nord-Ovest.

Dal lato Sud-orientale la roccia a picco sul mare continua per chilometri, e passarci vicino con una barca è come percorrere il fossato di una ciclopica fortezza, con l'impressione paurosa di rimaner sepolti sotto qualcuno di quei bastioni altissimi incombenti.

Alle due estremità — rispettivamente Spalmatore di Terra e Spalmatore di Fuori, o Coda di Terra e Coda di Fuori, per la posizione che occupano verso la Sardegna o verso il mare aperto — le rocce degradano in pendii, un tempo boschivi, e si hanno dei tratti di piano e delle cale sabbiose con ottimi approdi (come potete vedere dalle diapositive).

Il punto più comodo d'approdo è a Coda di Terra, dove sorge la Casa Reale, con tanto di stemma sulla facciata, di Re Paolo I.

Di fatti Tavolara fu un regno e, nel Museo di Buckingham Palace, a Londra, nel salone dove sono riuniti i ritratti di tutti i regnanti della terra, esiste — racchiusa in una cornice d'oro — una vecchia fotografia della famiglia di Re Bertoleoni con la scritta: « il più piccolo regno del mondo ».

Sarebbe interessante, ma fuor di luogo, esporvi l'origine e le vicende di questo regno. Comunque oggi i discendenti di Re Bertoleoni sono dispersi, anche se con qualche velleità di rivendicazione presso lo Stato italiano, e la bella isola è proprietà privata della famiglia Marzano di Roma.

Come eccezione quasi unica, assieme al Capo Figari, Tavolara è costituita da rocce calcaree in mezzo alla totalmente granitica Gallura. Per questo, sin dal tempo dei Romani, si cavava la pietra da calce in gran quantità, ed ancora oggi i barconi di Olbia fanno la spola carichi di pietrame.

Anzi, sino a pochi anni or sono, c'erano a Tavolara diversi forni a calce ottimamente attrezzati; ed hanno avuto l'effetto di distruggere tutto il bosco. Oggi sono stati soppiantati dai moderni forni elettrici ad Olbia e Golfo Aranci, e non è un gran male se, con questo, potrà ricrescere la vegetazione.

Questo l'aspetto, diremo così, utilitario del calcare tavolarese.

Geologicamente è calcare del Giurese medio e superiore, con pochi metri di Cretaceo sulla cima.

Come speleologi e come geofisici tentiamo uno studio geologico più approfondito, specialmente per l'idrologia. Risulta così che l'isola calcarea è tale solo nella sua parte emersa e poggia su una base di granito, sommersa in massima parte nel mare. Tale base però non è uniforme come

un tavolato, ma è come una specie di cuna: nella parte di Coda di terra esiste un mammellone di granito che si alza qualche centinaio di metri, ricade subito e va sotto il livello del mare di 30-40 m per oltre quattro Km, per riaffiorare di nuovo, come un tavolato di qualche metro di altezza, dalla parte di Coda di fuori.

Il granito quindi, per massima parte invisibile, ma rivelato dai nostri strumenti, presenta quasi la sezione di una gondola o - se più vi piace - di una immensa schiena di dromedario che emerge solo con l'estremità delle due gobbe, mentre il resto si trova sott'acqua. Sul granito poggia ed emerge dal mare uno strato di calcare che va dai 300 ai 600 m e più di spessore.

Da questa conformazione geologica deriva la povertà d'acqua di Tavolara, perché la maggior parte del bacino d'invaso dal punto di vista idrologico, cioè tutto il corpo centrale dell'isola, porta l'acqua a raccogliersi in questa specie di infossamento o catino di granito che si trova sotto il livello del mare: quindi praticamente inutilizzabile.

Solo in corrispondenza delle due gobbe di granito si ha la possibilità di piccole falde acquifere, meno ad oriente ed un po' di più ad occidente, in dipendenza dell'inclinazione degli strati.

Difatti, con l'ausilio dei nostri apparecchi, abbiamo potuto indicare con precisione i punti ove trovare un po' d'acqua.

*b) Scoperta ed esplorazione di una dozzina di grotte.*

Data la disposizione stratigrafica accennata si intuisce che non ci possono essere fenomeni carsici eccezionali, ma buone possibilità di grotte di piccola e media grandezza.

Gli speleologi, specialmente i più giovani, vengono sguinzagliati per mare e per terra all'esplorazione di tutte le cavità naturali dell'isola. Vengono così fuori due magnifiche grotte sfruttabili turisticamente ed una decina di grotte minori, alcune delle quali non disprezzabili. La maggior parte di esse si apre sulla roccia a picco sul mare ed è difficile l'accesso perché, per lo più, si trova a 5 - 10 m d'altezza ed anche più sulla parete nuda sul mare, scalabile solo da rocciatori provetti.

Scopriamo ed esploriamo così diverse cavità a « La resta dei fichidindi », a « Lu magronaggiu », alla « Fontana di fuori », al « Carabottino », alla « Resta d'angeli ». Questi sono i toponimi dati dai pescatori alle varie zone rocciose e alle cavità visibili dal mare; nessun però ci si era mai avventurato perché, come potete vedere, si trovano in falesie di difficile accesso per arrampicata diretta dal mare.

Inoltre esploriamo due pozzi in cresta, di poco più di 40 m ed un altro pozzo alla Punta della Mandria. Ancora direttamente dal mare, per mezzo di sommozzatori, una grotta sottomarina rifugio di foche monachine.

In genere son tutte grotte che non superano i cento m di sviluppo ma sono interessanti sotto l'uno o l'altro degli aspetti di cui la speleologia

s'interessa e ci offrono discreta messe di reperti. E' chiaro che non è questo il posto per minute descrizioni ed informazioni.

Menzione particolare meritano però due grotte, di cui vi mostro interessanti immagini: la « Grotta del Papa » e quella « dei Fiori d'arancio ».

LA GROTTA DEL PAPA, dal nome del monolito di roccia sul mare, a meno di 100 m di distanza, era conosciuta nell'imboccatura, ma esplorata ora compiutamente per la prima volta.

L'ingresso è veramente maestoso ed è incorniciato, nelle vicinanze, da rare bellezze naturali: un arco trionfale di roccia che ha una luce di oltre 100 m e più di 150 m di freccia, ed un belvedere costituito dall'edificio del vecchio faro, che si erge sulla roccia a picco sul mare per oltre 200 m.

Le barche si possono ancorare, con tempo buono s'intende, dentro il piccolo riparo costituito dal vestibolo della grotta, ma poi si sale subito di alcuni metri e per un largo passaggio si arriva ad un grande salone press'a poco circolare di oltre 50 m di diametro a cui può giungere qualsiasi turista.

Questa grande sala è stata battezzata « sala dei cormorani » perché troviamo alcuni nidi di questi volatili nei buchi della roccia e catturiamo qualche giovane esemplare con piume morbidissime. Questi uccelli, formidabili pescatori, che tante volte vediamo passare vicini alle nostre barche al mattino ed alla sera in gruppi, mentre seguono dalla superficie i movimenti dei pesci, nidificano nelle rocce, anche all'aperto, e depongono ciascuno un solo uovo, simile alle uova di gallina per dimensioni e per gusto, tanto che qualche volta si vendono al mercato. Ed è capitato a qualche massaia che aveva acquistato uova per la chiocchia, di veder sgusciare aggressivi pulcini di mare invece di pollastri e gallinelle domestiche.

Allargando un buco con la piccozza scopriamo presto altre due sale con interessante sorgente d'acqua dolce; e più sotto altri tre ambienti dalla planimetria complicata, pieni di guano e di nidi di cormorani.

Da un altro lato troviamo una gallerietta bassa e stretta, allagata dall'acqua per una profondità di 30 - 40 m che, dopo un percorso di una dozzina di metri, conduce ad altre concamerazioni, con grossi banchi di argilla ed enormi stalattiti rosse.

Si arriva infine ad un lago terminale d'acqua dolce, attorno al quale troviamo curiose stalattiti sagomate a scodella slabbrata, come dei portacenere di terracotta.

In tre punti diversi affiorano resti di età romana: anfore, lucerne, cocci vari: vi compiremo scavi sistematici.

LA GROTTA DEI FIORI D'ARANCIO, così da noi denominata per il colore delle sue concrezioni, è invece di difficile reperimento. Solo un pastore conosceva questo buco, trovato per caso cercando una capra smar-



rita, e lo indicò perché facessimo scendere anche lui con le nostre attrezzature.

Si apre con una nera bocca maestosa che scende a pozzo per 25 m. su un vasto pianerottolo: di qui si può scendere un'altra ventina di metri, anche senza scala, per un caos di blocchi che testimoniano un antico crollo di proporzioni apocalittiche. Le concrezioni sono bellissime, ed in alcune rocce crollate hanno diverse direzioni e colorazioni, così da permettere lo studio della loro crescita, in relazione all'ambiente esterno, e l'età in cui è avvenuto il crollo.

In una depressione del fondo roccioso troviamo un potente deposito di guano in cui si affonda oltre le caviglie, e di cui riempiamo i sacchetti per raccogliervi poi con calma gli insetti di cui pullula.

Altra cosa che attira presto la nostra attenzione è un cimitero o meglio un ossario di uccelli e di roditori di specie diverse e non potute determinare sul posto. Qualcuna delle specie risulta poi estinta nell'isola.

Fra gli altri materiali di studio raccogliamo insetti sconosciuti, che sono allo studio presso il biologo Prof. GUARESCHI.

#### c) *Reperti paleontologici.*

Alla punta della Mandria c'è un riparo sotto roccia che si è dimostrato interessante per gli scavi compiuti dal nostro paleontologo Prof. Carlo Maxia, in quanto è stato individuato un così detto « focolare » di uomini preistorici: ceneri, resti carbonizzati, avanzi di pasti, ossa dello scomparso *Megostalmus*, conchiglie, selci... che sono state attribuite, per ora genericamente, al preneolitico.

Importante perché la prima volta che si ritrova in Sardegna.

Altri reperti interessanti si sono avuti in un saggio di scavo nella suaccennata Grotta del Papa dove, oltre al materiale di età romana, è stata trovata una fibula ad arco di rame, delle selci lavorate ecc.

Di questo vi informerà a parte lo stesso Prof. MAXIA.

#### d) *Progetto di valorizzazione.*

Come potete vedere dalle diapositive non è cosa comune il paesaggio di sogno che offre l'isola e quindi la possibilità di un lancio turistico in grande stile, con adatti lavori di ricettività.

A conclusione della nostra campagna, cui abbiamo accennato per sommi capi, abbiamo collaborato alla redazione del progetto per la utilizzazione turistica dell'isoletta, per cui si prevede una strada panoramica di 5 Km, seggiovia con dislivello di 550 m, ascensore per la grotta del Papa, illuminazione artistica, vetrine archeologiche, ecc. Per questo rinnovo la mia richiesta di suggerimenti ai colleghi che avessero idee nuove o esperienze in materia.

## II. CAMPAGNA DELL'OGLIASTRA (*Sardegna Sud-Orientale*)

### a) *Voragine di Golgo: 270 m di verticale*

Golgo è una voragine conosciuta anche nelle carte topografiche col nome di Cratere Vecchio, perché si apre su una lingua basaltica di pochi chilometri quadrati isolata completamente in una distesa enorme di calcare mesozoico. Era nostro compito accertare lo spessore di questa lingua basaltica (lunga oltre 3 Km. e larga dai 100 ai 600 m) e studiare la genesi della voragine.

L'esplorazione si presentò abbastanza dura, anche perché erano stati previsti da un precedente scandaglio solo 180 m di profondità, che invece diventarono 270, e si dovettero affrontare con scarsità di materiali, non essendo possibili rapidi collegamenti in quella zona isolata che distava circa 3 ore di mulattiera dal paese più vicino. Così ci si avventurò a calarsi per gli ultimi 50 m appesi alla sola corda di sicurezza, che però era una bella corda di 35 mm.

La voragine si presenta come una grande dolina ad imbuto ellissoidale con diametri di 50 e 70 m, profonda una trentina di metri. In fondo a questo imbuto si apre l'inghiottitoio che sprofonda perfettamente verticale per ben 240 metri raggiungendo così complessivamente la rispettabile profondità di 270 metri. La sezione del pozzo propriamente detto ha una forma subellittica di 18x10 m sezione che si mantiene quasi costante sino al fondo.

Il fondo si presenta con un cono di deiezione che si eleva al centro per un paio di metri, formato di materiale caduto dall'alto, che ostruisce diversi inghiottitoi impraticabili, che smaltiscono l'acqua della valle.

Dopo i primi 30 metri di colata basaltica il baratro è scavato nel calcare, e rientra perfettamente nelle voragini carsiche, presentando il classico schema mauciano di pozzo inverso.

### b) *Lavori nella grotta di « Su Marmori » presso Ulassai*

Questa grotta, visitata già dal BERTARELLI e da lui descritta nella Guida d'Italia del T.C.I. vecchia edizione, è un magnifico antro che si sviluppa per circa un Km di ottima galleria con volta altissima, in qualche punto oltre i 40 metri.

In questi ultimi mesi si è ultimata la ricognizione di qualche diramazione secondaria, e si è attrezzata la grotta per il pubblico con la costruzione di circa 2 Km di strada carrozzabile da Ulassai e, nell'interno, passerelle, protezioni, gradinate ecc.

c) *Altre nuove grotte nell'Ogliastra*

In occasione dei lavori precedentemente citati alla grotta di « su Màrmori » sono state esplorate altre quattro grotte di recente ritrovamento nella stessa zona. Le più promettenti sono: quella semplicemente detta « la grotta nuova », e quella di Taquisara, dal vicino villaggio omonimo. Di quest'ultima non è stata completata l'esplorazione per mancanza di materiali.

Costituiscono buone rivelazioni sotto diversi aspetti.

Per finire rinnovo a tutti i colleghi speleologi che ne hanno la possibilità l'invito a venire in Sardegna, dove pochissimi sinora ci occupiamo di grotte, e molto c'è da fare per tutti.

## Campagna speleologica nelle Murge di Minervino (Puglia - Agosto 1958)

### Résumé

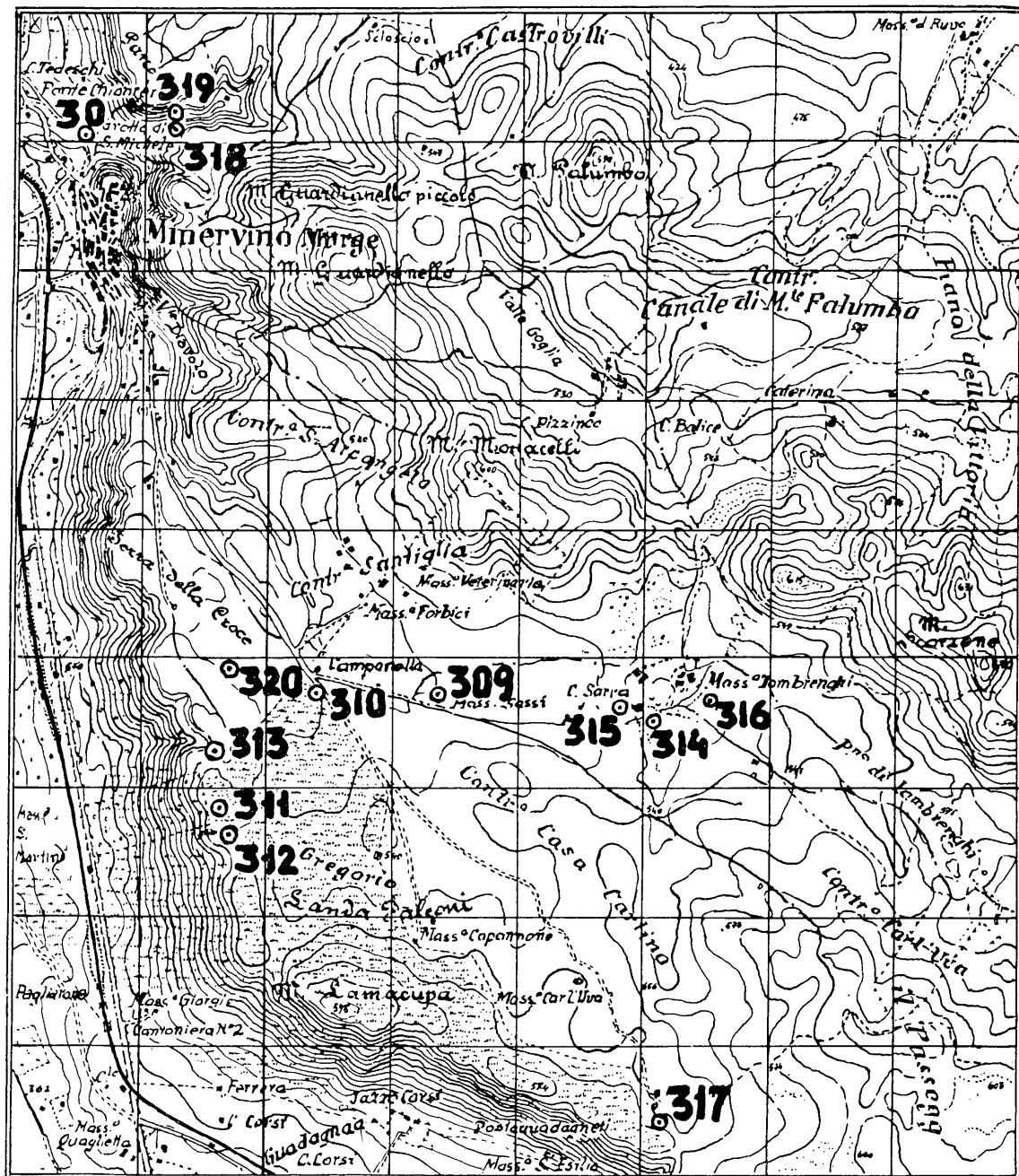
L'Auteur réfère sur les résultats d'une suite de recherches dans la zone des Alte Murge de la Pouille (Italie du sud). Après avoir décrit les phénomènes karstiques de cette zone (alentours de Minervino Murge), il cite les données de 13 gouffres récemment explorés.

Nella primavera del 1958, in vista dell'imminente II Congresso Internazionale di Speleologia, il prof. Gortani, Direttore dell'Istituto Italiano di Speleologia, mi propose di effettuare una campagna di esplorazioni speleologiche nell'Italia meridionale, suggerendo quale zona più adatta il territorio carsico delle Alte Murge. A questo scopo la Sezione Geo-speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali riceveva, dall'Istituto stesso, un contributo finanziario — per il quale rinnovo qui il nostro ringraziamento. Nel preparare la campagna, presi contatto con il prof. Franco Anelli, Direttore delle Grotte di Castellana, il quale, molto gentilmente mi fornì tutte le indicazioni preliminari. D'accordo col prof. Anelli, fu scelta quale zona di operazioni, la regione delle Murge di Minervino, dove, in base a ricognizioni dello stesso prof. Anelli e del prof. Parenzan, si conosceva l'esistenza di numerose voragini verticali, di considerevole profondità. In particolare mi fu fornito un elenco di cavità, tutte inesplorate, di cui era nota l'esistenza e l'approssimativa posizione, ma che non erano ancora incluse nel catasto delle grotte italiane, per insufficienza di dati.

La campagna ebbe il suo svolgimento nei giorni 2-7 agosto 1958. Non fu possibile dedicare alle ricerche un tempo più lungo, in quanto la Sezione si trovava impegnata, nell'estate 1958 con altre importanti ricerche (« Operazione Ojo Guareña », Burgos Spagna; e spedizione all'Antro di Corchia, Alpi Apuane). Parteciparono alla spedizione cinque uomini della Soc. Adria-

(1) Società Adriatica di Scienze Naturali — Trieste.





Tav. I.

tica di Scienze Naturali : Mario Gazzin, Giorgio Ercolani, Berto Sonzio, Renato Filippi e lo scrivente, e vi furono inoltre invitati Gennaro d'Ercole e Franco La Fratta del « Gruppo Speleologico S. Giusto ».

Oltre al contributo dell'Istituto Italiano di Speleologia, la spedizione ebbe anche l'appoggio delle autorità militari, con la concessione di un automezzo e di materiali da campeggio.

Le prime esplorazioni si svolsero nelle Grotte di Castellana, in un angusto cunicolo laterale, scoperto e parzialmente esplorato recentemente dal prof. Anelli. Il cunicolo si stacca dalla parete destra della « Sala della Cupola », e dopo un percorso di una trentina di metri, molto angusti e tortuosi, immette in un sistema di tre pozzi verticali terminanti a fondo cieco. Il dislivello complessivo è di 55 metri. Il rilevamento è stato eseguito da Gazzin ed Ercolani.

Minervino Murge è una grossa borgata, sita intorno a quota 450 (ab. 20.700), sul ciglio di un ripido pendio che borda a destra l'ampia valle spianata del fiume Locone, affluente di destra dell'Ofanto.

Il Thalweg del Locone giace ora intorno a quota 200. Il fiume vi snoda alcuni modesti meandri, ma giace incassato fra due ampi gradini di terrazzamento, l'uno situato intorno a quota 300-330, l'altro intorno a quota 500. Tracce di un'altra, più vecchia, superficie sono riconoscibili in rilievi arrotondati che culminano nel Monte Scozzone (m. 670).

Nella campagna di ricerche, oggetto del presente lavoro, fu preso in considerazione il secondo terrazzo. Esso rappresenta in realtà, più che un semplice gradino, una vasta superficie di spianamento che, con lievi ondulazioni si estende largamente, con uniforme morfologia, a formare l'ossatura del pianoro delle Alte Murge. La zona presa in esame si limita ad una ristretta fascia (circa 40 kmq) situata a Sud-Est dell'abitato di Minervino. Essa si presenta come una conca allungata da SE a NO, con morbide modellazioni, che si eleva a chiudersi fra due serie di rilievi collinosi. La prima, sul versante SO, culmina col M. Lamacupa (m. 595), e si inarca poi, subito al di là dello spartiacque per scendere verso il primo terrazzo. A NE l'altra serie di rilievi, più marcata, presenta i monti Guardianello (m. 610), Monacelli (m. 620), quota 615 senza nome, e Monte Scozzone (m. 670). Risulta evidente che questa conca rappresenta un relitto di morfologia fluviale, cioè una tipica valle disseccata. In particolare vi si riconosce la confluenza di due solchi fossili, pressoché paralleli, separati da un modesto rilievo collinare (Contrada Casa Carlino). I due solchi sono diretti da SE a NO. Dopo la loro confluenza, non lungi dall'abitato di Minervino, il solco si affossa quasi bruscamente, dando origine ad una scoscesa incassatura a V, il cui fondo perde rapidamente quota e si snoda in curvature meandriiformi. Questo vallone, che borda ad Est l'abitato, sbocca in un altro canale, del tutto simile, che proviene da Est e rappresenta la terminazione di un altro solco fluviale fossile, sito a Nord dello spartiacque Guardianello-Scozzone.

Le due valli riunite sboccano, a quota 340, su quello che abbiamo

chiamato « primo terrazzo ». Lo sbocco è aperto, tuttavia alcuni rilievi (oggi in parte sbancati per recenti lavori di cava) rappresentano i resti di una soglia di tipo carsico che doveva un tempo chiudere il sistema idrografico. Una modesta incisione a V indica però una sfondamento della chiusura.

La morfologia fin qui brevemente descritta rappresenta (fatta eccezione per la chiusura terminale dei solchi) *tratti che non sono carsici*. Essa si ricollega evidentemente ad una fase idrografica *precarsica*. Tuttavia ad essa si è sovrapposta una successiva azione tipicamente carsica, conseguente alla scomparsa del reticolo idrografico epigeo. I tratti fondamentali di questo carsismo, per quanto si riferisce al carso superficiale, possono, in linea generale essere riferiti ad un incarsimento di tipo mediterraneo, con quella influenza climatica che caratterizza tutto il carsismo pugliese. Grande sviluppo prende la terra rossa, che qui è *zonale* o *climatica*, e che ricopre quasi tutta la superficie con un manto di spessore variabile ma sempre cospicuo. In questo *carso coperto* vengono quindi a mancare quei tratti più marcati ed aspri, che sono tipici delle regioni temperate. I *campi solcati* sono pressochè assenti, e si limitano a scarse apparizioni, del resto sempre atipiche, soltanto intorno alla sommità dei rilievi. Qui il *Karren* è sempre molto degradato, con tendenza evidente ad una frantumazione termoclastica. Più conservato è il *Karren* sui fianchi delle più marcate incisioni a V: qui si tratta di un *Karren* tettonico, o di stratificazione, rappresentato da testate di strati denudati.

Le doline sono rare, ma si riducono a due soli tipi. Il tipo di gran lunga prevalente è quello che morfologicamente si potrebbe definire *dolina a piatto*: conca quasi perfettamente circolare, con pendii simmetrici ed uniformi, poco ripidi, fondo pianeggiante. Dal punto di vista funzionale, si tratta di *doline idrovore* attive. L'afflusso di acque meteoriche è dimostrato spesso dal confluire di modesti solchi, nei quali la vegetazione stessa è testimone di un periodico ruscellare d'acqua piovana. Il fondo stesso delle doline permette talora un breve ristagno di acque, che però finiscono con l'essere totalmente e rapidamente assorbite dalla diaclasizzazione sottostante. In realtà la conca visibile non sembra raggiungere il basamento roccioso; essa è interamente compresa nella coltre terrosa, ma evidentemente la vera dolina carsica esiste, nella roccia, sotto la copertura. Si tratta quindi geneticamente di *doline ereditate*, tipiche del carsismo coperto. Accanto a questo tipo di dolina, abbiamo poi osservato due esempi di dolina clastica, da cedimento di volta. Le dimensioni sono modeste (diametro 8 metri, profondità 1,5) (1).

Nel complesso l'incarsimento è dunque essenzialmente ipogeo, legato

(1) Cito questi due casi, seguendo le classificazioni classiche, come *doline di crollo*. In realtà, il cedimento di volta essendo legato all'incarsimento ipogeo, le doline di crollo non potrebbero essere omologate alle vere doline.

ad una marcata diaclasizzazione verticale, in stratificazione suborizzontale.

Ciò è dimostrato ancor meglio dalla tipica morfologia delle cavità della zona. Si tratta di pozzi verticali, di tipo fusiforme, semplici o composti: morfologia tipicamente isogravitazionale, senza derivazioni suborizzontali. Nessuna influenza speleogenetica degli interstrati, le cavità sono esclusivamente diaclasiche. Fa eccezione a questo tipo la sola Grotta di S. Michele.

Possiamo suddividere le cavità in quattro gruppi.

1) Cavità nel solco Iambrenghi. Sono quattro pozzi verticali (N. 309 Pu, N. 314 Pu, N. 315 Pu, N. 316 Pu), allineati da Est a Ovest, lungo il solco situato fra M. Scozzone e Contrada Casa Carlino.

2) Cavità del solco Carl'Uva. Sei pozzi verticali, allineati lungo il solco situato fra Contrada Casa Carlino e Coste di S. Gregorio. Tre di essi (N. 310 Pu, N. 317 Pu e N. 320 Pu) si trovano sul fondovalle, gli altri tre sono allineati lungo il versante sinistro del solco (N. 311 Pu, N. 312 Pu, N. 313 Pu).

3) Due cavità situate nel profondo solco bene inciso a Nord di Minervino (N. 318 Pu, N. 319 Pu).

4) Una cavità che sta a sè è la Grotta di S. Michele (N. 30 Pu), che, a differenza delle altre, ha un andamento suborizzontale. Si tratta di un tipico inghiottitoio fossile d'interstrato (facilitato nella sua genesi da una modesta, ma evidente piega-faglia), relitto della chiusura carsica che bloccava a valle i solchi idrografici del terrazzo di quota 500.

La Grotta di S. Michele è ben insenilita (insenilimento prevalentemente graviclastico, favorito dalla giacitura suborizzontale degli strati), ed altrettanto si può dire della grotta N. 319 Pu, nella quale però l'insenilimento è nettamente litogenico. Tutte le altre rivelano invece una morfologia schiettamente giovanile, di tipo erosivo. Ciò è dovuto alla persistente funzionalità di inghiottitoio.

In conclusione i fatti morfogenici della zona in esame si possono riassumere nelle seguenti fasi.

a) Una fase di spianamento fluviale, immediatamente seguente alla definitiva emersione della superficie, già penepianizzata dall'abrasione marina. Una serie di leggeri movimenti di innalzamento, intervallati da fasi statiche, ha influenzato la rete idrografica alternando limitate fasi di incisione a tipo torrentizio, con più lunghe fasi di deiezione con i relativi fatti di divagazione ed alluvionamento. Il reticolo idrografico (che permaneva in superficie in seguito allo scarso dislivello esistente fra esso ed il livello di base), poté così delineare gli ampi solchi poco marcati ancor

oggi osservabili. Nella zona in esame i corsi d'acqua rappresentavano evidentemente gli affluenti di destra di un « Paleolocone », molto più grande dell'attuale Locone.

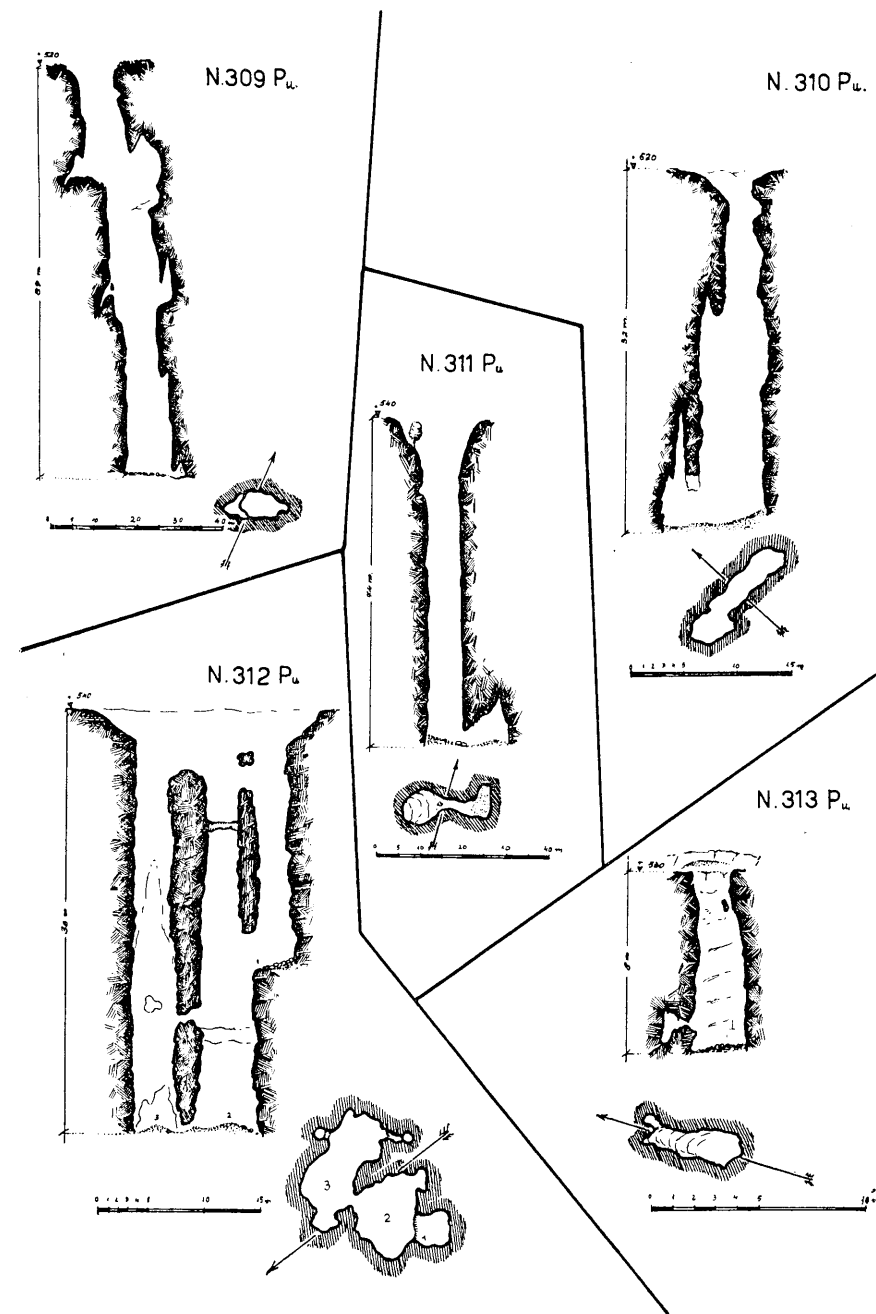
b) Nella successiva fase di definitivo e rapido sollevamento della regione, il Paleolocone ha naturalmente inciso un solco evidente, stabilizzando e rettificando il suo corso in direzione Sud-Nord, in corrispondenza all'incirca dell'attuale ripido versante che limita la vecchia superficie spianata. Lungo questa linea il Thalweg stabilizzato è stato condizionato da un sistema di faglie parallele, complicate qua e là da piccole pieghe-faglie.

L'incisione fluviale ha naturalmente portato con sé il livello di base carsico, il cui abbassamento ha dato origine ad una zona vadosa che ha lasciato sospesi gli affluenti di destra del Paleolocone. Ne è seguita la incisione regressiva dei solchi, alla quale sono dovute le marcate valli a Nord ed a Est dell'abitato di Minervino. La meandricazione dei solchi è naturalmente data da meandri ereditati, avendo il ringiovanimento della morfologia colto l'idrografia in fase di divagazione. Contemporaneamente si fecero sensibili le perdite nella crescente zona vadosa, che avviarono ad una intensa percolazione diaclasica, con tutti i conseguenti fatti di speleogenesi ipogea di tipo « inverso ».

c) Un nuovo abbassamento del Paleolocone, seguito ad una non breve fase di deiezione (secondo terrazzo), incise ancora il solco principale, lasciò disseccato il secondo terrazzo, e, dando luogo ad una nuova zona vadosa, provocò la perdita della caudale degli affluenti di destra. Il reticolo idrografico che ci interessa trovò la sua cattura ipogea nella Grotta di S. Michele, funzionante da inghiottitoio diretto d'interstrato. Il bacino idrico rimase quindi chiuso, con la graduale formazione di una evidente soglia terminale.

d) L'intensificarsi delle perdite subalveali nei corsi d'acqua sospesi portò rapidamente alla loro cattura ipogea totale, dissolvendosi nella percolazione sotterranea. L'intero reticolo idrografico si frazionò quindi in una serie di piccolissimi bacini alimentati dalle acque pluviali, mentre la speleogenesi inversa evolveva diversi fusoidi diaclasici a veri inghiottitoi inversi.

e) L'incarsimento epigeo, di tipo climatico, dando origine alla potente copertura di terra rossa, determinò una graduale fluitazione di questo materiale nel sottosuolo. La terra, impermeabile per la sua componente argillosa, intasando la fratturazione litoclasica determinò un arresto nello sviluppo in profondità degli apparati carsici drenanti.



Tav. II.

Le cavità nuove, esplorate nel corso della campagna, sono le seguenti.

N. 309 Pu. *Grava della masseria Sassi* IGM F. 176, III, Minervino: m. 120 az. 320° dalla masseria Sassi, UTM 33 TWF 934457. Quota m. 520, Prof. m. 89. Rilievo: M. Gazzin (3-8-1958).

È un abisso tecnicamente non facile da esplorare, non per la profondità (89 metri) ma per il pericolo rappresentato dalla grande quantità di sassi che copre la dolina di accesso. Dopo una discesa di 26 metri, si raggiunge il primo ripiano che comunica con una cavernetta laterale. A 50 metri di profondità si incontra il secondo ripiano, e da qui con una arrampicata di circa quattro metri si raggiunge l'apertura di un modesto pozzetto laterale. Sulla parete opposta si innalza un ampio camino a fusioide. (M. Gazzin).

N. 310 Pu. *Grava piccola Campanelli* IGM F. 176, III, Minervino: m. 1020 az. 274° dalla masseria Sassi UTM 924457. Quota m. 520, Prof. m. 32. Rilievo: G. Ercolani (3-8-1958).

L'apertura, larga quasi due metri e di forma circolare, col suo solco che scendendo dal piano di campagna per più di due metri sbocca improvvisamente nel pozzo, dà a quest'ultimo le caratteristiche di un inghiottitoio semiattivo.

Il pozzo presenta due lame che lo dividono lasciando intravedere ancora la sagoma dei tre fusoidi che lo hanno formato: la prima sul lato Est incomincia subito sotto l'imboccatura, la seconda sul lato Ovest, inizia invece dodici metri più sotto, dove il terzo fusioide si congiunge a quello principale, mentre la sua metà superiore si innalza a forma di camino.

Il fondo del pozzo si incontra a 32 metri di profondità ed è costituito da uno spesso strato di terriccio vegetale portato dall'acqua piovana e che potrebbe forse chiudere una possibile continuazione della grave.

Sempre sul lato Ovest, attraverso una fessura, si può accedere ad una piccola cavernetta formata da un gruppo di piccoli fusoidi le cui pareti presentano un sottile strato di concrezione, simile alla « pelle di leopardo », qua e là macchiate da chiazze di « latte di monte ». (G. Ercolani).

N. 311 Pu. *Grave grande Campanelli* IGM F. 176, III, Minervino: m. 1790 az. 329° dal Monte Lamacupa (m. 595). UTM 916448. Quota m. 540, Prof. m. 74. Rilievo: M. Gazzin (3-8-1958).

È la più profonda delle grotte che si trovano vicino alla masseria Campanelli. L'imbocco è rappresentato da una grande dolina, con le pareti ricoperte completamente da vegetazione, avente un diametro di circa 20 m. Un evidente solco pluviale immette nella dolina. Il pozzo si inabissa, a pareti parallele, per una profondità di 70 metri, indi, per un declivio si raggiunge il fondo della caverna. Questo è coperto da terriccio, mentre dalla sommità della caverna, innalzata a camino, pendono alcune stalattiti (M. Gazzin).

N. 312 Pu. *Grave media Campanelli* IGM F. 176, III, Minervino: m. 1570 az. 328° dal Monte Lamacupa (m. 595), UTM 917446. Quota m. 540, Prof. m. 38. Rilievo: G. Ercolani (3-8-1958).

In mezzo alla vasta pianura che circonda la masseria Campanelli, leggermente a monte, si apre una vasta dolina a 540 di quota. Detta dolina dà accesso ad un complesso sistema ipogeo che nella zona viene denominato « Grava dei tre ingressi ».

L'imbuto della dolina è profondo circa sei metri; la prima imboccatura, a N-E rispetto al centro del sistema, ha forma quasi circolare e porta ad un pozzo profondo 38 metri, le cui pareti sono piuttosto accidentate a causa della sporgenza delle testate degli strati. Il diametro del pozzo si mantiene costante sui quattro metri; sul suo lato Sud si fonde al fusioide principale uno secondario, che però non arriva ad aprirsi in superficie, pur mantenendosi molto alto, caminiforme. Sempre sullo stesso lato, un alto portale mette in comunicazione il pozzo con una cavernetta formata dalla congiunzione di parecchi fusoidi di rara perfezione geometrica. Sul lato S-O, mediante arrampicata, si può accedere ad altri due camini e su quello a N-E, attraverso una strettoia si raggiunge un altro fusioide secondario.

Sul lato Nord del pozzo si accede ad una cavernetta che presenta in alto una finestra, che porta ancora ad altri camini.

Sul lato Ovest del pozzo, una stretta fessura, completamente ostruita dal terriccio vegetale, è in comunicazione col secondo pozzo del sistema.

Questo secondo pozzo si presenta alla base, che è alla medesima profondità del primo, molto largo, circa sette metri di diametro e poi va restringendosi verso l'imboccatura. A circa 10 metri dal fondo due strati sporgono, si da formare due strette cenge che circondano il pozzo, e portano ad una finestra che dà sul pozzo precedente.

A 14 metri dal fondo, sul lato S-O, si apre un alto portale che mette in comunicazione il secondo pozzo col fondo del terzo, quest'ultimo coperto da grosse pietre.

Le pareti dei pozzi sono del tutto libere da concrezione; gli strati molto evidenti e spesso separati da interstrati beanti, hanno potenze di circa un metro (G. Ercolani).

N. 313 Pu. *Grava Coste di S. Gregorio* IGM F. 176, III, Minervino: m. 2160 az. 335° dal Monte Lamacupa (m. 595) UTM 916453. Quota m. 530, Prof. m. 8. Rilievo: M. Gazzin (3-8-1958).

Piccolo pozzo a fusioide, senza importanza.

N. 314 Pu. *Inghiottitoio della Masseria Iambrenghi* IGM F. 176, III, Minervino; m. 1600 az. 93° dalla masseria Sassi UTM 951455. Quota m. 540, Prof. m. 26. Rilievo: W. Maucci (4-8-1958).

Un piccolo bacino di impluvio si incide in un profondo e marcatissimo solco, che giunge alla profondità di oltre 4 metri. Questo solco termina bruscamente in un inghiottitoio verticale semiattivo, a pozzo.

La cavità si articola su tre fusoidi principali ed uno secondario, ed è formato da due pozzi successivi, di dodici metri ciascuno, separati da un modesto ripiano. Sul fondo, coperto da detriti di roccia (materiali chiomiclastici), una piccola finestra immette in un secondo vano parallelo al primo (due fusoidi ad associazione basale), dove compare abbondante terriccio che ostruisce qualsiasi eventuale continuazione.

N. 315 Pu. *Grave della Masseria Iambrenghi* IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino; m. 1330 az. 90° dalla masseria Sassi, UTM 948456. Quota m. 540, Prof. m. 36. Rilievo: M. Gazzin (4-8-1958).

Il pozzo si apre in prossimità della masseria Iambrenghi. L'apertura, del diametro di metri due, è quasi completamente nascosta da piante di fico, e da essa si inabissa un unico pozzo verticale, profondo 30 metri. Alla base di questo si trova la caverna finale in interstrato, non più lunga di metri 5, e terminante con il fondo ricoperto da terra vegetale. Alla altezza di 50 cm. dal vertice del cumulo terroso, si apre una strettoia comunicante con due camini paralleli, il primo molto più ampio e più alto del secondo (M. Gazzin).

N. 316 Pu. *Grave della Masseria Iambrenghi* IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino; m. 2150 az. 263° dal Monte Scozzone (m. 670). Quota m. 540.

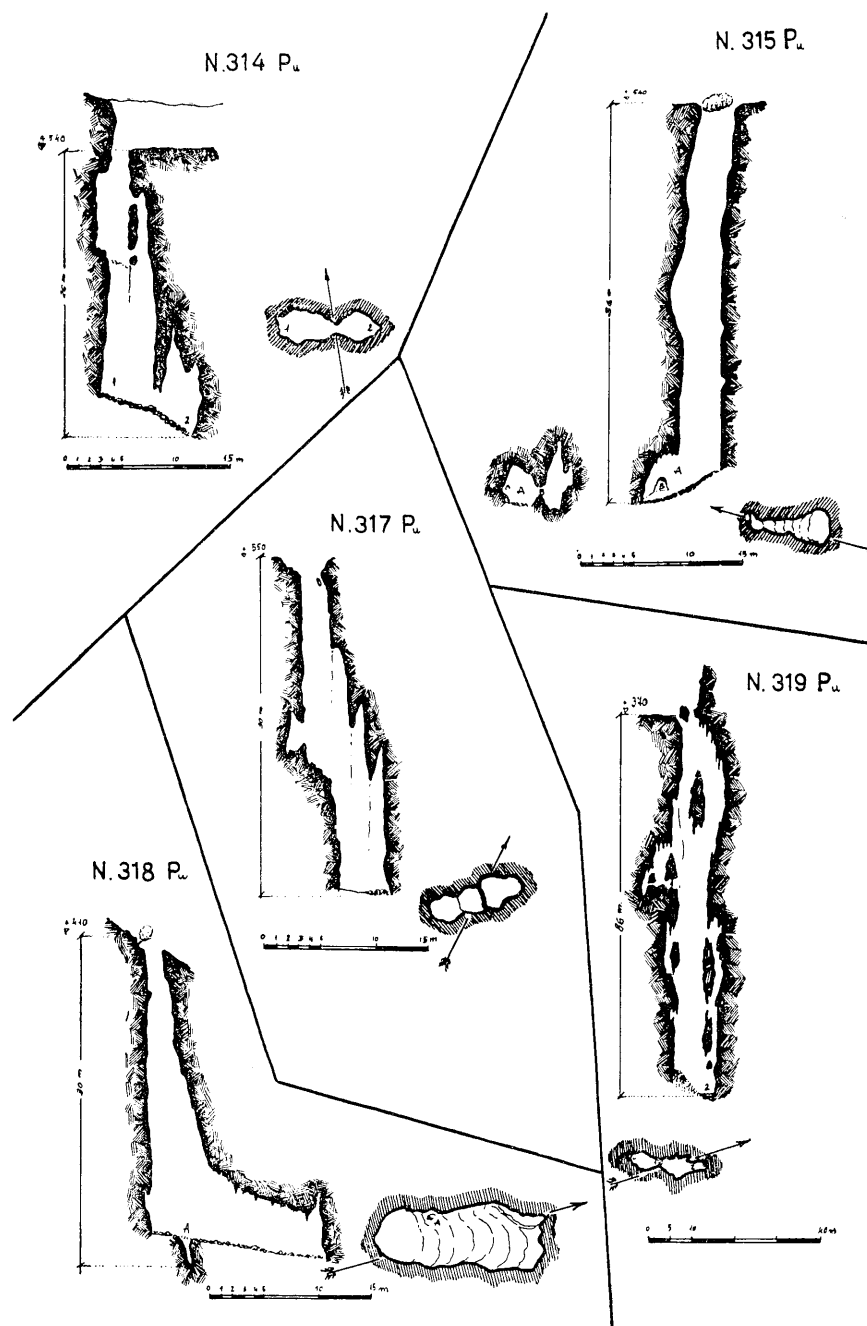
È un pozzo assorbente al quale arriva un modesto solco pluviale. La cavità è completamente ostruita. Secondo i villici, sarebbe profonda una trentina di metri.

N. 317 Pu. *Inghiottitoio della Masseria Carl' Uva* IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino; m. 1220 az. 150° dalla masseria Carl' Uva UTM 952424. Quota m. 550, Prof. m. 30. Rilievo: M. Gazzin (4-8-1958).

È la cavità situata più a monte, nel solco della mass. Carl' Uva. Anche qui troviamo un modesto solco di impluvio, che porta ad una dolina marmittiforme, divisa in due parti da un piccolo ponte naturale. La discesa inizia, sul fondo dell'imbuto, con un pozzo, di 19 metri, alla base del quale si trova un ripiano, un po' inclinato, ma abbastanza ampio per poter accedere ad una cavernetta laterale di modeste dimensioni. Dal ripiano si scende con una serie di pozzetti, fino a raggiungere il fondo alla profondità massima di 30 metri. Il fondo è ricoperto dal solito cumulo di terriccio fluitato. La grotta risulta dalla associazione di tre fusoidi collaterali, che danno alla sezione terminale la forma caratteristica a tre cilindri paralleli (M. Gazzin).

N. 318 Pu. *Grava della difesa* IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino; m. 730 az. 44° dalla quota 445 di Minervino, UTM 912501. Quota m. 410, Prof. m. 30. Rilievo: M. Gazzin (5-8-1958).

La cavità si apre su un pendio molto inclinato, al piede del quale



Tav. III.

si trova la cava di S. Michele. L'ingresso è pressapoco circolare, con un diametro di 2 metri. La grotta è formata da un unico pozzo verticale profondo 27 metri, interrotto da un unico ripiano a 4 metri dall'apertura. Alla base del pozzo si apre una caverna lunga 16 metri e larga 7. Inoltrandosi in questa, per un pendio formato da grandi massi, si nota alla base della parete ovest una piccola apertura che prosegue con un cunicolo terminante in una fessura impraticabile. La parete terminale della caverna è ricoperta da una formazione calcitica a forma di colata, alla sommità della quale si innalza un fuso che raggiunge un'altezza massima di 7 metri (M. Gazzin).

N. 319 Pu. *Grotta della Cava* IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino: m. 840 az. 38° dalla quota 445 di Minervino, UTM 912502. Quota m. 370, Prof. m. 86. Rilievo: G. Ercolani (5-8-1958).

In fondo al solco della cava di S. Michele si apre fra gli strati di calcari rossi, una voragine che raggiunge gli 86 metri di profondità. La cavità è stata portata alla luce dagli squarci delle mine della cava. Gli operai la adoperano per lo scarico della terra rossa di cava.

Uno stretto cunicolo, piuttosto inclinato, porta nell'interno del pozzo, molto vasto, che raggiunge i tredici metri di diametro. La luce che penetra da una piccola apertura in alto, illumina di bellissimi colori le ricche concrezioni che coprono le pareti dell'abisso.

A 17 metri sotto l'ingresso un ponte naturale divide in due il pozzo. A quasi quaranta metri, sul fianco S-O, attraverso una finestra si accede ad una caverna molto concrezionata, con a fianco un pozzetto a fondo cieco di sei metri.

Man mano che si scende si incontrano diverse lame che dividono il pozzo da fusoidi laterali. Il fondo della voragine, di forma ellittica, è completamente chiuso da parecchie migliaia di metri cubi di terra rossa e polvere di frizione dei calcari.

Le pareti, ricche di concrezioni bianchissime, presentano qua e là poderose lame, vestigia di morfologia erosiva isogravitazionale. (G. Ercolani).

N. 320 Pu. *Grave della Masseria Campanelli*. IGM F.<sup>o</sup> 176, III, Minervino: m. 710 az. 270° dalla masseria Campanelli, UTM 91645. Quota m. 520.

È un pozzo profondo approssimativamente 30 metri, ostruito da un grosso lastrone di pietra, che lo rende impraticabile.

## Il fenomeno carsico nel bacino del Rio Novella (Trentino)

### Riassunto

Nel bacino imbrifero del Rio Novella, affluente di destra del Torrente Noce, affiorano rocce che vanno dal Permiano medio all'Eocene superiore.

Il fenomeno carsico si riscontra in vario grado in tutti i terreni sedimentari, ma in particolar modo nelle Dolomie Ladinica e principale.

Sono presenti tre livelli carsici, quello intermedio ancora in buona parte attivo, dato il rapido approfondimento del fondovalle nel Quaternario.

### Abstract

Karst phenomena on Rio Novella basin (Trentino-North Italy) are described. Caves, sinkholes and springs are related to geology and morphology.

La Novella è un affluente di sinistra del Noce ed il suo bacino occupa la parte più settentrionale della Valle di Non. Il torrente Noce, conseguente alla linea delle Giudicarie nord con andamento SE-NO nel suo percorso nella Val di Sole, immettendosi nell'altipiano anaune muta bruscamente direzione volgendo a sud. Il primo tratto del suo percorso nella Val di Non è ora occupato da un lago artificiale, ottenuto con l'imponente sbarramento di S. Giustina.

L'alta Valle di Non è un'ampia sinclinale asimmetrica il cui asse in direzione NO-SE coincide all'incirca con il corso della Novella e del suo affluente di sinistra Rio della Cascata. La gamba orientale ha una inclinazione media di 10° mentre quella occidentale, fortemente disturbata dal passaggio della linea della Val di Non, si presenta molto raddrizzata.

Tutta la zona è stata fatta oggetto di un accurato rilievo geologico di dettaglio, si sono studiati i fenomeni carsici superficiali e sotterranei

(\*) Via Bolognini 18 B, Trento.





esplorati: il maggiore raggiunge i 40 m di profondità. Altri piccoli pozzi sparsi sull'altopiano sono mascherati dalla vegetazione.

Le grotte sono numerose e si ricorderà qui solo quella ove entra il Rio dei Molini, uscendo 50 m più innanzi dalla parte opposta di una collinetta. La grotta non è interamente percorribile perchè nel tratto intermedio vi è uno stretto cunicolo. Anche presso Malgasot un rigagnolo si sprofonda in una dolina per riapparire in una palude al bordo di una seconda più grande.

*Carnico*: tra la dolomia ladinica e quella principale vi è uno strato di tufi di spessore variabile ed impermeabili.

*Norico*: la dolomia principale presenta una carsificazione più intensa di quella ladinica. La maggior parte delle sorgenti sono localizzate a contatto con i sortostanti tufi carnici. Le doline sono assai frequenti sulle Crozze, sul M. Toval e sull'altopiano del M. Ori. Alla Regola delle Crozze vi è una dolina con pozzo assorbente. Le grotte sono assai numerose e disposte a livelli; la maggiore è quella della Coronaccia che si apre in parete sulla forra della Novella, come del resto molte altre grotte minori. Si può ancora ricordare il ponte naturale di Val Combra, risultante dallo sventramento di una dolina posta sull'orlo della parete dolomitica strapiombante sulla Novella.

*Giura*: il rosso ammontico kimeridgiano ed il titoniano bianco, pur essendo carsificabili, non danno qui luogo a fenomeni carsici essendo limitatissimi i lembi affioranti.

*Cretaceo*: la scaglia cretacea è impermeabile dato l'elevato contenuto di argilla, ciò nonostante vi è una grotta attiva presso Seio tutta scavata nella scaglia senoniana: il Bus del Boidor.

*Eocene*: la scaglia grigia ed i calcari e marne sovrastanti che affiorano presso Romallo non danno luogo a fenomeni carsici.

*Livelli carsici*: l'idrografia superficiale del bacino del Rio Novella ha subito notevoli mutamenti durante il Quaternario. Sono distinguibili tutta una serie di terrazzi, valli epigenetiche e forre profondissime. Il fenomeno carsico è strettamente legato a questi cicli erosivi e le cavità e sorgenti sono disposte a livelli; ne sono riconoscibili tre, il più elevato dei quali (livello delle Crozze) è pre-quaternario.

Lo studio dei cicli carsici ha presentato notevoli difficoltà dovute soprattutto alla complicazione derivata dalle intercalazioni impermeabili, dalla tettonica e dalle complesse variazioni idrografiche. Questo problema verrà trattato estesamente nella monografia sulla zona.

## Repartition géographique nature et importance des cavités de la Suisse française

### Résumé

La Suisse française, partie occidentale de la Suisse se divise en quatre régions géographiques bien distinctes:

*Le Jura*. Vaudois, Neuchâtelois et Bernois, trois parties semblables d'aspect général, mais diverses par les phénomènes karstiques.

Le Jura Vaudois, lapiaz très nombreux et gouffres abondants, le Jura Neuchâtelois plus riche en grottes, réseaux actifs, et le Jura Bernois riche en cluses, grottes et plusieurs gouffres profonds. L'ensemble représentant 200 grottes et 381 gouffres.

*Le Plateau*, terrains tertiaires et quaternaires n'intéressant que peu la spéléologie.

*Les Préalpes*. Prospection difficile, quelques régions prospectées méthodiquement: Rochers de Naye, grottes, puits à neige et grands gouffres. La région des Tours d'Ai, Leysin, grottes, puits à neige et un gouffre de plus de 500 mètres, le Chevrier.

*Les Alpes*. Situation de quelques cavités du Haut-Valais, lapiaz de hautes altitudes et grottes de la Vallée du Rhône.

Tableau récapitulatif de la répartition et des dimensions des 670 cavités de Suisse française.

La Suisse française ou Suisse Romande constitue la partie occidentale du territoire Suisse et à peu près un quart de la superficie du pays. Ce territoire comprend les cantons de Genève, Vaud, Neuchâtel, la plus grande partie de Fribourg, la moitié du Valais et la portion septentrionale du canton de Berne appelée Jura Bernois.

La Suisse française peut se diviser en quatre régions géographiques bien distinctes:

(\*) Archiviste de la Société Suisse de Spéléologie, Lausanne.

1. *Le Jura*. — en bordure Nord-Ouest du pays, constitué par une succession de chaînes calcaires parallèles dont l'altitude varie entre 1200 mètres et 1600 à 1680 mètres pour les points culminants.

2. *Le Plateau*. — qui débute au Nord du lac Léman et se poursuit en direction Nord-Est; formé de collines et de vallées peu profondes constituées de terrains tertiaires et quaternaires.

3. *Les Préalpes*. — en grande partie calcaire et d'altitudes comprise entre 1500 et 2000 mètres environ; bordent le Plateau depuis la partie Orientale du lac Léman et constituent les contreforts des Alpes.

4. *Les Hautes-Alpes calcaires, Valais*. — sont représentées en Suisse française par deux chaînes importantes s'élevant à plus de 3000 mètres; Ces chaînes bordent la vallée du Rhône (Valais): Les Alpes Vaudoises et Bernoises au Nord de cette vallée et les Alpes Valaisannes au Sud.

## LE JURA

Par son accès facile, le Jura a été le plus facilement visité autrefois, par des amateurs d'Histoire naturelle qui ont révélé l'existence de plusieurs cavités. Toutefois, malgré de nombreuses études géologiques tout au long, de la chaîne, la recherche et l'exploration des grottes et gouffres n'a jamais été poursuivie régulièrement avant les prospections méthodiques entreprises ces dernières années par la Société Suisse de Spéléologie.

Les diverses parties du Jura (Vaudois, Neuchâtelois et Bernois), quoique semblables dans leur aspect général, diffèrent cependant en quelques points ayant une importance considérable au point de vue des phénomènes karstiques et de la nature des cavités qui s'y trouvent.

*Le Jura Vaudois*. — Longue de 70 kilomètres environ, la partie Vaudoise du Jura débute à la Dôle (1680 m) et se poursuit en direction Nord-Est par des chaînes parallèles dont les points culminants sont: la Dôle, le Mont-Tendre et le Chasseron. Ces chaînes sont presque entièrement constituées de terrains Jurassiques et Crétacés. Les lapiaz y sont très nombreux et ont favorisé la formation d'un nombre considérable de gouffres verticaux. Ces derniers sont désignés dans la région par le nom de Baumes pour les plus importants, et de « Lésines » pour les cavités de petites dimensions.

*Région de Saint-Cergue au Marchairuz*. — Des contreforts de la Dôle, plusieurs sommets jalonnent cette partie de la chaîne: le Noirmont, le Mont-Pelé, le Mont-Sallaz. Ces sommets dénudés sont bordés sur chaque versant de vastes forêts et pâturages. Les calcaires affleurent presque partout et les lapiaz, très nombreux sont parmi les plus développés de tout le Jura. Les gouffres sont très abondants et presque tous situés dans ces lapiaz.

Dans cette région, on dénombre plus de 130 cavités, surtout des gouffres, les plus profonds étant: la Baume du Vermeilley -60 mètres, le Gouffre 2 des Croix-Rouges -180 mètres et un des gouffres de la Petite-Chaux -115 mètres.

*Le Mont-Tendre*. — Ce sommet (1680), l'un des plus hauts de la chaîne, mérite une mention particulière; en effet, cette région est la plus riche actuellement connue en Suisse pour la densité des cavités. Sur un territoire de 54 kilomètres carrés, nous avons catalogué plus de 80 cavités presque exclusivement des gouffres. L'un d'eux, le gouffre « Antoine » a été exploré jusqu'à la profondeur de -243 mètres et a révélé toute la stratigraphie du Jura dans cette région. D'autres sont en cours d'exploration et un de ces derniers, le gouffre du Petit-Pré (1) nous donne la certitude de pouvoir encore dépasser la cote de -200 mètres.

*La Vallée de Joux*. — Cette haute vallée du Jura possède quelques grottes dont certaines en relation avec des réseaux actifs fonctionnent encore comme résurgences. Des gouffres s'ouvrent également dans les forêts du Risoux qui constituent la frontière franco-suisse. 31 cavités sont connues dans cette vallée et ses abords immédiats, le gouffre le plus profond atteignant -82 mètres dans les forêts du Risoux.

*Nord du Jura Vaudois*. — La partie septentrionale du Jura Vaudois est constituée par la Dent de Vaulion d'une part, dernier bastion de la première chaîne, et par les montagnes allant du Risoux par le Mont d'Or le Suchet, les Aiguilles de Baulmes jusqu'au Chasseron.

A part les régions de Vallorbe et de Sainte-Croix, ces montagnes n'ont pas encore été prospectées méthodiquement par notre association, aussi les cavités connues y sont dispersées. Il est certain que ces massifs nous réserveront encore des surprises. Signalons que les grottes de Vallorbe sont d'anciennes résurgences d'un cours d'eau souterrain qu'il serait intéressant de découvrir, l'Orbe dont la résurgence est la plus volumineuse du Jura Vaudois. Dans les gorges de Covatannaz, nous avons exploré un réseau actif de plus de 800 mètres de développement.

35 cavités sont reconnues jusqu'à présent dans ce secteur, l'ensemble des cavités reconnues dans le Jura Vaudois se présente comme suit: 53 grottes et 258 gouffres, soit 312 cavités au total.

*Le Jura neuchâtelois*. — Composé de plusieurs vallées parallèles, séparées par des chaînes, il est beaucoup plus habité et industrialisé que le Jura Vaudois. Les zones de forêts et pâturages y sont moins étendues

(1) Note ajoutée après le Congrès: « Ce gouffre a été exploré depuis, en 1959 jusqu'à la profondeur de -265 m ».

et les vallées plus larges; en conséquence, les lapiaz sont moins nombreux et les phénomènes karstiques moins importants.

Le Jura neuchâtelois comprend trois régions distinctes:

1. Le Val-de-Travers, vallée de l'Areuse et les Gorges de l'Areuse.
2. Le Val-de-Ruz, séparé du lac de Neuchâtel par la chaîne de Chaumont.
3. Les Montagnes neuchâteloises, qui sont formées des hautes vallées de la Sagne, de la Chaux-de-Fonds, ainsi que des Côtes du Doubs (Versant Sud du Doubs et frontière franco-suisse).

*Le Val-de-Travers.* — Plusieurs gouffres sont situés dans les forêts et hauts pâturages du Nord-Ouest de la vallée. Des grottes et résurgences s'ouvrent le long du vallon et dans les gorges voisines. Pour l'ensemble, on compte 37 grottes et 29 gouffres dont 5 n'ont pas encore été visités.

Les gouffres les plus remarquables sont:

La baume Barrée -52 mètres, utilisée longtemps comme dépotoir officiel d'une commune. Cette funeste habitude est malheureusement encore fréquente dans le Jura. La grotte-gouffre du Chapeau de Napoléon, 200 m. de développement et -81 m de profond, le gouffre du Cernil-Ladame, -88 m.

En outre, le Val-de-Travers possède deux réseaux actifs intéressants la Baume de Longeaigue de 700 m de développement, curieux système de siphons renversés et les grottes de Môtiers, 1300 m de développement, étage supérieur, regards et résurgence d'une rivière souterraine encore inconnue.

*Le Val-de-Ruz.* — Vallée large et peu profonde, les crêtes qui l'entourent sont presque entièrement dépourvues de cavités. Quelques grottes sans importance au pied du massif de Chaumont, le long du lac de Neuchâtel et quelques gouffres dont un seul important, le gouffre de Pertuis, réseau de puits et galeries descendant à -156 mètres et qui va prochainement peut être absorber artificiellement un ruisseau dévastateur.

*Les Montagnes neuchâteloises.* — Elles sont constituées par les hautes vallées de la Sagne, de la Brévine, du Locle et de la Chaux-de-Fonds, ainsi que les Côtes du Doubs. Les vallées presque entièrement dépourvues de cours d'eau sont parsemées de nombreuses dolines qui absorbent rapidement les petits ruisselets descendant des crêtes. Ces dernières sont en grande partie recouvertes de forêts, les lapiaz y sont rares.

Parmi 26 grottes et 36 gouffres, il en est peu de remarquables; quelques grottes situées le long du Doubs possèdent une faune intéressante, tandis qu'une petite grotte, celle du Bichon a révélé récemment un crâne magdalénien très intéressant et divers outils et ossements.

*Le Jura Bernois.* — C'est la partie la plus vaste du Jura, suite des chaînes neuchâteloises. Le Jura Bernois se développe largement en direction du Nord, succession de Chaînes et de vallées coupées d'importantes

gorges. La partie septentrionale s'abaisse peu à peu pour former l'Ajoie qui se poursuit en direction du Territoire de Belfort.

Les principales régions du Jura Bernois sont:

La vallée de la Suze, et massif du Chasseral.

La vallée de la Birse, et massif de Montoz et Graitery.

Les Franches-Montagnes et le Doubs.

Le Mont-Terri et l'Ajoie, (Haute-Ajoie et vallée de l'Allaine).

*La Vallée de la Suze.* — Vallée typiquement jurassienne bordée de crêtes et sommets, le plus important étant au Sud, le Chasseral (1600 m.)

Des gouffres s'ouvrent le long de ses crêtes tandis que quelques grottes se trouvent sur les flancs de la vallée, notamment aux extrémités; 27 cavités y sont connues.

*Vallée de la Birse.* — Région caractérisée par les profondes gorges de Court et de Moutier qui recèlent plusieurs cavités. La Vallée de la Birse et ses gorges sont bordées au Sud par les importants massifs de Montoz et de Graitery, riches en gouffres. Ces montagnes s'étendent jusqu'au pied du Jura et à la limite du canton suisse-allemand de Soleure.

Quelques cavités sont disséminées aussi sur les hauteurs dominant Délémont. 57 cavités sont réparties dans cette région, citons: le groupe des grottes de Crémînes dont la plus importante est un labyrinthe de galeries et boyaux dont le développement atteint 1200 mètres environ.

*Les Franches-Montagnes et le Doubs.* — Au Nord de la vallée de Saint-Imier s'étend une zone de hauts plateaux peu ondulés et recouverts de grands pâturages. Cette région s'abaisse brusquement au Nord, en une côte abrupte vers le Doubs, frontière franco-suisse.

La partie Est des Franches-Montagnes est plus accidentée, c'est dans cette contrée, Bellelay-Lajoux que sont groupés les plus grands gouffres du Jura Bernois:

Le gouffre du Naring de Boeuf	-115 m
Le gouffre de la Rouge-Eau	-125 m
Le gouffre de Lajoux	-165 m
Le Creux d'Entier	-170 m

Plusieurs grottes intéressantes s'ouvrent également dans la région:

Grotte de Lajoux	112 m
Grotte de Blanche-Fontaine	186 m
Grotte du Bec de Corbeau	250 m

Grottes de Saint-Brais, station préhistorique néolithique et paléolithique.

*L'Ajoie.* — Au Nord de Glovelier et Saint-Ursanne, l'Ajoie s'enfoncé comme un coin en territoire français. Le pays présente un aspect différent du reste du Jura. La vallée de l'Allaine, peu profonde est bordée de collines peu boisées.

L'Ajoie possède les deux seules grottes aménagées du Jura Suisse, grotte de Réclère et grotte de Milandre, cette dernière constitue l'étage supérieur d'une rivière souterraine pénétrable mais qui elle n'est pas aménagée. Une rivière souterraine draine également le sous-sol de la vallée de la Haute-Ajoie, elle a son émissaire au Creux-Genaz et quelques tronçons en ont été reconnus. Au total 28 cavités sont cataloguées dans cette dernière partie du Jura.

Ces quelques indications permettent de constater que le Jura Suisse français a été dans son ensemble prospecté assez méthodiquement par les spéléologues suisses. Il convient d'ajouter que le Jura est facile d'accès, des routes et chemins forestiers carrossables permettent aux véhicules moteurs d'atteindre les forêts les plus reculées et la proximité des sommets sans difficultés. Toutefois, certaines zones du Jura devront être visitées encore en détail et nos renseignements permettent de certifier qu'il reste encore beaucoup à y découvrir.

Pour l'ensemble du Jura Suisse-français, nous avons 589 cavités inscrites au fichier central de la SSS.

#### LE PLATEAU

Quelques grottes insignifiantes s'ouvrent dans les mollasses du Plateau Suisse. La plupart de ces cavernes n'ont pas encore fait l'objet de relevés et de fiches et ne sont pas encore cataloguées dans nos archives. Notre fichier étant encore récent, nous avons consacré les premières années de sa constitution à classer les cavernes des régions calcaires, travail qui est d'ailleurs loin d'être terminé.

#### LES PRÉALPES

Les Préalpes constituent les premiers bastions des Alpes au Nord et à l'Ouest de celles-ci. Il s'agit de montagnes en majeure partie calcaires, d'altitude oscillant entre 1500 m et 2300 m environ. Le Malm et le Néocomien y dominent.

Les préalpes sont d'accès beaucoup plus malaisé que le Jura. Les routes y sont moins nombreuses et les sommets pour la plupart sont isolés des communications rapides (A part quelques chemins de fer de montagnes, funiculaires, télé-sièges etc). De ce fait, les prospections spéléologiques y sont encore à leurs débuts et un bon nombre de massifs n'ont encore jamais reçu la visite de spéléologues. C'est le cas par exemple des Préalpes Fribourgeoises, massifs du Moléson, Vanil Noir, la Berra etc.

Dans les Préalpes Vaudoises, la situation est à peu près semblable; si quelques régions, Rochers de Naye, Tours d'Aï ont été prospectées en partie, il n'en reste pas moins des massifs calcaires entiers au sujet desquels nous ne savons rien.

Au pied des Préalpes Vaudoises, dans la vallée du Rhône, quelques cavités ont été visitées sur la rive droite du Rhône entre Montreux et Bex; ce sont pour la plupart de petites grottes:

Celle de Morisaz a la particularité de s'ouvrir dans le gypse, longue de 125 m elle est parcourue par un ruisseau. Au-dessus de Roche, la grotte des Pards, difficile d'accès est interrompue par un siphon à 77 m de l'entrée.

Au-dessus de Montreux, le massif des Rochers de Naye (2045 m) et ses environs est le plus riche en cavités des Préalpes Vaudoises. Il recèle le réseau des grottes du Glacier, un peu plus de 600 m de développement et plusieurs gouffres dont voici les principaux:

Gouffre du Tunnel des skieurs	-120 m
Gouffre du Jardin Alpin	-140 m
Gouffre Martin	-125 m
Gouffre du Plan d'Arrennaz	-160 m
Gouffre de la Tanna l'Oura	-220 m

Parmi les grottes, citons:

La grotte des Grandes Recourbes de 160 m de développement et les grottes des Dentaux, station *d'Ursus spelaeus*.

Une trentaine de cavités sont recensées aux Rochers de Naye dont l'accès est rendu facile grâce au chemin de fer Montreux-Glion-Naye.

En face des Rochers de Naye, de l'autre côté de la vallée de l'Hongrin, se dressent les Tours d'Aï et de Mayen (2334 et 2325 m). Ces deux sommets, ainsi que la Tour de Famelon (2141 m) sont environnés, d'immenses lapiaz chaotiques au sein desquels s'ouvrent plusieurs cavités.

Plusieurs grottes sont situées autour de la Tour d'Aï et de nombreux puits à neige dans les lapiaz de Segray et de Famelon. Une grotte, la grotte de la Source donne naissance à une résurgence importante (Cours d'eau issu des lapiaz).

Le cavité la plus importante de la région se situe en contre-bas de ces lapiaz, c'est le gouffre-grotte du Chevrier qui par sa profondeur, -504 m est la cavité la plus profonde de Suisse. Ce gouffre a été exploré jusqu'au fond en 1955 par un groupe de Nyon et Leysin (SAS, CAS). Il débute par une succession de puits et galeries inclinées pour rejoindre plus bas un torrent souterrain.

Au total, une vingtaine de cavités pour la région des Tours d'Aï.

Quelques cavités isolées sont encore cataloguées çà et là dans d'autres massifs des Préalpes, la plus importante étant le gouffre de la Grosse-Frasse sur le versant Sud de la Dent de Lyss, gouffre qui ne comporte qu'une verticale de 105 m.

VALAIS ET HAUTES-ALPES CALCAIRES

De même que pour les Préalpes, les Hautes-Alpes calcaires du Valais n'ont été prospectées que d'une façon très incomplète. D'immenses territoires attendent le passage des spéléologues, des lapiaz de haute altitude ne sont jamais visités. Il faut reconnaître que les difficultés d'accès de ces régions et le manque de moyens de communication en rendent la prospection malaisée.

La rive droite du Rhône à travers le Valais est bordée par une chaîne commune aux Alpes Bernoises et Valaisannes. Une partie de cette chaîne de plus de 3000 m d'altitude est constituée de calcaires.

Un groupe de cavernes s'y trouve situé à 1960 m d'altitude au pied du Mont Rawyl, la grotte d'Armeillon y donne naissance à une forte résurgence qui alimente la Lienne. Au pied du Scex-Rouge, aux sources de la Sionne, (2060 m), une résurgence est praticable 80 m et l'exploration n'en est pas terminée. Le gouffre de la « Tine de Flore » -77 m s'ouvre au pied du Mont-Gond à 2100 m environ.

La chaîne principale des Alpes valaisannes au Sud du Rhône ne comporte presque pas de calcaires et par conséquent pas de grottes. Par contre les massifs de montagnes situés à l'extrémité gauche de la vallée du Rhône sont calcaires, mais là également, la prospection n'a été que très incomplète et nous n'y connaissons que quelques cavités isolées:

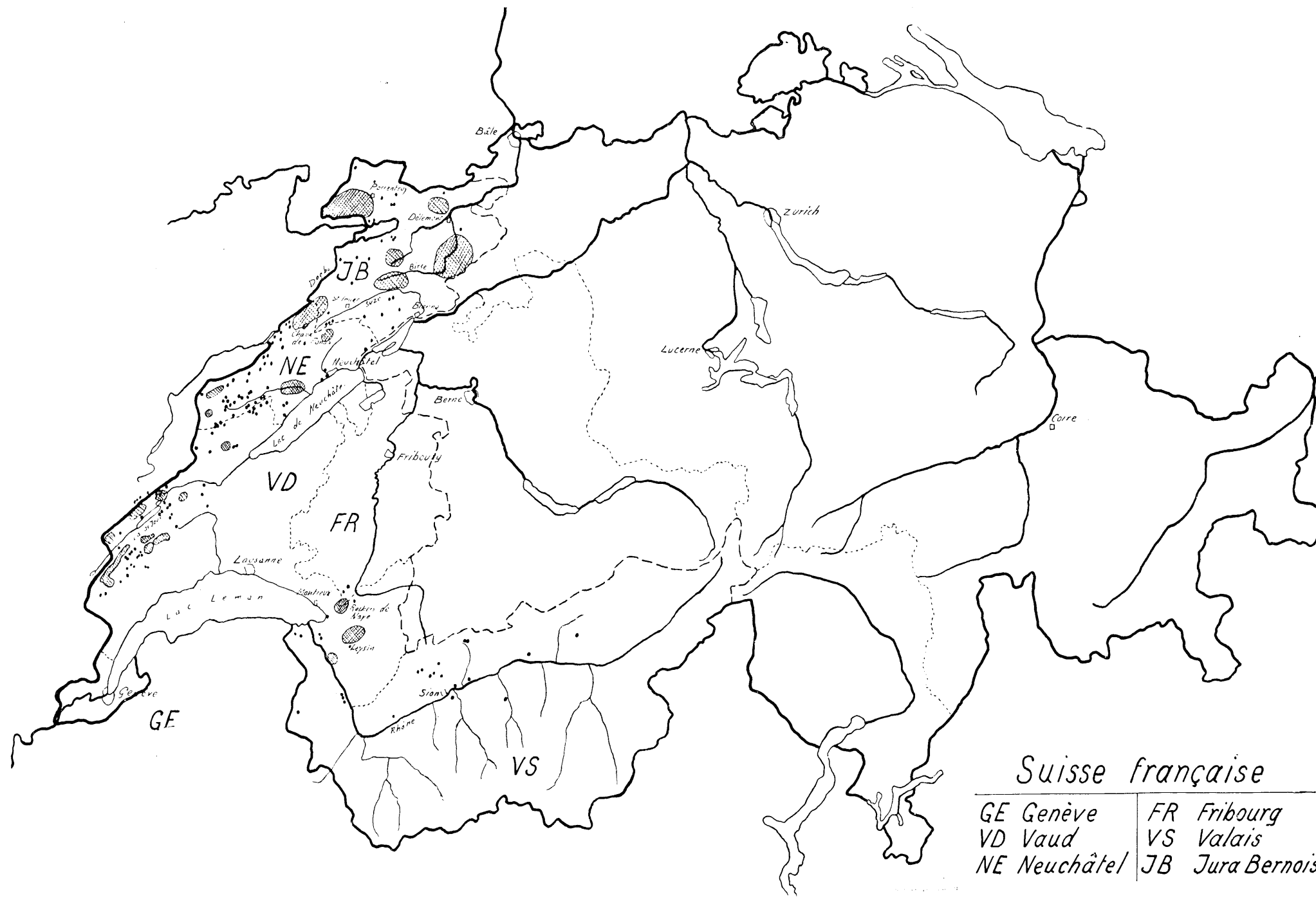
La Tanne des Fées, près du Grammont, -60 m, La Tanne de la Combaz, au-dessus du lac Tanay, -50 m et la grotte Avanthet à la Barmaz sur Champéry.

Sur les deux flancs de la vallée du Rhône, et à proximité du fond de celle-ci, nous signalons quelques cavités dont les plus importantes sont: La grotte de la Crête de Vaas, 360 m de développement et le lac souterrain de Saint-Léonard, long d'environ 300 m; ces deux cavités sont creusées dans le gypse. La grotte-gouffre du Poteux au-dessus de Saillon de 392 m de développement, se termine par un gouffre, -120 m. Enfin, la grotte aux Fées de Saint-Maurice, longue de plus de 2 kilomètres est partiellement aménagée pour les touristes.

CONCLUSION

Le but de cette communication est de faire connaître l'effort poursuivi par la Société Suisse de Spéléologie pour mettre à jour le cadastre des grottes et gouffres de Suisse qu'elle s'est donnée pour tâche de constituer.

Après plus de 12 ans d'activité, nous nous efforçons d'année en année d'améliorer et d'augmenter les fiches, plans, notes et photos qui constituent notre Fichier Central et qui contient des renseignements sur 672 cavités de la Suisse française.



*Suisse française*

GE Genève	FR Fribourg
VD Vaud	VS Valais
NE Neuchâtel	JB Jura Bernois

## La spéléologie dans le Jura suisse

### La vallée de Joux et ses environs

Communication sur les phénomènes karstiques en Suisse française

#### Résumé

La Vallée de Joux, vaste bassin fermé jurassien, occupé par un lac important, est entourée de montagnes riches en gouffres, lapiaz et phénomènes relatif aux régions calcaires: au Nord, les vastes forêts du Risoux et au Sud, la chaîne allant du Col de la Givrine par le Noirmont, le Marchairuz et le Mont-Tendre.

Les lapiaz sont étendus et leurs formes varient suivant la nature du calcaire (Séquanien, Kimmeridgien etc.). Ces lapiaz évoluent vers un stade de sénilité plus ou moins avancé.

Les gouffres sont très nombreux dans toute la région, d'origines et de formes diverses, ils contribuent d'une manière plus ou moins active au drainage souterrain de la région. Les glacières naturelles sont aussi très fréquentes sur les hauteurs.

De petits bassins fermés et des combes marneuses jalonnées de dolines contribuent à l'absorption des précipitations. Ces eaux réapparaissent par plusieurs résurgences le long de la Vallée de Joux et au pied du Jura. Quelques grottes sont les témoins d'une circulation souterraine ancienne plus active.

Les eaux de la Vallée de Joux (Orbe et lac de Joux) sont absorbées par des entonnoirs et résurgent à Vallorbe après un parcours souterrain encore inconnu.

#### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le but de cette communication est de présenter une région du Jura particulièrement intéressante au point de vue spéléologique par la variété des phénomènes karstiques.

La vallée de Joux et les chaînes qui la bordent se situent dans la partie Ouest du Jura Suisse, en bordure de la frontière française.

---

(\*) Archiviste de la Société Suisse de Spéléologie - Lausanne.  
(\*\*) Société Suisse de Spéléologie, Section de Lausanne.



Le territoire étudié comprend la vallée de Joux dont le fond est occupé par deux lacs d'origine glaciaire. Ces lacs sont alimentés par l'Orbe issue du lac des Rousses à l'extrémité de la vallée, en France.

Au Sud, elle est bordée par la chaîne principale qui domine le lac Léman et le début du Plateau Suisse. Cette chaîne est formée d'une succession de croupes arrondies en partie recouvertes de forêts, et dont les points culminants sont: Le Noirmont, le Mont-Sallaz et le Mont-Tendre.

Au Nord, elle est bordée par une chaîne beaucoup moins élevée, uniforme et recouverte d'une très vaste forêt de conifères, (sapins) qui est l'une des plus grandes de l'Europe, 30 kilomètres de long et 10 kilomètres de large y compris la partie française.

Tandis qu'au Sud-Ouest, la vallée se continue en territoire français, elle est fermée au Nord-Est par la Dent le Vaulion, gigantesque éperon calcaire arraché à la chaîne du Risoux par un décrochement dont nous reparlerons plus loin. Ce barrage naturel a permis la formation des lacs après les périodes glaciaires.

Le fond de la vallée de Joux, situé à 1000 mètres d'altitude en fait une haute vallée du Jura. Son orientation géographique et les montagnes qui l'entourent déterminent un climat relativement pluvieux et des hivers longs et froids. La neige abondante et persistante rend difficile l'accès des montagnes.

#### APERÇU GÉOLOGIQUE

Le plissement régulier du Jura donne à la vallée de Joux une structure assez simple; synclinaux et anticlinaux se succèdent parallèlement entre les deux décrochements principaux dont l'un au Nord-Est coupe le Jura entre Montricher et Pontarlier, dont fait partie la Dent de Vaulion; l'autre à la limite Sud-Ouest de notre territoire, de Saint-Cergue à Morez.

Les principaux terrains qui affleurent dans cette partie du Jura appartiennent au Secondaire exceptés quelques lambeaux isolés de Tertiaire sans importance sur la structure générale.

Trois étages principaux appartenant au Jurassique Supérieur, constituent l'ossature des chaînes environnantes: Le Séquanien, le Kimméridgien, le Portlandien. L'Argovien affleure dans quelques bassins fermés secondaires: (Les Begnines, les Têpaz, Combe du Couchant).

Dans quelques synclinaux, le Crétacé a subsisté, tandis qu'il a complètement disparu des anticlinaux par suite de l'érosion.

#### LA CIRCULATION SOUTERRAINE

La circulation souterraine de la région étudiée est très compliquée et pose de nombreux problèmes qui ne sont pas près d'être résolus.

Les grandes glaciations ont complètement modifié l'activité de grands réseaux karstiques qui sont devenus séniles mais dont l'accès a été rendu impraticable par les alluvions.

Actuellement, dans toute la région, les pluies et les orages sont immédiatement absorbés par les lapiaz et fissures innombrables du calcaire.

Une partie de ces précipitations ainsi que les eaux de la fonte des neiges sont collectées dans les bassins fermés et les combes marneuses (Argovien) provoquant ainsi des ruisseaux temporaires de surface qui ne tardent pas à disparaître dans les dolines et entonnoirs jalonnant les combes et le fond de ces bassins fermés. Nous avons pu voir ainsi dans la combe du Couchant, la plus importante de la région, un volume d'eau considérable dévaler dans les prés et disparaître très rapidement dans des dolines.

Suivant la situation des points d'absorptions, ces eaux suivent le pendage d'un côté ou de l'autre des anticlinaux pour sourdre, soit au pied du Jura, sur le versant Sud par d'importantes résurgences: (la Saubrette, le Toleure, la Malagne, la Venoge etc), soit dans la vallée de Joux, (résurgences du Brassus, du Biblanc, de la Lionne etc).

Tandis que les eaux du versant Sud s'écoulent en direction du Léman et du Rhône celles du versant Nord rejoignent l'Orbe et le lac de Joux. Tout le long de la rive gauche du lac, en contact avec la roche calcaire, des pertes absorbent une partie des eaux. A l'extrémité du petit lac Brenet, un entonnoir important assure l'écoulement des eaux qui par un cours souterrain inconnu d'un peu plus de deux kilomètres, viennent réapparaître à la résurgence de Vallorbe.

Les phénomènes des pertes et de la circulation de l'Orbe souterraine ont fait l'objet de plusieurs recherches et études détaillées, aussi nous ne faisons que mentionner le fait en ajoutant que, malgré de nombreuses prospections dans toute la région, aux environs de la résurgence, dans les grottes aux Fées de Vallorbe qui sont d'anciennes résurgences, et sur le parcours présumé de son lit, nous n'avons pu encore découvrir ce cours d'eau hypogé.

La résurgence elle-même a fait autrefois l'objet d'une tentative de pénétration par un scaphandrier, mais le courant violent a empêché la progression de ce dernier.

De Vallorbe, la rivière l'Orbe poursuit son cours à travers le canton de Vaud, pour devenir la Thielle et pour rejoindre plus loin, après les lacs de Neuchâtel et de Bière, l'Aar affluent du Rhin.

#### PHÉNOMÈNES KARSTIQUES

Les phénomènes karstiques visibles en surface sont: les lapiaz et les gouffres sur les crêtes et les hauts-plateaux, les résurgences et les grottes dans les vallées et les cluses.

Les sommets dont l'altitude oscille entre 1500 et 1680 mètres dépassent la limite des arbres et sont généralement recouverts de pâturages ras, la roche affleurant presque partout. Un peu plus bas (1200 à 1500 mètres) on trouve des zones de pâturages plus ou moins clairsemés suivant l'épaisseur de terre végétale recouvrant le calcaire.

La plus grande partie de cette zone est constituée de lapiaz dont la forme varie suivant la nature de la roche et l'inclinaison des couches. Les lapiaz les plus caractéristiques sont ceux du versant Sud du Mont-Tendre. Ils sont dénudés et laissent apparaître très visiblement des cannelures, ciselures, lames d'érosion très prononcées. Les lapiaz les plus étendus sont situés en forêt, sur les flancs des anticlinaux. La forêt du Risoux au Nord de la vallée de Joux constitue à elle seule un immense lapiaz, bien qu'il ne soit pas visible partout à cause de la végétation abondante qui le recouvre.

Sur les deux versants de la chaîne Sud, s'étendent également de vastes lapiaz fréquemment coupés par des diaclases plus ou moins importantes, parfois très longues et qui déterminent des zones chaotiques et effondrées.

#### LES GOUFFRES

La région qui s'étend du Col de la Givrine au Mont-Tendre, ainsi que la vallée de Joux ont été ces dernières années et sont encore l'objet de prospections méthodiques par la Société Suisse de Spéléologie.

Cette région est actuellement de toute la Suisse, la plus riche en cavités naturelles. Les gouffres très nombreux y sont désignés par le nom de « baumes », tandis que les nombreuses fissures et trous de lapiaz sont dénommés « lésines ».

Les gouffres sont très irrégulièrement répartis dans la contrée mais sont particulièrement nombreux dans le secteur Ouest (Vermeilley et Mont-Sallaz), et sur le versant Sud du Mont-Tendre. Par ailleurs, ils sont souvent groupés au nombre de quelques uns à proximité d'accidents tectoniques. La fréquence des cavités est remarquable dans les zones de contact entre le Portlandien et le Kimméridgien d'une part, (Niveau principal à *Exogyra virgula*) et d'autre part dans le Séquanien Supérieur au voisinage des marnes à *Perisphinctes Achilles*.

Il convient de signaler que c'est en suivant scrupuleusement ces niveaux, (cartes géologiques au 1:25000 d'A. FALCONNIER et d'A. AUBERT) que nous avons effectué nos plus fructueuses prospections.

Un grand nombre de cavités de la région sont donc situées dans les lapiaz du Jurassique. Plusieurs gouffres sont groupés aussi au voisinage de quelques décrochements affectant les calcaires du Jurassique, ou mettant en contact Jurassique et Crétacé. Enfin, un certain nombre de cavités sont situées le long des diaclases très nombreuses et aux points d'intersections de ces dernières.

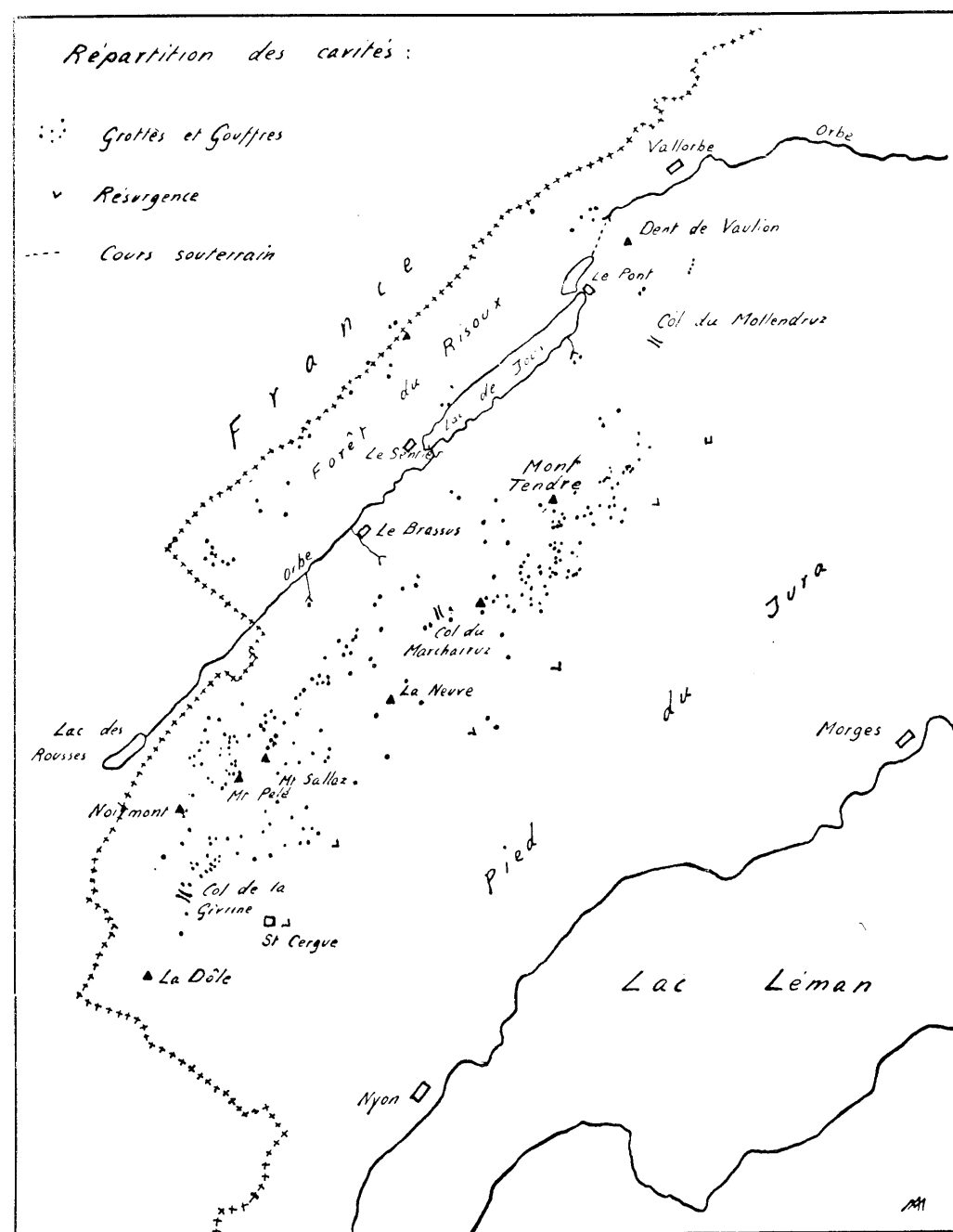


Fig. 1 — Vallée de Joux et ses environs

## STRUCTURE DES CAVITÉS

Nous nous bornerons à énoncer ici les divers types de cavités existant dans la région sans parler de leur mode de creusement qui est analogue à ce qui se passe généralement dans la plupart des régions calcaires.

*Les orifices.* — Se présentent de diverses manières suivant leur situation géologique et tectonique.

Dans les lapiaz, les orifices sont généralement petits et de forme allongée. Le long de diaclases, ils sont fréquemment doubles ou multiples. Aux points d'intersections de diaclases, se découpent alors des orifices vastes et découpés irrégulièrement.

Des effondrements circulaires sont assez fréquents et donnent accès à des diaclases invisibles en surface, où à des galeries descendantes ou horizontales. Quelques cavités sont ouvertes au fond de dolines, très abondantes tout le Jura.

Des orifices circulaires suivis de puits cylindriques s'ouvrent dans les calcaires compacts.

Enfin quelques petits orifices sont situés dans des marno-calcaires (Purbeckien, Argovien).

*Les puits de lapiaz.* — Sont les plus nombreux mais en général de petites dimensions. Souvent, ce sont de simples élargissements de diaclases formant des puits étroits de forme allongée, verticaux ou légèrement obliques. La profondeur de ces cavités oscille entre 10 et 20 mètres. Un certain nombre de ces gouffres sont creusés aux points d'intersections de diaclases. Il arrive que la cavité se continue en profondeur par la diaclase la plus importante, et de large, le gouffre devient brusquement étroit.

Les diaclases visibles à la base des gouffres sont généralement étroites et souvent obstruées par des éboulis. Dans quelques cas, nous avons pu en y forçant le passage, accéder à des grottes encore inconnues mais restreintes.

*Les effondrements.* — Situés en général sur des marno-calcaires, ou sur des diaclases, sont assez abondants. Si les premiers ne sont que des cavités larges et peu profondes, les seconds, moins fréquents d'ailleurs sont plus souvent suivis de diaclases, de boyaux ou de galeries.

Quelques gouffres ouverts dans des dolines ont absorbé ou absorbent encore des ruisseaux (en général temporaires). Ces gouffres aux parois plus lisses présentent des cannelures dues au ruissellement.

*Circulation d'eau dans les gouffres.* — Parmi les plus importants gouffres de la région, certains absorbent régulièrement les eaux, soit par de nombreuses infiltrations, soit par la circulation de ruisseaux permanents ou temporaires. Le fond de quelques gouffres présente des traces très visibles du passage des eaux: lit de ruisseaux, lames d'érosion, cheminées d'adductions anciennes parfois concrétionnées.

Au printemps, les suintements et ruissellements dus à la neige accumulée dans les fissures de lapiaz, les dolines et sur les talus d'éboulis des puits, sont très abondants et entravent les explorations durant plusieurs mois.

Dans les gouffres de la région, nous avons observé certains faits qui semblent assez caractéristiques des cavités jurassiennes.

1. - Le Jura présente une stratigraphie où alternent fréquemment les calcaires compacts et les marno-calcaire; les étages sont peu importants en épaisseur à part les étages du Jurassique Supérieur, (Portlandien, Kimméridgien et Séquanien). C'est donc exclusivement dans ces derniers que nous rencontrons des puits verticaux de 40 à 80 mètres de profondeur.

2. - Dans les grands gouffres, la traversée des diverses zones de la stratigraphie est marquée par des changements brusques dans la structure et la topographie de la cavité.

3. - Nous avons plusieurs fois découvert des prolongements en visitant minutieusement les diaclases rencontrées à la base et dans les parois des puits verticaux.

4. - Nous avons observé souvent dans la région des puits parallèles les uns aux autres et séparés par de minces cloisons. Des orifices situés dans les parois et souvent difficiles d'accès nous ont permis d'atteindre et de descendre dans ces puits qui n'ont pas de débouché extérieur.

5. - Plusieurs gouffres n'ont comme débouché extérieur que des orifices très étroits, petites diaclases ou boyaux bas ménagés entre-strates, et seuls des accidents locaux, (effondrements, dolines) en ont permis l'accès.

## LES PRINCIPAUX GOUFFRES

*Secteur Ouest.* — La partie Ouest du territoire, région du Vermeilley et d'Arzier est très riche en gouffres de toutes natures, les cavités, principales sont:

*Le gouffre de la Vy du Carroz.* — Constitué par un puits de 24 mètres largement ouvert à l'intersection de diaclases. Une étroite diaclase presque impénétrable a donné accès à deux puits intérieurs descendant respectivement à -40 et -49 mètres.

*Le gouffre du Lapiaz de Combe-Tréville.* — Puits de 40 mètres ouvert par effondrement dans un lapiaz. Un boyau descendant de sa base s'achève à -60 mètres.

*Le gouffre de la clairière de Tréville.* — Un puits de 33 mètres ouvert sur une diaclase se continue par une galerie très accidentée, coupée de puits et cheminées et qui se termine par un regard sur un ruisseau

souterrain inaccessible. Le fond de ce gouffre est malheureusement encombré par un infect charnier (plusieurs cadavres de porcs). Point bas à -50 m.

Aux environs du *Creux du Crouaz*, combe argovienne très curieuse, plusieurs décrochements sont jalonnés par une quantité de gouffres et grottes de petites dimensions, la cavité la plus importante du groupe étant la *Baume du Crêt des Danses*. Cette cavité s'ouvre dans le Kimméridgien (Niveau à *Exogyra Virgula*) par un vaste orifice. Un puits de 34 mètres renferme toute l'année un amoncellement considérable de neige et de glace. Une succession de ressauts dans une galerie étroite et tapissée de glace nous a permis de descendre à -47 mètres où une désobstruction sera nécessaire.

*Mont - Sallaz*. — Ce sommet et ses environs très tourmentés, lapiaz et zones chaotiques est criblé d'une quantité de cavités, lézines effondrements, puits et glacières naturelles. Dans plusieurs de ces cavités, il nous faudra entreprendre des désobstructions.

*Bois du Couchant et Petite-Chaux*. — Dans ces bois qui recouvrent la crête principale du Jura entre le Mont-Sallaz et le Col du Marchairuz, les lapiaz se succèdent sans interruption et les gouffres y sont nombreux: Citons les principaux:

La Grand' Lanche profond de 36 mètres, un gouffre de la Petite-Chaux -51 mètres, la Baume de la Cascade, -50 mètres, la Baume des Loges, -52 mètres, la Baume de l'Abîme, -77 mètres.

Deux gouffres méritent une mention particulière:

*Le gouffre des Croix-Rouges*. — Creusé dans le Séquanien, ce gouffre débute par un effondrement suivi d'un puits (diacalse élargie) profond de 45 mètres. A quelques mètres au-dessus du fond de ce puits, un étroit orifice nous a permis après agrandissement de pénétrer dans un gouffre inférieur sans issue à la surface. C'est un exemple typique de puits parallèles reliés accidentellement par une fissure dans la mince cloison qui les sépare.

À -79 mètres, une étroite diacalse donne accès à un troisième puits qui aboutit à -108 mètres dans une salle close. Les strates sont très visibles au plafond et la nature de la roche laisse présager les calcaires marneux du Séquanien Inférieur. Une fissure étroite à la base de la salle, permet la fuite en profondeur des eaux et suintements abondants.

*Le gouffre de la Petite - Chaux*. — Ce gouffre est ouvert dans la partie supérieure du Séquanien, voisin de la zone à *Perisphinctes Achilles*.

C'est un exemple de l'importance des points de recoupements de diaclases dans le Jura. Par un puits de 24 mètres largement ouvert, on accède à un carrefour où deux diaclases transversales recoupent une diacalse longitudinale. Cette dernière très étroite demande de gros efforts de reptation et ramonage pour la suivre sur une longueur de 20 mètres. On peut alors descendre dans une salle qui domine un puits spacieux de 51 mètres de profond. Ce puits débouche au plafond d'une salle chaotique à -101 mètres.

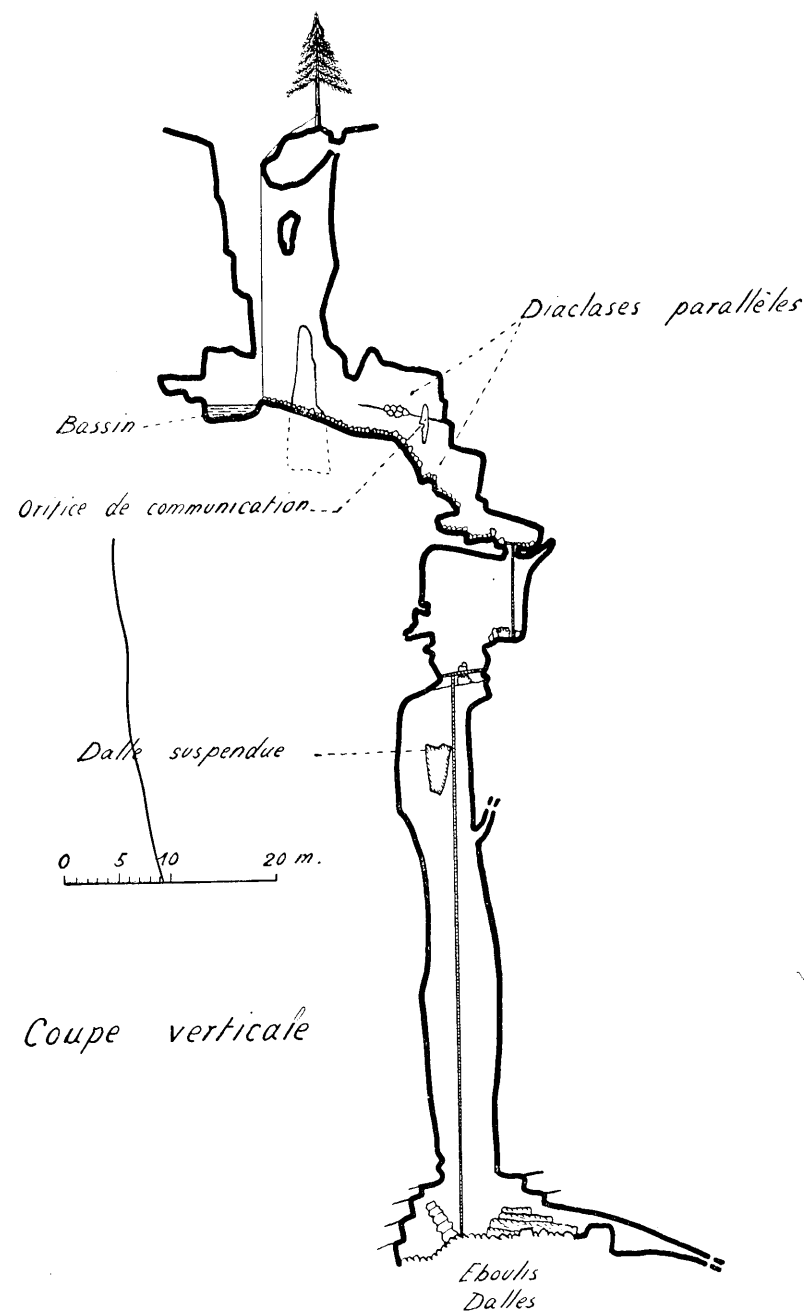


Fig. 2 — Gouffre de la Petite-Chaux.

Un monstrueux amoncellement de blocs de rochers encombre cette salle qui ne présente aucun passage praticable plus bas et se termine à -115 mètres. Ici aussi, c'est l'approche des marnes du Séquanien Inférieur qui empêche la progression en profondeur de la cavité.

*Marchairuz et Mont de Bière.* — Aux environs du Col du Marchairuz et sur le Mont de Bière, sont disséminées plusieurs cavités dont la plus importante est la grotte de la *Grande-Rolaz*. Il s'agit d'un réseau de galeries, témoin d'une circulation ancienne. Trois galeries se rejoignent à l'endroit où un petit puits permet l'accès de l'extérieur. Les galeries de cette grotte sont formées d'une suite de salles où la dissolution très active a fortement entamé les voûtes qui en certains points arrivent près de la surface. L'extrémité de la galerie principale est colmatée par un cône d'éboulis provenant soit d'une galerie, soit d'un orifice actuellement bouché. Il sera intéressant d'entreprendre la désobstruction de cette grotte.

*Le Mont - Tendre.* — Situé au Nord-Est du col du Marchairuz, le Mont - Tendre se trouve à l'extrémité de notre secteur. C'est sur le versant Sud qu'est concentré la plus grande partie des cavités de la région; en effet, 82 cavités sont cataloguées dans ce massif. Les cavités de lapiaz entrent pour une bonne partie dans cet effectif, néanmoins quelques gouffres du Mont-Tendre méritent une mention particulière.

*La Grande Baume de Mondisé.* — Creusée au contact Portlandien - Kimméridgien, (niveau principal à *Exogyra-virgula*), elle débute par un beau puits cylindrique de 34 mètres ouvert dans une doline. Un long talus d'éboulis descend à -50 mètres. Plusieurs cheminées importantes s'élèvent les unes à côté des autres au-dessus de l'éboulis, disposition remarquée une fois de plus dans le Jura (gouffres parallèles).

*Le gouffre du Pré de Ballens.* — L'orifice de ce gouffre est un effondrement ouvert sur une cavité qui s'est agrandie de bas en haut par décollement des strates horizontales. A une extrémité de la cavité ainsi produite s'ouvre un boyau sinueux de 40 mètres de long tandis qu'au-dessous de l'orifice s'ouvre une petite cavité descendante qui vient se greffer sur une diaclase qui descend à -60 mètres sous l'orifice.

Au Sud-Ouest du sommet, sont situés deux petits bassins fermés très curieux: Le Creux d'Enfer du Petit-Cunay et le Creux d'Enfer de Druchaux. De magnifiques lapiaz aux longues fissures parallèles régulières recouvrent le fond de ces dépressions. Un chapelet de gouffres borde la partie inférieure du Creux d'Enfer de Druchaux absorbant les eaux collectées dans la dépression.

*La Glacière à Tissot.* — Ouverte dans le Portlandien, le puits d'entrée de cette cavité, profond de 19 mètres, voisine avec un réseau de fissures et

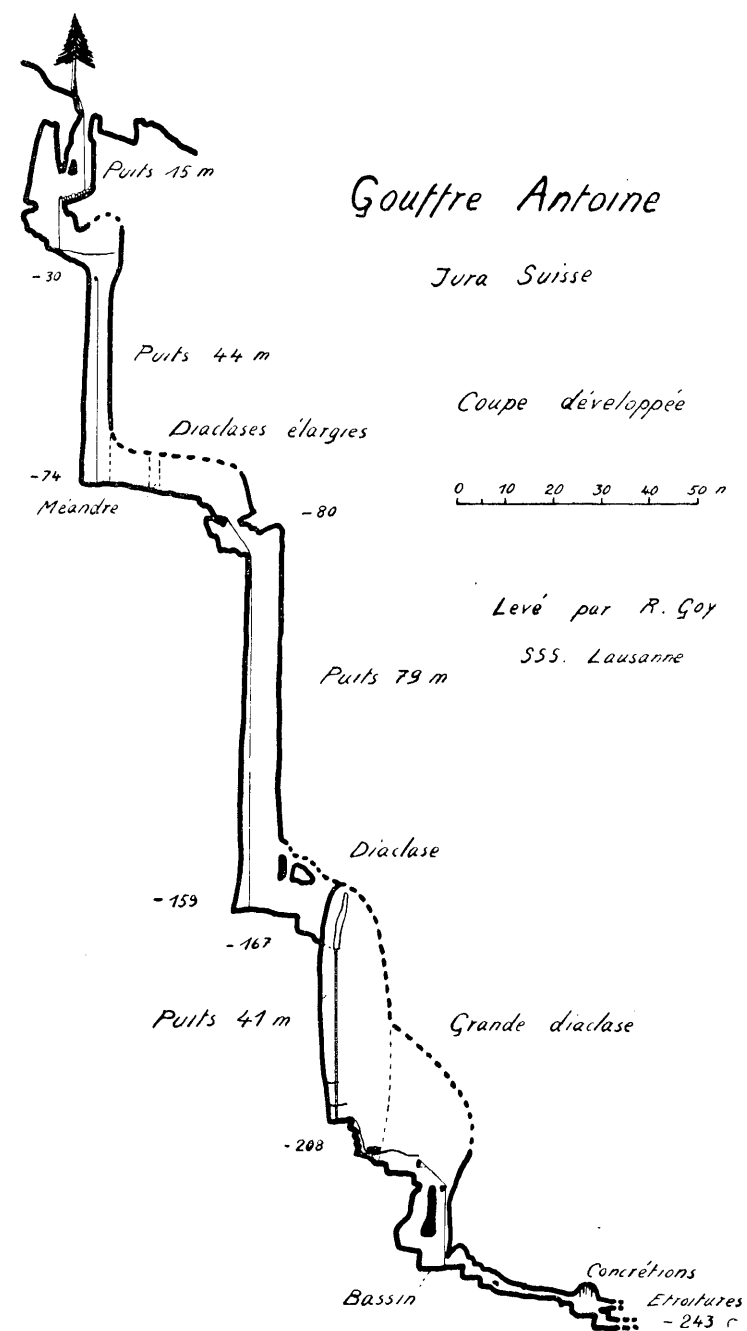


Fig. 3 — Gouffre Antoine

boyaux qui rejoint le fond du gouffre montrant comment certains puits s'agrandissent pour former de vastes dépressions aux parois abruptes.

Ces fissures absorbent les eaux collectées par les pluies, orages et fonte des neiges. Ces eaux contribuent activement à la dégradation de ces fissures; nous y avons été une fois surpris par l'arrivée soudaine d'un ruisseau dû à un orage, et avons été obligés de battre en retraite précipitamment. La cavité se poursuit en profondeur par une grotte étroite descendant par ressauts. Cette année, des prolongements ont été découverts, mais il faudra déblayer les éboulis et pierres branlantes qui constituent dans cette grotte un sérieux danger.

*Le gouffre Antoine.* — Ce gouffre est le plus profond de la région et l'un des plus profonds connus dans l'ensemble du Jura. Exploré il a une trentaine d'années par un facteur de Montricher jusqu'à -74 mètres, il est resté ensuite dans l'oubli. En automne 1954, nous reprenons à notre tour l'exploration de ce gouffre et découvrons un prolongement dans un méandre étroit qui avait échappé à notre prédécesseur. Après ce méandre long d'une vingtaine de mètres, nous sommes arrêtés par un puits vertical important. L'hiver interrompt nos recherches qui sont reprises en 1955.

Le puits entrevu est exploré et présente une verticale de 79 mètres, il aboutit dans une zone très fissurée à travers laquelle on progresse dans un nouveau méandre. Une fois de plus, le manque de matériel nous arrête à -167 mètres devant un nouveau puits de 41 mètres. Ce ne sera qu'à la quatrième exploration que nous parviendrons au fond de ce gouffre à -243 mètres de la surface.

Le gouffre Antoine est creusé aux dépens d'un réseau de diaclases et la corrosion semble avoir joué un rôle important dans sa formation.

Par sa situation dans un important lapiaz, il collecte un ruisseau qui, à certaines époques pluvieuses rend l'exploration pénible. Ce gouffre étant situé sur une gouttière naturelle, les eaux collectées doivent alimenter l'importante résurgence de la Malagne au pied du Jura.

Une intéressante hypothèse sur la stratigraphie de la cavité démontrerait l'étroite dépendance de ce gouffre, de la nature géologique des couches traversées. En effet, les changements dans sa structure correspondent en profondeur aux différents étages du Malm Jurassique. Ouvert à la base du Portlandien, la zone de contact avec le Kimméridgien est nettement marquée par une coupure oblique (marnes du niveau principal à *Exogyra Virgula* tandis que les marnes du niveau secondaire à *Exogyra Virgula* correspondent aux méandres qui séparent les puits de 44 et 79 mètres. La zone fissurée et désagrégée à -159 mètres doit appartenir aux marnes du Banné et le Kimméridgien Inférieur est marqué à son tour par un puits vertical.

La zone de contact Kimméridgien-Séquanien, ce dernier de caractère marneux se remarque à la base du gouffre par des puits peu profonds

et une galerie oblique de petite dimension tapissée d'argile et qui s'achève par des fissures impénétrables entre-strates.

*Le gouffre du Petit-Pré.* — Découvert en automne 1957 par des jeunes gens en quête de cavités, qui s'acharnèrent à ouvrir une étroite fissure qui s'ouvre directement sur un grand puits vertical. La fissure d'entrée oblique a dû être agrandie pour pouvoir accéder sans danger au puits.

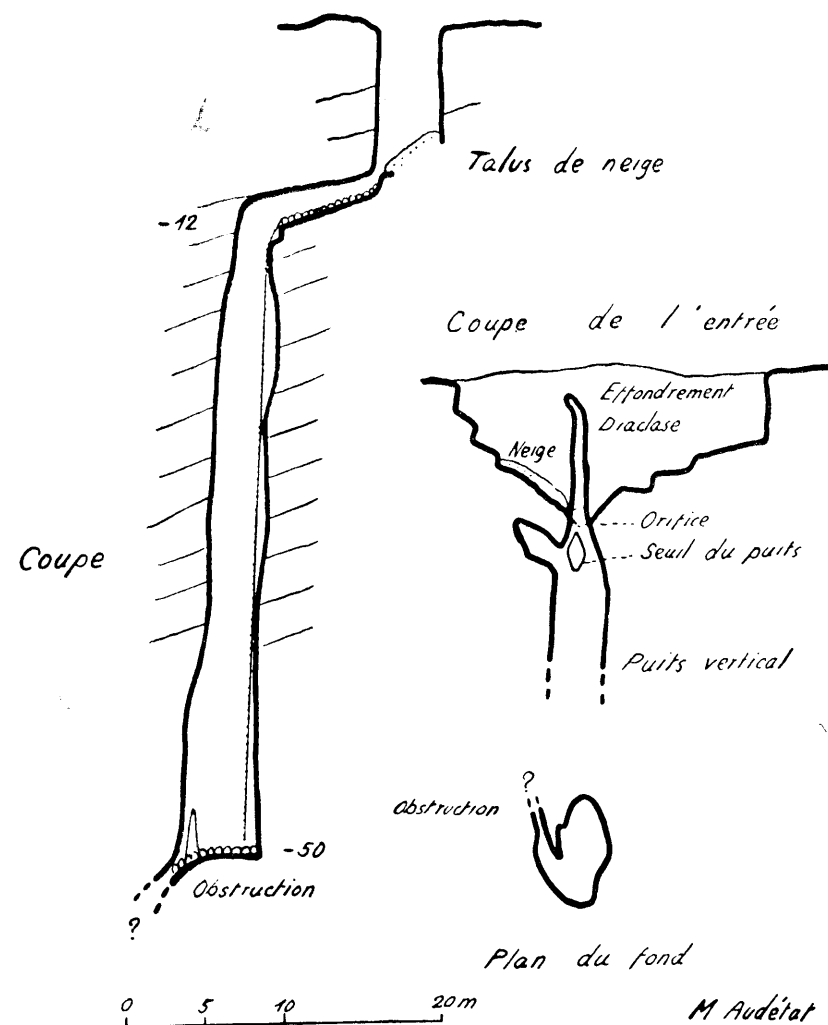


Fig. 4 — Gouffre de la Cascade - Châlet à Roch.

Ce dernier s'enfonce verticalement jusqu'à -120 mètres environ. Des paliers à -37, à -47 mètres permettent toutefois d'établir des relais. A la base de ce grand puits, un talus d'éboulis et de gros blocs descend en suivant une fissure qui s'élargit et se creuse en un nouveau gouffre sondé plus de 70 mètres, mais qui doit dépasser 100 mètres de profondeur et qui est encore inexploré, (exploré depuis le Congrès, en 1959 par la SSS de Lausanne, profond de -265 m, il recèle un ruisseau souterrain qui coule dans une diaclase étroite).

Ce gouffre est ouvert à la base du Portlandien, à peu de distance d'une faille orientée Ouest-Est et qui met en contact Portlandien et Kimméridgien (Niveau principal à Exogyra Virgula). Les cartes géologiques donnent dans cette région une épaisseur de 180 mètres au Kimméridgien et de 60 mètres environ au Séquanien Supérieur; il est donc possible que le gouffre du Petit-Pré descende à plus de 200 mètres jusqu'aux marnes du Séquanien Inférieur.

*Forêt du Risoux.* — Dans les forêts du Risoux qui s'étendent au Nord de la Vallée de Joux s'ouvrent une trentaine de cavités, gouffres et petites grottes ainsi qu'une glacière naturelle. Le gouffre le plus profond est la *Baume du Chemin de la Source*, puits vertical de 28 mètres. Plusieurs gouffres ont été aussi explorés sur territoire français, à proximité immédiate de la frontière: Citons un gouffre aux « Cailles » profond de 52 mètres et une baume-grotte qui renferme de belles salles.

#### LES GLACIÈRES

Notons dans la région la présence de nombreuses glaciers naturelles et puits à neige; ces cavités sont de deux types:

1) - Les puits à neige et cavités sans issues, en forme de poches, assez spacieuses à leur base et d'orifice parfois restreint. La neige et la glace qui s'y accumulent maintiennent une température basse qui permet la conservation de ces dernières.

2) - Les glaciers à orifices double ou multiples, provoquant des courants d'air une réfrigération naturelle.

Parmi celles du premier type, citons:

*La glacière des Croix-Rouges.* — Puits vertical de 30 mètres et salle occupée par la glace. La glacière du *Chalet Neuf du Mont-Tendre* profonde aussi de 30 mètres, la *glacière du Pré Saint-Livres* galerie descendante, vaste et fortement inclinée, recouverte d'un glacier qui se déverse dans une grande salle.

Parmi celles du deuxième type, citons:

*La glacière Tissot*, puits vertical et réseau adjacent de salles et fissures provoquant la circulation de l'air. *La glacière de la Genolière* galerie et salle reliant deux puits verticaux.

*La baume de la Passoire*, réseau de puits jalonnant une diaclase envahie par la neige et glace, etc.

#### LES GROTTES

Les grottes sont beaucoup moins nombreuses que les gouffres dans la région que nous décrivons. Nous avons cité au chapitre des gouffres, la grotte de la Grande-Rolaz qui débute elle-même par un petit gouffre. Plusieurs autres gouffres d'importance diverses recèlent à leur base des galeries horizontales ou descendantes, généralement peu développées, de 20 à 100 mètres.

Quelques grottes sont réparties le long de la vallée de Joux et sont en relation avec des résurgences et des réseaux tributaires de l'Orbe et du lac de Joux.

*La grotte du Biblanc.* — Est située au-dessus d'une résurgence du Biblanc, ruisseau affluent de l'Orbe sur sa rive droite.

Par une entrée basse entre-strates, on pénètre dans une galerie descendante longue de 75 mètres qui aboutit à un siphon à environ 30 mètres de dénivellation. Peu au dessus du fond, une fissure donne accès à un boyau également siphonnant. C'est par ce dernier qu'en période de crues, les eaux affluent dans la grotte. Quelques tentatives de siphonnage ont été faites sans succès jusqu'à présent elles seront reprises. Lors de la fonte des neiges, la grotte du Biblanc se remplit et fonctionne alors comme résurgence. Les eaux réapparaissant au Biblanc sont probablement collectées par les nombreux lapiaz et gouffres des forêts du Chalet à Roch situées au-dessus.

*Grotte de la Cluse des Entonnoirs.* — Sur la rive gauche du lac de Joux un ruisseau descend des forêts du Risoux, son cours est souvent, à sec et l'eau circule sous terre. Peu avant le lac, un orifice dans le lit de ce ruisseau en absorbe une partie et donne accès à un court tronçon de son parcours souterrain (30 mètres).

Non loin de là, au bord du lac, un gouffre de 22 mètres situé dans la cave d'une maison a été utilisé autrefois pour absorber les eaux du lac qui après avoir actionné une roue à eau, y retournaient par le fond. Lors des montées du lac, les eaux refluent alors et le gouffre devient émissif.



*Les Chaudières d'Enfer.* — Ce sont deux grottes situées sur la rive droite du lac au haut d'un petit vallon dominant le village de l'Abbaye. Ces grottes sont des résurgences temporaires de la Lionne dont la résurgence habituelle se trouve juste au-dessous. La grotte inférieure débute par un petit puits suivi d'un réseau de boyaux étroits. La grotte supérieure galerie descendante longue de 46 mètres se termine par un siphon qui n'a pas encore été forcé.

Ces grottes témoins d'une circulation ancienne beaucoup plus active sont peu importantes et la vallée de Joux, trop élevée d'altitude ne possède pas les réseaux souterrains étendus que l'on voit fréquemment ailleurs dans le Jura.

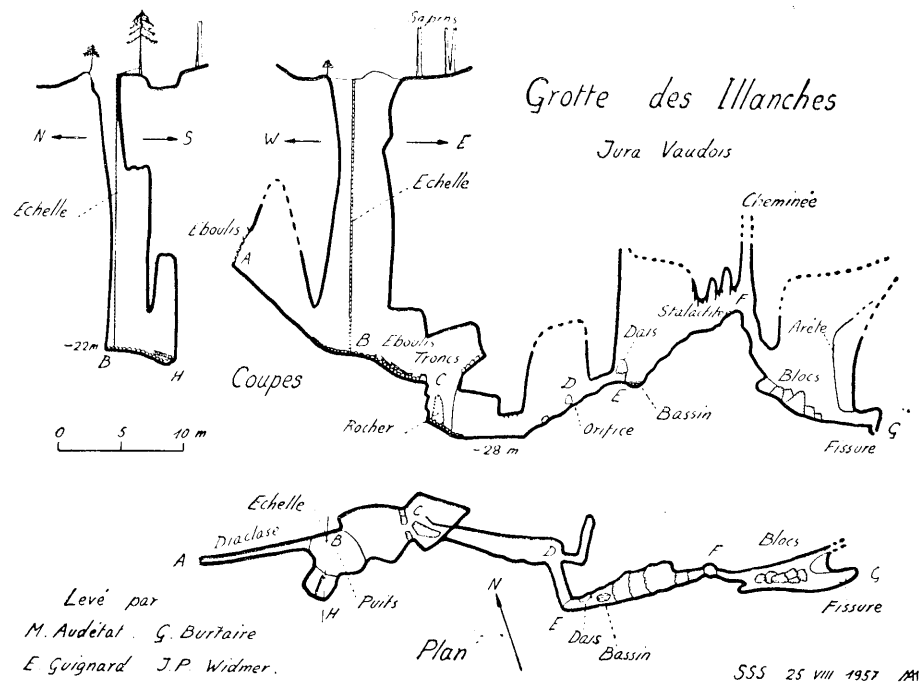


Fig. 5 Grotte des Illanches

CONCLUSIONS

Par cette énumération des phénomènes karstiques, des gouffres et grottes de la vallée de Joux, nous avons voulu attirer l'attention sur une région du Jura Suisse qui est depuis plusieurs années le champ de prospections et d'explorations souterraines de la section de Lausanne de la Société Suisse de Spéléologie.

Quand nous avons commencé l'étude de ce secteur du Jura, seules quelques cavités avaient été visitées, et la plus grande partie n'étaient pas connues. Les prospections méthodiques en suivant les zones de contact entre les divers étages des calcaires Jurassiques et Crétacés ainsi que les nombreux décrochement ont permis la découverte de nombreuses cavités dont le nombre dépasse 270 sur un territoire de 30 kilomètres de long sur 15 kilomètres de large.

La faune des cavités de cette région est étudiée par les spécialistes de la Société, Messieurs V. AELLEN et P. STRINATI de Genève.

Quelques unes des cavités ont fourni des vestiges de faune quaternaire, Cerf, Elan, Loup, Ours brun.

Les résultats de nos recherches ainsi que toutes les indications sur la topographie des cavités sont déposés au Fichier Central de la Société Suisse de Spéléologie à Lausanne.

## I fenomeni carsici della zona del Lucomagno<sup>(1)</sup>

### Résumé

Notre relation délimite et décrit des phénomènes carstiques dans les dolomies de la zona du Passo del Lucomagno (Val Blenio, Canton Ticino, Suisse) (8°.48' long. E - 46° 34' lat. N).

Nos recherches ont porté sur env. 36 kmq. de terrain dans la Valle del Lucomagno et dans la Val di Campo. Dans ces terrains, appartenant au Trias des recouvrements penniques, on a relevé 4 zones nettement carstiques ayant une surface totale d'env. 11 kmq. Les phénomènes carstiques en question comprennent presque exclusivement des dolines de dimensions petites ou moyennes, auxquelles viennent s'ajouter quelques pertes et résurgences peu importantes ainsi que quelques grottes très petites.

La deuxième partie concerne une étude sur la distribution de quelques espèces végétales à l'intérieur des dolines plus importantes, étude qui nous a permis de constater une influence nette bien que sur échelle très réduite de la morphologie carstique sur la distribution des végétaux examinés.

### INTRODUZIONE

Durante le ricognizioni compiute nel 1957 nel quadro dell'attività del Gruppo Speleologico Ticinese ed intese a fornire le base per uno studio sistematico del patrimonio speleologico delle alte valli ticinesi, individuammo una estesa zona carsica intorno al Passo del Lucomagno, al confine settentrionale del Cantone Ticino. Benché situato in una regione geologicamente ben conosciuta ed in parte almeno abbastanza frequentata, questo carsismo non ci risulta sinora descritto.

Con l'aiuto finanziario del Fondo Nazionale Svizzero per le Ricerche Scientifiche abbiamo potuto estendere la nostra attività, ed in particolare abbiamo ritenuto utile procedere ad un rilevamento e ad uno studio del fenomeno, almeno nelle grandi linee. Il lavoro è stato svolto soprattutto

(\*) Société Suisse de Spéléologie - Comité Central - Sion.

(1) - Lavoro dedicato al Prof. M. Vialli come devoto e riconoscente omaggio.

nelle prime settimane del luglio 1958, ed ha interessato i seguenti punti principali:

- a) delimitazione e rilevamento dei fenomeni carsici
- b) studio sommario della idrologia del Brenno di Pertusio
- c) raccolta di dati sulla vegetazione delle principali doline
- d) esplorazione e rilievo di eventuali cavità

Il rilevamento è stato eseguito nel corso di oltre 35 ore di marcia iscrivendo i principali fenomeni in carte 1:5.000 dedotte dal foglio 266 della Carta nazionale 1:50.000.

### SITUAZIONE E LIMITI

Il passo del Lucomagno è situato a 8° 48' long. E 46° 34' lat. N al confine geografico e politico tra il Canton Ticino ed il Canton Grigioni, nella zona centrale delle Alpi svizzere. La sua quota relativamente modesta (1920 m s/m) e la presenza di abbondante vegetazione unite al facile accesso, lo resero frequentatissimo in passato, mentre ora ha valore unicamente per il turismo. Unisce Olivone (in Val di Blenio) con Disentis (Vorderrheintal).

La zona delle nostre ricerche si estende a S del passo, nella Valle del Lucomagno e nella Valle di Campo, e più precisamente entro i seguenti confini geografici: Passo del Lucomagno (1920) — Pizzo dell'Uomo (2662) — Pizzo Corombe (2545) — Dottero (1707) — Toira (2099) — Alpe Boverina (1868) — Porta del Corvo (3015) — Passo del Lucomagno,

La superficie totale è di circa kmq. 36, l'altitudine media intorno ai 2000 m. I fenomeni carsici sono peraltro assai più limitati, in relazione alla natura geologica del terreno, di cui diremo più oltre. Essi coprono una superficie di circa kmq. 11, ripartita in 4 zone:

*Prima zona* : Alpe di Croce - Pertusio circa kmq. 1, quota media 1950 m s/m ;

*Seconda zona* : Piano dei Canali-Caldröu-Campo Solario circa kmq. 3, q.m. 2000 m ;

*Terza zona* : Canali di Boverina (V. di Campo) circa kmq. 3, q.m. 2100 m ;

*Quarta zona* : Toira - Anvéuda - Croce Portera circa kmq. 2, q.m. 1900 m.

Le prime due zone si trovano sulla riva destra (cioè a W) del Brenno del Lucomagno, di cui sono tributarie. La V. di Campo, diretta in senso

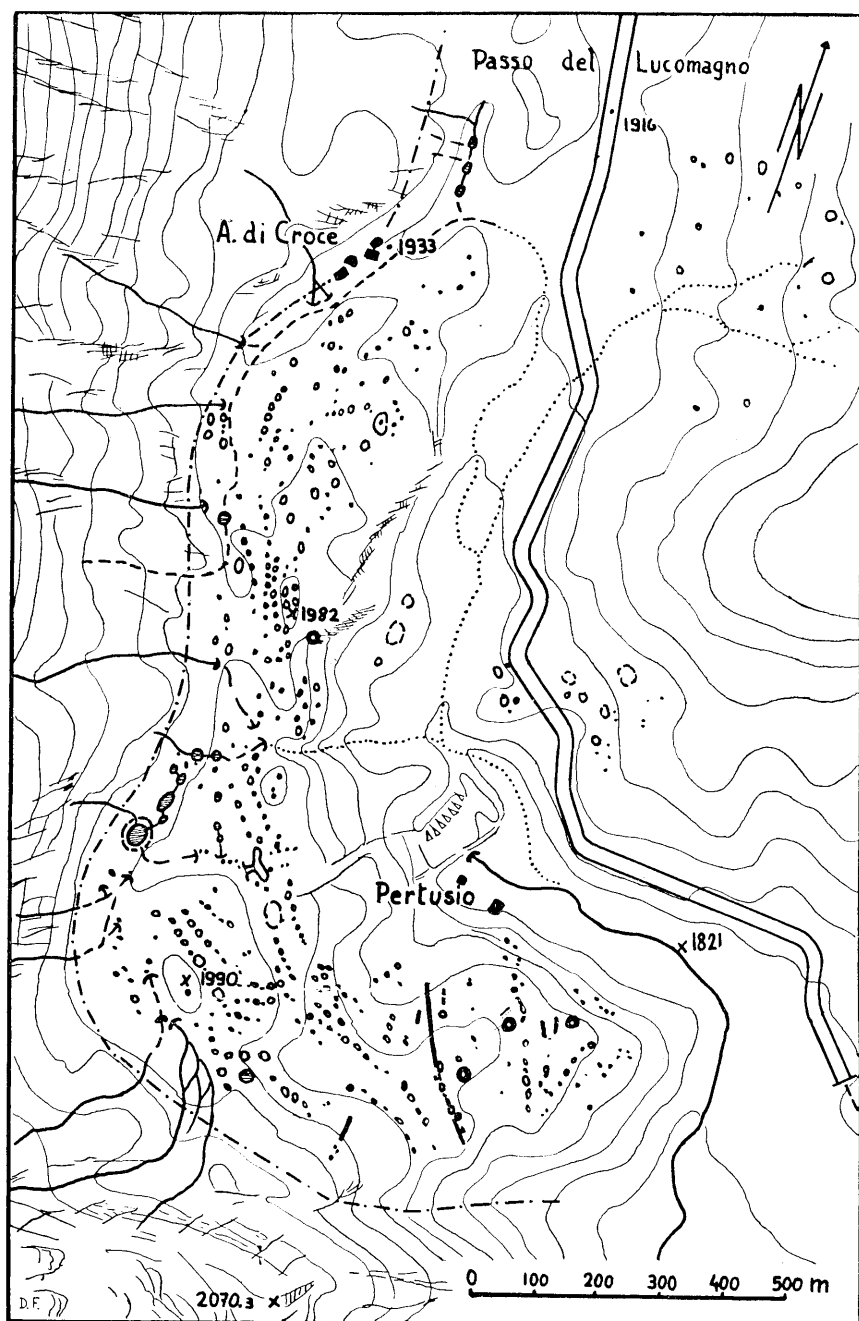


Fig. 1 — Carta della zona Alpe di Croce-Pertusio.  
 Equidistanza delle isoipse 20 m. — Tratto continuo: torrenti perenni — Tratto interrotto: torrenti temporanei — Cerchietti sottili: doline — Cerchietti grossi: grotte.

E-W, versa le sue acque nel Brenno di V. Camadra. L'ultima regione forma il fianco superiore sinistro (N) della media e bassa Valle del Lucomagno.

## CENNI GEOLOGICI

La zona dei fenomeni carsici del Lucomagno giace nei ricoprimenti pennidici, e più precisamente nelle dolomie e calcari triassici della striscia Bedretto-Piora-Scopi.

Come risulta dalla carta geologica generale svizzera al 200.000 (foglio 7), si tratta per lo più di rocce dolomitiche del Trias medio, trasgressive rispetto alle rocce sottostanti, e che seguono le anticlinali dirette in senso W-E delle rocce pretriassiche del massiccio del Gottardo, che presentano una forte discesa assiale verso E. Una delle più settentrionali di queste anticlinali è quella della V. di Campo, dove la dolomia è limitata a N. e a S da calcescisti dello Scopi e della Costa. Le masse granitiche del massiccio del Gottardo affiorano nella Selva secca. Di qui la dolomia si prolunga verso W fino al Pizzo Columbe con una potenza di 500-800 m. La zona di Pertusio è limitata ad W da gneiss e graniti.

## DESCRIZIONE

*Prima zona: ALPE DI CROCE - PERTUSIO*

È questa la zona dove il carsismo presenta il suo massimo sviluppo. Risulta di un gradino dolomitico allungato in senso N.-S per ca. 2 km e largo 500 m ca., limitato ad E dal fiume Brenno e ad W da rocce cristalline (gneiss).

Le numerosissime doline sono concentrate nella parte pianeggiante, e manifestano una sensibile tendenza ad allinearsi parallelamente al contatto dolomia-gneiss.

La grande maggioranza ha dimensioni piuttosto ridotte (meno di 5 m. di diametro e profondità inferiore ai 2 m). Non sono tuttavia rare doline di alcune decine di metri di diametro e di notevole profondità, più o meno regolarmente distribuite, con una leggera prevalenza sul limite W della formazione. La forma è quasi costantemente assai regolare, circolare, con fondo arrotondato a tazza. Pure frequenti le doline riempite d'acqua, tra le quali occorre distinguere bacini perenni (caratterizzati da assenza di vegetazione sul fondo o da presenza di piante acquatiche) e bacini temporanei, generalmente più ridotti e provvisoriamente allagati dalla fusione delle nevi o dalle piogge. I bacini perenni, più frequenti nella parte meridionale, sono in gran parte alimentati direttamente od indirettamente (cioè attraverso altre doline) da torrentelli provenienti dalla zona cristallina.

Tutto il carsismo è ricoperto di vegetazione tipo pascolo alpino, che però sposa perfettamente le forme sottostanti, permettendone un facile e dettagliato rilevamento.

Lungo l'orlo orientale del gradino (verso il fiume) si sviluppa un dosso allungato, con paretine rocciose verso l'interno, interrotto da un solco a forra asciutta a circa metà lunghezza, e lungo il quale si situano alcune delle principali perdite. Sul versante E di questo costone poi si

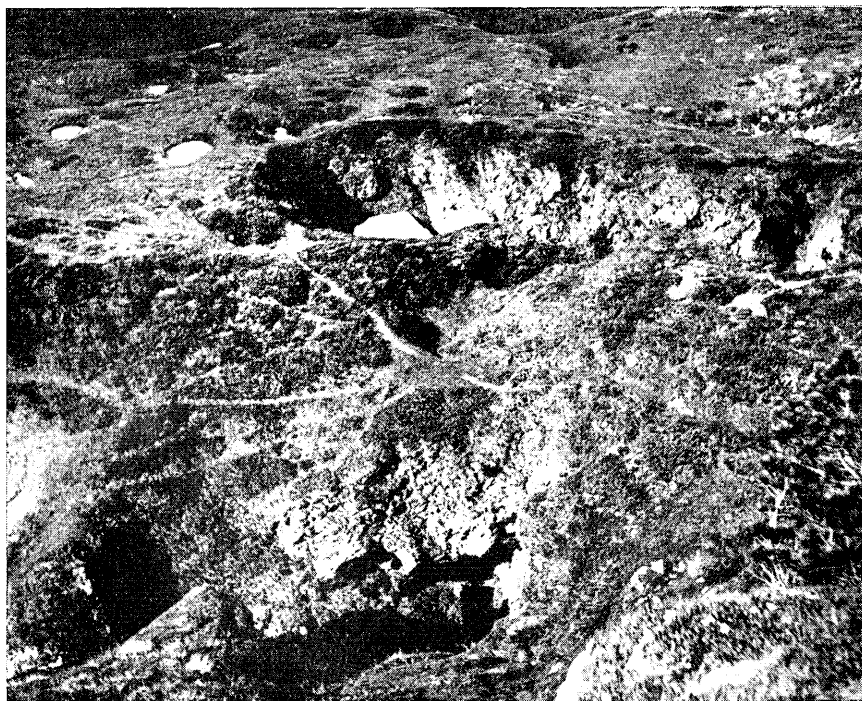


Fig. 2 — Doline nella zona sopra Pertusio

apre la Grotta del Nido, piccola nicchia ascendente, priva o quasi di fauna ma ricca di vegetazione (muschi, epatiche, alghe e qualche fanerogama).

L'idrografia della zona è relativamente semplice. Dal settore degli gneiss dello Scai scende una dozzina almeno di torrentelli, alcuni dei quali anche abbastanza rilevanti, i quali, giunti alla striscia carsificata, scompaiono dopo breve tratto (in media dopo ca. 100 m). Le perdite sono generalmente ben localizzate, talora (come nel caso della principale, situata

sotto quota 1990) multiple. In altre parole, se la portata è relativamente modesta, l'acqua viene completamente assorbita dal primo inghiottitoio, mentre se il volume d'acqua aumenta, una parte talora notevole viene assorbita da inghiottitoi più lontani e sviluppati.

Mentre la metà settentrionale sembra essere tributaria del Brenno del Passo attraverso risorgenze diffuse, tutte le acque della metà sud del gradino, comprendenti i torrenti principali, risorgono a Pertusio (q. 1921) ai piedi di un'alta parete rocciosa (Brenno di Pertusio). La distanza in linea d'aria tra perdite e risorgenza non supera generalmente i 6-700 m, con un dislivello di ca. 140 m. Il tempo impiegato è tuttavia piuttosto rilevante, comunque superiore alla 12 ore in regime normale.

Particolarmente notevole è una dolina di forma irregolare, di rilevanti dimensioni, disposta secondo 2 fessure quasi ortogonali, e nel cui fianco orientale sono scavate delle cavità denominate complessivamente « Grotte della Spugna ». Di fronte alla cavità si trova un arco naturale, ed il fondo della dolina è occupato da neve per quasi tutto l'anno.

A questa zona vanno aggiunte alcune grandi doline lungo la strada carrozzabile, alcune delle quali, insieme con la dolina della Spugna, furono oggetto di ricerche particolari cui accenneremo più oltre.

Il limite meridionale della prima zona è costituito da una regione intensamente fratturata, prevalentemente in senso N-S. Alcune di queste fessure assumono uno sviluppo notevole, e nei tratti coperti possono assimilarsi a vere grotte. La « Grotta dei Muschi » rappresenta la continuazione in profondità dell'incontro tra fessure, e si distingue per particolare ricchezza di muschi ed alghe all'imbocco: la parte interna è invece sterile. Analogo quadro biologico presenta la « Grotta della Marmotta », fessura a cielo parzialmente aperto complicata da una nicchia discendente laterale e facente parte di un sistema di fessure subparallele cui appartiene anche la cavità seguente.

Il Soffietto è una cavità a diaclasi munita di 2 strette aperture terminali, responsabili della continua corrente d'aria che la percorre, ed ingombra di neve all'interno. Scarsa di vegetazione, ha in compenso fornito qualche animale (carabide, miriapodi, zanzare).

La Ghiacciaia è una fessura a cielo aperto, ma così stretta e profonda senza contare le nicchie sulle pareti e brevi tratti coperti, da potersi assimilare ad una vera grotta. Piena di neve per un notevole tratto, presenta interessanti forme di erosione e bei ponti di neve, nonché notevoli patine algose nelle parti profonde.

#### *Seconda zona: PIANO DEI CANALI-CALDRÖU-CAMPO SOLARIO*

Questa seconda zona, quasi contigua alla precedente, ne è separata dal promontorio cristallino dell'Alpe di Gana, e si sviluppa su una maggiore superficie ed a un'altitudine maggiore (quasi sempre sopra i 2100 m). Essa interessa la striscia dolomitica che dalla Val Piora attraverso il Pizzo

Columbe si dirige ad E fino all'affioramento cristallino di Selva Secca. Il confine meridionale del carsismo corre all'incirca lungo il Ri di Lareccio, mentre a Nord esso è segnato dal torrente di Piano dei Canali. Le numerosissime doline sono accentrate lungo il dosso principale tra i 2 torrenti (specie nel tratto ad W di quota 2258) e nei tratti rocciosi emergenti dalle alluvioni di Piano (intorno a quota 2131). Anche qui si manifesta un evidente allineamento E-W, particolarmente nel settore orientale, anche se localmente esso può essere imputabile a fattori morfologici (strisce emergenti dalle alluvioni).

Il tipo di dolina prevalente nel Piano dei Canali è diverso da quello della prima zona. Il diametro è piuttosto ridotto (pochi metri) e la forma più nettamente ad imbuto, abbastanza profonda, e sul fondo compaiono generalmente fessure tra i sassi, talora percorribili per qualche metro.

La porzione meridionale invece presenta doline dalle forme più dolci, almeno nella parte più elevata, e tra esse la più grande dell'intero carsismo, con un diametro d'un centinaio di metri. Molto scarse le doline con acqua e le perdite, di importanza estremamente localizzata. Nessuna cavità, malgrado che qui il mantello vegetale si interrompa talora per lasciar affiorare la dolomia cariata.

Verso E questa zona trova la propria naturale continuazione nel carsismo del Campo Solario, vasta conca con dolinette debolmente accennate e nella quale scendono acque provenienti dalle paludi del nucleo granitico della Selva Secca. Scendendo nella conca, queste acque formano uno stagno e si perdono poi sotto a pareti dolomitiche che costituiscono l'orlo del gradino verso il Brenno. Tali perdite sono quindi situate in posizione geograficamente e morfologicamente simile a quelle della prima zona (Pertusio). Occorre tuttavia notare che in questo caso la zona cristallina si spinge a N sotto il gradino calcareo-dolomitico, e la risorgenza ha quindi probabilmente luogo nei detriti lungo il Brenno. Data la modestissima entità delle perdite non è possibile localizzare la zona corrispondente alla risorgenza. Eventuali aumenti della portata durante il disgelo e le grandi piogge vengono in parte assorbiti dagli acquitrini della parte bassa della conca e smaltiti dal torrentello che la attraversa ad W e ne esce presso l'Alpe di Gana, in parte tracimano a S dalle paludi stesse verso la zona cristallina di Selva Secca.

Sotto l'Alpe di Gana le doline sembrano spingersi eccezionalmente fin presso il fiume.

#### *Terza zona: CANALI DI BOVARINA (VAL DI CAMPO)*

I fenomeni carsici della terza zona interessano la parte superiore della Valle di Campo, ad E della linea Alpe Bovarina-Alpe Predasca-Passo Corniscio, sopra i 1900 m di quota. Stretta tra i 2 alti muraglioni di calcescisti dello Scopi e della Costa, la valle risulta fortemente ingombra

di materiali di frana, che nella parte terminale, presso il passo di Gana Negra, ne occupano l'intera larghezza.

A monte di quota 2212 si rilevano quindi soltanto fenomeni morfologicamente simili a piccole doline, ma che la presenza di blocchi scistosi in gran parte seminterrati e ricoperti da un sottile ma continuo mantello vegetale rende di difficile interpretazione. Solo più a valle i fenomeni carsici assumono un netto sviluppo con l'affiorare sul lato settentrionale, tra i 2 torrenti, di costoni dolomitici. Tra quota 2212 ed il laghetto si trovano infatti numerose grandi doline: questo tratto è anzi caratterizzato dalle dimensioni generalmente rilevanti delle doline stesse. All'estremo superiore della zona è situata una piccola nicchia ai piedi d'uno sperone roccioso, mentre l'estremo a valle è segnato da una dolina-laghetto permanente, alimentata da un torrentello. Non è stata individuata la risorgenza.

Poco più a valle, sulla riva destra del torrente, intorno a quota 1900, compare una breve striscia di dolinette ad imbuto, dello stesso tipo di quelle del Piano dei Canali.

È probabile che il carsismo di questa zona sia più esteso, ma che una buona parte sia nascosto dall'abbondante materiale di frana, proveniente specialmente dal fianco meridionale (Costa).

#### *Quarta zona: TOIRA - ANVÉUDA - CROCE PORTERA*

Quest'ultima zona non costituisce un tutto unico, ma raggruppa alcuni fenomeni isolati ed in parte anche scarsamente significativi rilevati sul versante meridionale della Costa.

Sotto la vetta della Toira, nella zona del Passo Cornicio, si trovano alcune dolinette e lo stesso può dirsi della zona a monte di Dottero. Si tratta comunque di fenomeni isolati ed appena accennati, in dipendenza dalla natura della roccia e dal notevole ricoprimento vegetale.

Molto più netto è il carsismo in zona Croce Portera, con vere doline di dimensioni però ridotte, e del tipo di quelle della prima zona (Pertusio).

A questa zona possiamo riallacciare alcune interessanti nicchie scavate nelle pareti rocciose sovrastanti il Pian Segno, sotto Croce Portera a quota 1967. Di difficile accesso, queste cavità hanno sviluppo piuttosto ridotto (intorno ai 10 m), confermando la estrema povertà di grotte in tutta la regione.

#### NOTE BOTANICHE E MICROCLIMATICHE

Durante il rilevamento dei fenomeni carsici ora descritti, abbiamo potuto notare alcune caratteristiche del ricoprimento vegetale che ci hanno indotto ad eseguire qualche ricerca sulla distribuzione della vegetazione in alcune zone carsificate. Particolarmente adatto allo scopo ci è apparso un gruppo di 4 grandi doline lungo la carrozzabile del Lucomagno, nella immediate vicinanze del passo, a quota 1910.

Ai dati qui rilevati si aggiungono quelli concernenti la dolina della Spugna ed osservazioni di carattere generale in tutto il carsismo delle zone prima e seconda, assunte come le più caratteristiche ed omogenee.

Il problema principale che ci siamo proposti di chiarire, almeno in via preliminare, era quello della eventuale influenza della morfologia carsica sulla distribuzione della vegetazione della zona, o, in altre parole, quello di studiare la distribuzione delle varie specie principali della flora alpina locale entro le doline e nelle immediate vicinanze di queste.

A tale scopo abbiamo proceduto dapprima alla determinazione delle principali fanerogame componenti la flora della zona, quindi al rilevamento della loro distribuzione entro un certo numero di doline prescelte in base alla loro dimensione, onde ottenere una sufficiente differenziazione, e alla loro posizione, come garanzia per la confrontabilità dei dati raccolti, e localizzate, come già detto, nella zona del passo. I loro diametri variano dai 5 ai 15 m e le profondità dai 2 agli 8 m. Entro le stesse furono contemporaneamente eseguite misure di temperatura ed umidità relativa.

Le specie in considerazione per la zona sono le seguenti:

*Aconitum* sp.; — *Alchemilla conjuncta*; — *Anthyllis vulneraria*; — *Bartsia alpina*; — *Bellis perennis*; — *Biscutella levigata*; — *Cirsium* sp.; — *Chrysanthemum* sp.; — *Coronilla vaginalis*; — *Dryas octopetala*; — *Gentiana verna*; — *Globularia cordifolia*; — *Licopodium selago*; — *Lotus corniculatus*; — *Myosotis silvatica*; — *Pinguicula alpina*; — *Polygala alpestris*; — *Potentilla aurea*; — *Primula viscosa*; — *Ranunculus alpestris*; — *Ranunculus auricomus*; — *Rhododendron ferrugineum*; — *Salix reticulata*; — *Soldanella alpina*; — *Trifolium alpinum*; — *Vaccinium myrtillus*; — *Viola biflora*.

Nelle 4 principali doline considerate la distribuzione delle specie principali era, scendendo verso il basso, la seguente (8-9 luglio 1958):

*Anthyllis vulneraria*: orlo sett.

*Dryas octopetala*: orlo E-N-W, con brevi puntate verso il basso

*Rhododendron ferrugineum*: orlo E-N-W, con tendenza a scendere a W

*Bellis perennis*: orlo e zona media sui 4 lati

*Gentiana verna*: orlo e zona media a N e E

*Primula viscosa*: zona media a S e E

*Ranunculus*: zona media e fondo sui 4 lati

*Alchemilla conjuncta*: fondo

*Aconitum*: fondo

*Soldanella alpina*: fondo a S

Lo studio del versante S della Dolina della Spugna, che scende regolarmente per una decina di metri e più, ha sostanzialmente confermato queste conclusioni, aggiungendo alla flora delle doline *Salix reticulata* (zona media), *Licopodium selago* e *Vaccinium myrtillus* (orlo interno).

I rilievi termometrici eseguiti in momenti diversi della giornata (ore 9.30, 14.30, 20.30) con tempo sereno e vento da N (condizioni frequentissime nella zona durante l'estate), hanno dato dei risultati che possono essere così riassunti. La temperatura dipende quasi esclusivamente dalla insolazione, cosicché al mattino si scosta dal valore generale medio il solo fianco W, mentre verso le 14, data l'altezza del sole, la massima temperatura si riscontra sul fondo: in questo caso entrano però chiaramente in gioco altri fattori come l'assenza di vento (particolarmente importante per la zona media), la eventuale presenza di neve e la scarsità o totale assenza di vegetazione, causa di maggiore riflessione dei raggi. Alla sera la temperatura è all'incirca uniforme. La profondità relativamente scarsa (massimo 7-8 m) non permette di ridurre sensibilmente l'escursione giornaliera.

Per quanto concerne l'U.R., essa è fortemente variabile, presentando un massimo meridiano intorno al 50% ed un minimo mattutino intorno al 10-13%: il valore serale è uniformemente sul 21%. In generale l'U.R. tende a diminuire man mano che si scende verso il fondo.

In conclusione possiamo affermare che in generale il fondo delle doline più piccole è occupato se ombroso da *Aconitum* (accompagnato spesso da *Viola biflora* e *Ranunculus*), mentre se soleggiato vi predomina *Cirsium*. Nelle doline grandi distinguiamo una zona soleggiata marginale ad *Anthyllis* e *Dryas*, una zona soleggiata media a *Bellis* e *Gentiana verna*, una zona media fresca a *Primula* e *Ranunculus* ed una zona di fondo fredda a *Soldanella*, *Alchemilla* ed *Aconitum*.

Nelle fessure ombrose *Dryopteris lonchitis* e *Viola biflora*, accanto ad *Asplenium* e ad abbondanti Epatiche.

#### CONCLUSIONI

Riassumendo, il nostro lavoro ci ha portato alle seguenti conclusioni:  
a) nella zona dei terreni mesozoici intorno al Passo del Lucomagno esistono fenomeni carsici degni di interesse.

b) questi fenomeni comprendono quasi esclusivamente doline di piccole e medie dimensioni, con assenza praticamente totale di grotte di qualche entità.

c) le doline sono generalmente rivestite di vegetazione, ed appartengono a 2 tipi principali: doline a conca e doline ad imbuto, distinte anche per la vegetazione di fondo.

d) il carsismo influenza la idrografia soltanto in maniera ridotta e localizzata.

e) la distribuzione delle specie vegetali risente della morfologia carsica in modo evidente ma su scala ridotta.

Possiamo quindi concludere che se anche la prospezione del carsismo di altitudine nei terreni mesozoici del massiccio del Gottardo non presenta

per ora un diretto interesse per le esplorazioni speleologiche, tuttavia ci sembra opportuno che esso venga descritto nel suo insieme, estendendone quindi lo studio alle restanti zone del Ticino settentrionale, tenuto conto anche della rarità d'un vero carsismo di superficie nell'intero territorio cantonale. Inoltre le ricognizioni compiute in seguito in altre porzioni delle Alpi ticinesi hanno portato alla esplorazione di importanti grotte e fiumi sotterranei, anche se ad essi non corrisponde un carsismo di superficie paragonabile a quello del Lucomagno.

### Bibliografia

COTTI G. - FERRINI D. — « *Le grotte del Ticino* » III. Bollettino della Soc. tic. Sc. Nat., Anno LV, 1960-1961.

### Discussione

M. GORTANI rileva che la distribuzione dei vegetali in rapporto ai fenomeni carsici può essere influenzata più che dal clima, dalla natura del suolo: p. es. la presenza del *Rhododendrum ferrugineum*, specie notoriamente calcifuga, è probabilmente in relazione con un suolo decalcificato.

M. COTTI: la parte biologica della relazione è stata molto rapidamente riassunta e in una certa misura sorvolata.

Noi abbiamo fatto anche osservazioni di questo genere, e abbiamo pure constatato che nelle doline, oltre a terreni decalcificati, sono anche pervenuti elementi di vicine rocce cristalline.

## Die Entstehung der alpinen Höhlen Salzburgs im Tertiär

### Résumé

On a affronté le problème de l'origine des plus vastes grottes qui s'ouvrent dans les Alpes Septentrionales à une hauteur entre les 1400 et 2100 m sur le niveau de la mer, de 900 à 1600 m sur le fond des vallonnées par l'érosion des eaux.

La morphologie des Alpes calcaires de Salzbourg montre des superficies d'érosion bien conservées qui peuvent être rapportées au Tertiaire, correspondants au niveau des grandes cavités souterraines de la région.

Les Alpes Septentrionales constituaient une motte de terre calcaire continue pas'encore incisée en vallées longitudinales; alors une intense karstification commença par la formation des fleuves souterrains telles que la Piuca, l'Unz, le Rio dei Gamberi, le Timavo dans le Karst, le Lesse dans les Ardennes, la Vallée de Bode dans le Harz et la Punkva en Moravia, ayant des caractéristiques du Tertiaire alpin.

Des sédiments Tertiaires ont été observés dans les amples grottes susdites. Le soulèvement alpin sur fin du Tertiaire rendit arides les hauts niveaux des cavités souterraines.

Les courants fluviaux descendaient le long des vallées en direction meridionale des plus récentes excavations. Le Karst des hauteurs calcaires se limit actuellement à l'aridité de la superficie.

Die Höhle, die grösste Europas, wurde erst 1879 bekannt und nach 1919 setzten die Forschungen ein, welche die bedeutenden Längen entdeckten. Trotz mehr als 70 Jahren Höhlenforschung ist die Eisriesenwelt-Höhle in ihrer Gesamtheit noch lange nicht erforscht. Jedoch aus dem Plan mit den 40 km. vermessenen Gängen kann heute ein Bild des Verlaufes gewonnen werden. Markant zeigt sich der *Midgard*, welcher vom Dom des Grauens seinen Anfang nimmt, zuerst südlich vordringt, dann die grosse Ost-West-Achse bildet und im Thorseisplast wieder in eine südliche Richtung übergeht, was zum Grossteil durch den Verlauf tektonischer Linien bedingt ist. Der Südostteil hat hingegen seine eigene Gestalt, mit einer Reihe von Nord bis Ost gerichteten Ver-

(\*) Korrespondent der Bundeshöhlenkommission in Salzburg.



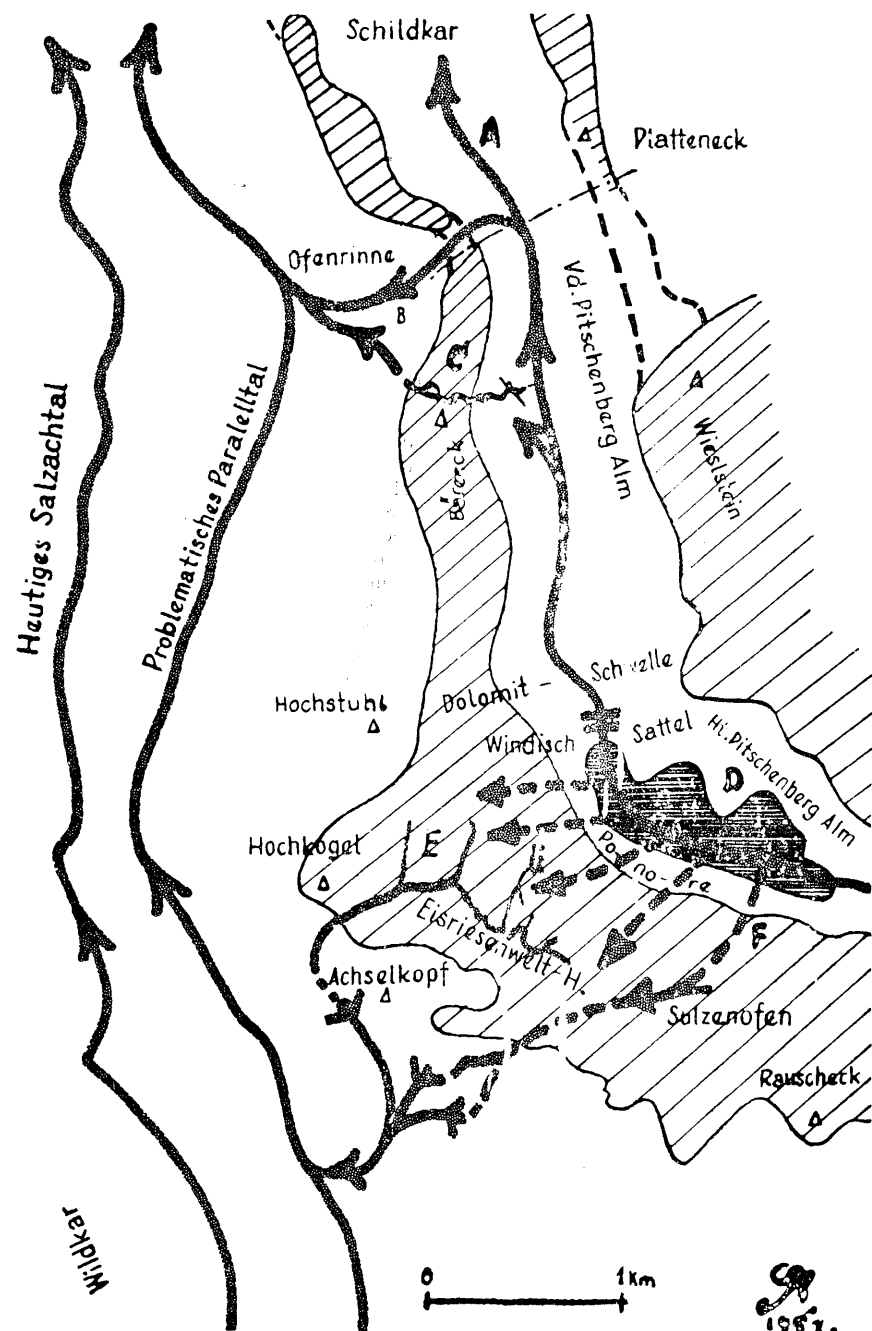


Fig. 1 — Salzachtal - Hochkogel - Ht. Pitschenberg Alm

stürzen, und ist durch die *Gerade Kluft* mit der übrigen Höhle in Verbindung. Die Gerade Kluft (SO - NW) bildet eine leicht erkennbare Parallele mit den Verstürzen, welche in der Höhle vorläufig vom des Grauens bis zum Robertverstütz anzutreffen sind. Weiter nordöstlich ist ebenso gleichlaufend das Pitschenbergtal. Schwere Verbrüche verhindern die Verbindung mit dem ehemaligen Hinteren Pitschenbergtal herzustellen.

Von verschiedenen Entstehungstheorien wird hier das Problem einer Durchzugshöhle aufgeworfen, welche von der Pitschenbergfurche nach West durch den Bäreck-Hochkogel-Rauscheckzug entwässerte und in ein Paralleltal der heutigen Salzach mündete. Dieser Vorgang liegt aber weit zurück und durch die fortlaufende Denudation ist vieles verwischt. Daher müssen wir hier die Zeit der Entstehung erfassen und das Bild rekonstruieren. Wir kommen da in das Zeitalter des Tertiär, in dem dieser, damals aktive, Karst entstand.

Eine wesentliche direkte Vorstellung bekommen wir aber erst, wenn wir heute noch bestehende aktive Karsterscheinungen betrachten. Eine Reihe solcher, heute tätiger, unterirdischer Wasserläufe ermöglichen uns einen Einblick in die Entwicklung der Verkarstung und zugleich in die Höhlenbildung. Grotte de Han mit der Lesse in den Ardennen, Padirac und Brambiau der Cevennen, die unterirdischen Wasserwege von Sloup zur Macocha, bis zum Austritt der Punkva im Öden Tal, Hugohöhle, die Wässer von Kiritein im Mährischen Karst, die Lucanka der Demänova in der K1. Tatra sind gute Beispiele. Klassisch und unserem Problem näherstehend, ist der istriatische Karst mit den ganzen Dinariden. Poik, Reka und Narenta geben die besten Vergleichsmöglichkeiten. Es handelt sich um den mächtigen Kalkstock, der am Rand der Karawanken ansetzt, sich weit nach Süden erstreckt und parallel zur Adria entlang zieht. Die hydrischen Wege liegen meist gleichfalls parallel in den Längstätern, um aber bald die scheidenden Kalkzüge zu durchfahren. Von den zahllosen Höhlen - in Istrien sind es allein 3.200 - mögen zwei herausgegriffen werden, welche für unsere einmal das Kesseltal von Edelsberg, welches die Wässer der Poik, des Nanoscabaches und des Schwarzbaches führt; alle drei entwässern am Nord - ostrand in das Kalkmassiv. Durch Absinken hat der unterirdische Flusslauf sein primäres Gangsystem verlassen. Dieses Gangsystem stellt die weltbekannte Edelsberger Grotte dar. Der heutige unterirdische Flusslauf, welcher auf grosse Strecken, besonders bei Niederwasser, verfolgbar ist, tritt nach 5 km. Luftlinie bei Planina als Unz zu Tage. Aber noch untertags nimmt die Unz vorher einen Wasserlauf auf, der von Zirknitz und Laas herüberkommt. Hier sind gleich eine ganze Reihe von Kesseltälern. Von Laas rinnt der Obersee-bach durch das Kesseltal von Laas. Der berggrenzte Kessel (= 50 Km. Durchmesser) zwingt das Wasser auch hier zu einem Durchbruch, um sich nach 15 km. in den benachbarten Kessel von Zirknitz, als Seebach, zu ergiessen. Der auch hier allseitig geschlossene Kessel mit seinem periodischen See ist

ja allgemein bekannt. Dann aber verschwindet wiederum der Wasserlauf bei Zirknitz, kommt dann als Rackbach in der Rackbachschlucht kurzfristig nochmals zu Tage, um dann wieder unterirdisch, nach Planina zu fließen. Im Inneren aber vereinen sich die Flüsse mit den Wässern der Poik, um als Unz endgültig das Höhlendasein aufzugeben. Auf diesem Weg sind 34 km. an Tag und 22 km unter Tag. Dies bezeugt, dass fließende Gewässer in Karstgebieten vielfach Höhlendurchgänge haben.

Das zweite, klassische Karstbeispiel ist die Reka. Bevor hier auf die hydrographischen Verhältnisse eingegangen wird, sollen die geolo-

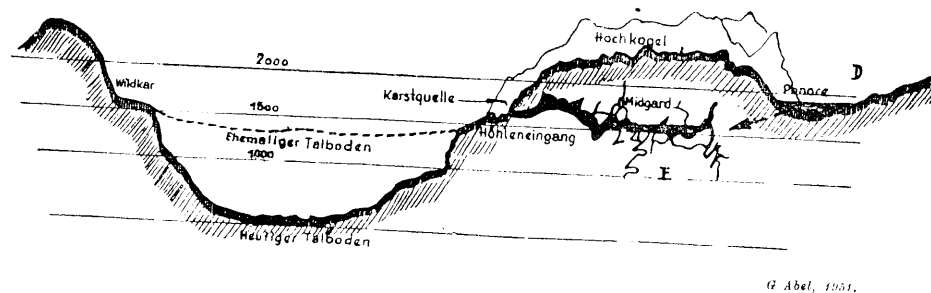


Fig. 2 — Schnitt durch Salzachtal - Hochkogel - Ht. Pitschenberg Alm mit der ehemaligen Karstentwässerung.

gischen Grundlagen erklärt werden. Das Flussgebiet der Reka hat ein Ausmass von rund 874, 500.000 m<sup>2</sup>, welches sich bei 10 km. Breite, 90 km längs der Adriatischen Küste erstreckt. In Südost ist noch etwas Jura vorhanden, dann aber herrscht der Kreidekalk vor, der eine Flyschlänge von 55 km. entwickelt. Bei St. Canzian tritt sie wieder in die liburnischer Formation.

Ausgehend vom Schneeberg, 1988 m, haben wir bereits hier ein verkarstetes Einzugsgebiet, welches erst bei 750 m SH oberirdisch zu entwässern beginnt. Das ist ein Viertel des gesamten Flussgebietes. Mit den Quellen beginnt das offene Flussgebiet der Reka auf der Flyschunterlage. Auch hier ist das Flächenausmass ein Viertel des gesamten Flussgebietes, wobei die Reka wegen stark gewundenen Laufes eine Lage enthält. Gegen die Küste besteht eine Barre von Eozänkalk und

Karstcholle ein, um sich nach weiteren 41 km in das Meer zu ergiessen. Dieses Durchzugsgebiet nimmt nahezu die Hälfte des Gesamtflussgebietes ein. Bemerkenswert sind aber auch die Gefällsverhältnisse. Im Quellgebiet (750) haben wir bis Zabice (440 m.) nahezu 63 ‰. Im weiteren offenen Flussgebiet sind es nur 1,9 ‰. Beim Eintritt in die Karstscholle, das Durchzugsgebiet, haben wir in der Grotte von St. Canzian (323 m.)



Fig. 3 — Tennegebirge - Pitschenbergalm gegen Windischsattel. Unter der Wasserstelle, 70 m tiefer das Ende des Frauencofen.

48 ‰. Weiters lässt sich das Gefälle durch eine natürliche Tiefenonde (-329 m.), die Lindnergrotte feststellen, deren Flutniveau nur mehr 12 m. über dem Meeresspiegel liegt. Von hier sind es noch 26 km. bis zu den Vacluses bei Duino, welche knapp im Nullniveau liegen; das ergibt ein Gefälle von nur mehr 0,4 ‰. Doch liegen diese Austritte nicht in gleicher Höhe, sondern verschieden wie Aurisina mit 35 m., Duino 2,5 m. und bei Sistiana treten sogar die Wässer unterirdisch, - 25 m., in die Adria ein.

Bei einer eingehenden Besichtigung wird man gewahr, welche hydri-sche Kräfte hier am Werke sind. Hier ist neben den anfangs erwähnten höhlenbildenden Voraussetzungen (Gestein, Tektonik und Korrosion) die Erosion in einem ganz bedeutendem Ausmass beteiligt. Bei Begehung der Canzianer Grotte durch die oft 80 m. hohen unterirdischen Canons, kann man die Arbeit der Reka nur zu gut erkennen, wozu auch die 25 Wasserfälle reichlich beitragen. Nach 2½ km. vom Eingang verliert hier die Höhle ihren Konvakuationsraum, denn sie geht in ein kleineres Kluftnetz über, dessen Evakuationsraum zur Gänze mit Wasser erfüllt ist. Dieses sich hier verengende Kluftnetz verhindert bei Hochwasser einen raschen Ablauf und so kommt es zu bedeutenden Rückstauungen, welche eine Stauhöhe schon bis 173 m. mit sich brachten. Damit verbunden ist aber auch eine Drucksteigerung, welche beim See des Todes bereits 17 Atü ausmacht. Dass diese Druckerosion einen bedeutenden Anteil an der Höhlenbildung hat, wird man danach wohl verstehen.

Mit Vorliegendem haben wir die Verhältnisse des Istrianischen Karst keñengelernt. Wir haben hier Flüsse mit wechselnden oberirdischen und unterirdischen Läufen; ein auffallender Umstand ist der, dass hier das Terrain direkt an das Meer grenzt. Mitunter kommt es aber auch im Laufe der Zeit zu Änderungen des Flussverlaufes. An einem Beispiel möge dies hier aufgezeigt werden, es handelt sich um die Lesse bei Han (Belgien). Der Fluss war hier gezwungen, einen in die Landschaft vorspringenden Bergausläufer zu umfliessen. Da es sich um Kalk handelt, hatte der Fluss bald den Berg durchhöhlt. Gegenwärtig aber ist auch dieser Teil vom Wasser verlassen und die Lesse hat einen noch kürzeren Weg genommen.

Diese Beispiele zeigen also die Verhältnisse der heute aktiven Karstphänomene. Jetzt stellen wir uns vor: Das Gebiet wird gehoben, das Flussniveau sinkt ab, sekundäre Täler schneiden bis zu der nichtverkarstungsfähigen Unterlage ein. Durchzugsgewässer fallen weg und auf den Kalkschollen sind nur mehr geringe Einzugschwässer am Werke. So liegen bei uns die Verhältnisse jetzt.

Der Nordalpine Karst, welcher von der Rax bis zum Steinernen Meer reicht und im Süden Enns-Salzachfurche begrenzt ist kann zu Beginn des Jung-Tertiär mit dem Istrianischen Karst verglichen werden; so wie dieser die Adria als Begrenzung hat, lag jener in der Nähe des Molassemeeres. Viele Anhaltspunkte sind der Denudation anheimgefallen, aber durch die vierzigjährige systematische Tätigkeit der Höhlenforschung konnten die geographischen Verhältnisse annähernd erklärt werden. Die ehemaligen Wasserläufe sind von Südost kommend in die Kalkscholle eingezogen. Die Sedimentreste (Limonite, Augenstine, Zirkon, weiters Bestandteile der Chlorit-, Epidot- und Glimmergruppe, eisenschüssige Tone u. a.) stammen aus der Schieferzone und sind hierfür ein Beleg.

Von den umfangreichen höhlenkundlichen Arbeiten ist der bedeutenden Eisriesenwelt ein besonderes Augenmerk zugewendet worden, zu-

gleich wurden aber auch die nächstliegenden Nachbarhöhlen mit untersucht. Auffallend ist, dass alle gegen Westen entwässerten. Die 4½ km. lange Eiskogelhöhle hat gleichfalls Ost-Westrichtung mit 185 m. Gefälle. Von Bedeutung ist hier der Gang der Titanen mit 500 m. Länge und einem Profil von durchschnittlich 20 bis 40 m. Breite und 18 bis 35 m. Höhe. Auch im Lästrygonen-Gang sind ebensolche Verhältnisse. Bei solchen bedeutenden Profilen ist die Entstehung oft zum Problem gestellt worden.

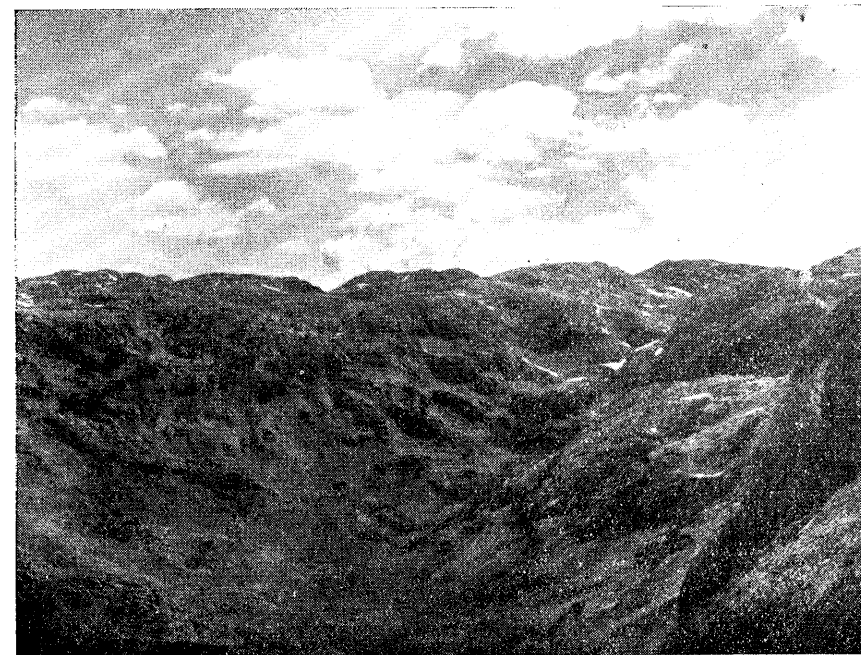


Photo - G. Abel

Fig. 4 — Tennegebirge - Hintere Pitschenbergalm, die alte Entwässerungsfurche.

Ursprünglich wurde von Riesenströmen gesprochen, die raumschaffend waren. Andere, speziell heute, neigen der Verbruchtheorie zu. Es sind hier extreme Theorien aufgestellt worden. Riesenströme mit 600-800 m.<sup>2</sup> Stromquerschnitt sind wohl kaum anzunehmen. Wenn aber die Räume unter das Flutniveau zu liegen kommen, ist ein Ausfüllung natürlich gegeben. Dabei gibt es wohl Strömungen von geringer Geschwindigkeit, die dabei reine Erosionsprofile schaffen können. Es gibt auch

Fälle, wo die Räume nicht unter dem Flutniveau liegen, aber Einschnürungen eine Raumfüllung bewirken. Ein schönes Beispiel zeigt die Palaeotraun der Mammothöhle im Dachstein. Weiters sind hier die Arbeiten

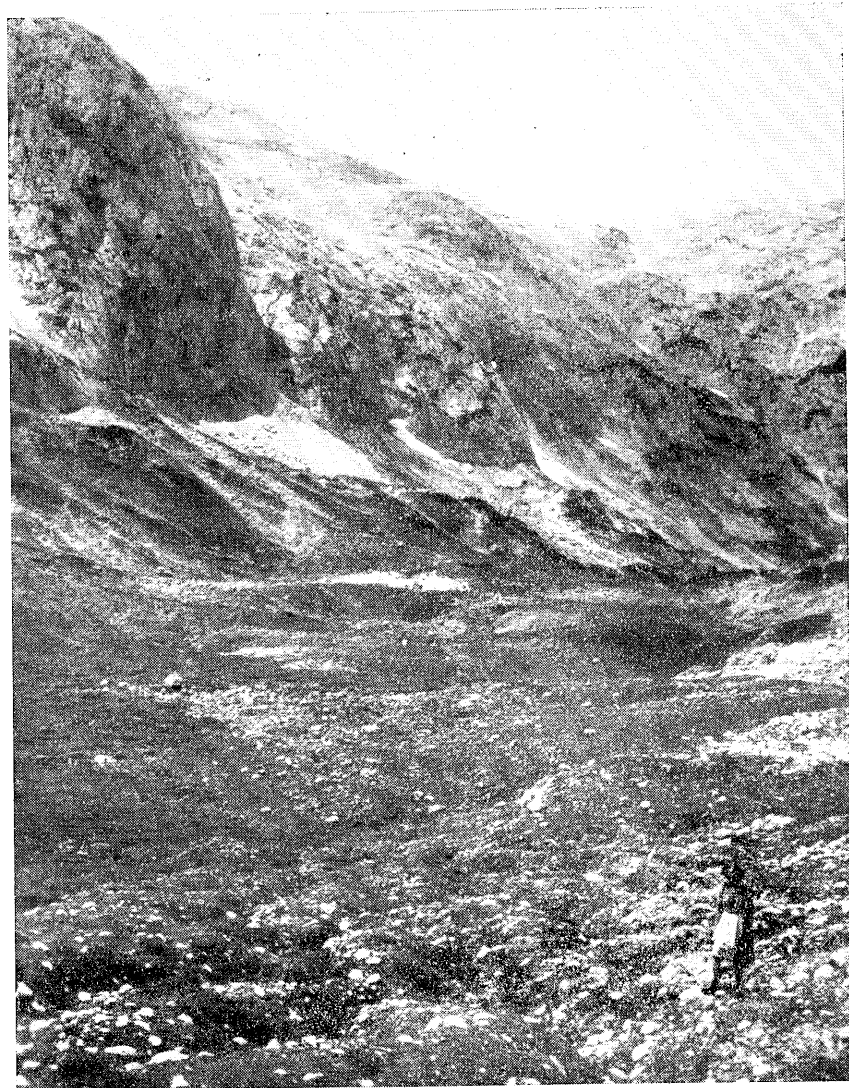


Photo - G. Abel

Fig. 5 — Hintere Pitschenbergalm — Der alte Seeboden. Im Hintergrund der unterminierte Höhenzug.

von O. Lehmann sehr aufschlussreich. Die Verbruchtheorie nach Biese ist nur sekundär bedeutsam. Frost und Gebirgsdruck bewirken wohl eine schalige Ablösung. Praktisch aber müsste es durch diesen Verwitterungsverbruch seit dem Tertiär zu einer bedeutenden Raumauffüllung gekommen von dem Höhlenfluss abtransportiert. Gegen diese Annahme wenden sich die neuesten Theoretiker, welche die Erosion ablehnen und nur von Verbruchformen sprechen. Es wird dabei auf die Raumauffüllung verges-

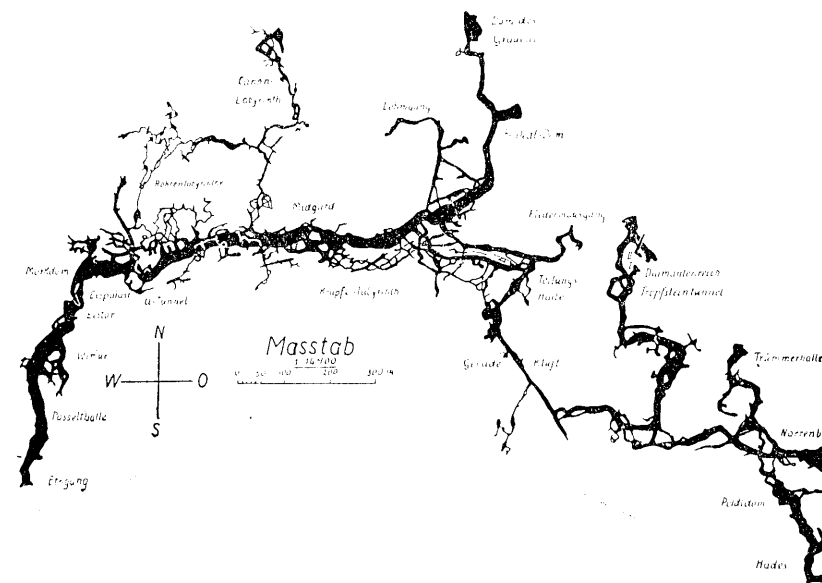


Fig. 6 — Plan der Eisriesenwelt

sen, wobei zu bedenken ist, dass das Auflockerungsmaterial ein Mehrfaches des gebundenen Volumens ausmacht. Es müssten daher die Räume bis zur Decke ausgefüllt sein. Jedoch fehlt meist die Ausfüllung, so sind es also doch die Flüsse gewesen, welche das Material abtransportierten. Heute hat leider die jüngere Generation nicht mehr die Gelegenheit gehabt Studien in den grossen, aktiven Höhlen des Auslandes zu machen und so ist die Auffassung der reinen Verbruchformen zustand gekommen.

Im Tennengebirge unterscheidet Seefeldner drei Stufen der jungtertiären Landoberflächen. Es sind dies das Hochkönig-, Tennen- und Gotzen-niveau. Das Tennenniveau ist die ausgeprägteste Fläche des ganzen Ten-



sein, was nicht der Fall ist. Bei aktiven Höhlen wird das Bruchmaterial nengebirges. Der tiefste Einschnitt ist die Pitschenbergalm, ein auffallendes Längstal, welches dem Gotzenniveau angehört. Westlich wird dieses Längstal von einem Höhenzug (Kasten, Bäreck, Hochkogel-Rau-

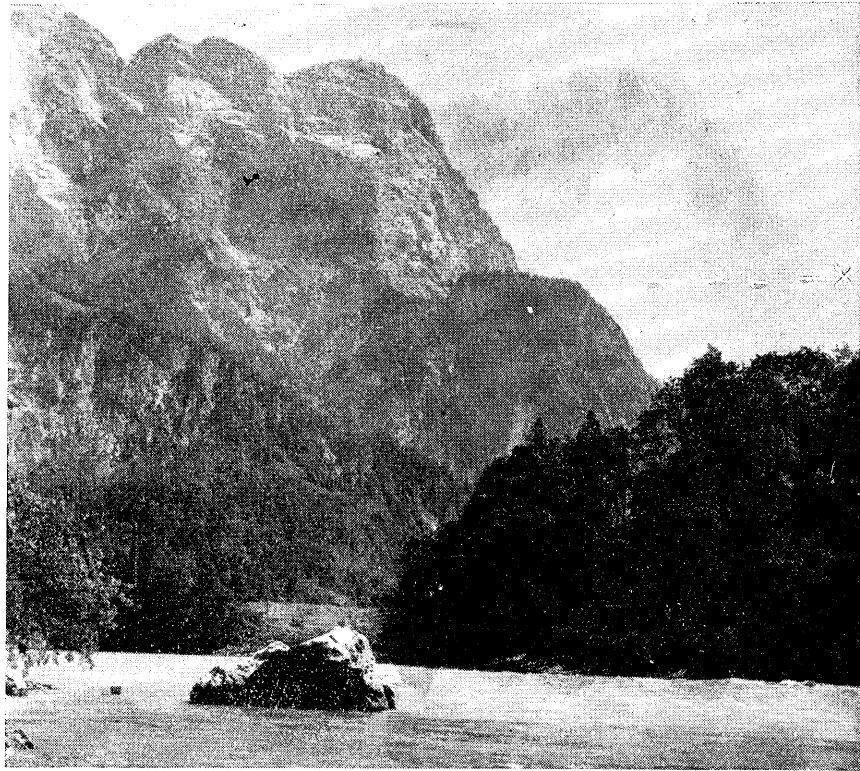


Photo - G. Abel

Fig. 7 — Tennengebirge von der Salzach mit Hochkogel. X: Tertiäres Flutniveau.

check) begrenzt. Diesem folgt weiter westlich ein Taleinschnitt, heute das Salzachtal darstellend. Ehedem war auch ein höher gelegener Talboden vorhanden, und restliche Ansätze sind deutlich noch erkennbar, so z. B. Tristl, Achselkopf, Hochstuhl, und gegenüber Karalm, Wildkar und Brunnalm am Hagengebirge. In diesem Bereich finden wir die grossen Höhlenportale wie Frauenofen, Eisriesenwelt, Sulzenofen, Seefen, Hochthronplattenhöhle.

Die Höhlenausgänge liegen in folgender Meereshöhe von Nord nach Süd: 1645, 1656, 1653, 1933, 1850, 1971 (Eiskogelhöhle), wobei wir hier bemerken, dass nach Süden ein Ansteigen festzustellen wäre, doch ist dies auf die im Süden nachträglich stärkere Hebung zurückzuführen.

Auf Grund der erfolgten höhlenkundlichen Forschungen können wir annehmen, dass südlich vom Tiefkar Ponore bestanden (zwei Höhlen im Hochecksattel H. K. 1475/56 - 57). Im anschliessenden Pitschenberg war der Austritt und hier vollzog sich der weitere Verlauf nördlich durch das heutige Schildkar hinaus. Die Landschaft von damals lässt sich am besten mit den heutigen Karstlandschaften der Ardennen, Harz (Bodetal), Mährischer Karst u. a. vergleichen. Ein Hügelland mit Höhen, bis zu 800 m, vegetationsreich, zum Teil morastig (Primäre Funde von Raseneisen bis max. 7,8 kg).

Das orographisch linke Ufer war ein verhältnismässig schmaler Höhenzug, der das etwas tiefer gelegene Paralleltal abtrennte. So kamen bald, durch den Kalk begünstigt, seitliche Durchgänge zustande. Die Ofenrinne, eine Bruchlinie welche von Stegenwald bis zum Platteneck reicht, war der erste Durchbruch, aller Wahrscheinlichkeit nach war es auch hier eine Höhle, aber bei der fortschreitenden Verwitterung ist heute ein tiefer Einschnitt, die Ofenrinne entstanden. Dass Wasser weit kürzere Wege finden, haben wir am Beispiel der Grotte von Han sur Lesse gesehen. So vollzog es sich auch hier. So entstanden auch in der vorderen Pitschenbergsenke Ponore, welche eine 3½ km. lange Höhle schufen, den Frauenofen. Diese Höhle wurde erst 1929 erforscht. Ihr Eingang, flussmässig eigentlich der Ausgange, liegt in den Westwänden des Bäreck mit vier Öffnungen, dessen grösste 15 x 10 m. beträgt. Mit Ausnahme einiger gleichlaufender Seitengänge geht der Hauptgang durch das Bäreck und sein derzeit erforschtes Ende liegt nur mehr 70 m. unter der Pitschenbergglacke. Von dem sogenannten Höhlenende führen mehrere Schlotte empor zu den früher besprochenen Ponoren. Das Vordere Pitschenbergtal ist von dem Hinteren durch eine Dolomitbarre getrennt. Dieser dahinter liegende Kessel war ein Seeboden, welcher heute noch gut zu erkennen ist. Hier mögen ähnlichen Verhältnisse wie beim Zirknitzersee bestanden haben. Denn auch hier wurde der orographisch linke Höhenzug von den Wässern durchhoehlt. In einer Seitenfront von 1.600 m. entstanden die Schlinger und diese fanden dann im Inneren der heutigen Eisriesenwelt ein einheitliches Gerinne im sogenannten Midgard. Auch hier sind Gangprofile mit 30 x 20 m. vorhanden. Der heutige Eingang war aber nicht das Ende der Höhle, diese setzte sich in der Richtung Beisszange Saugasse noch fort. An vielen Orten der Höhle sind tertiäre Sedimente vorhanden, es sind zeitliche Belege. Ein weiterer ähnlicher Entwässerungsdurchzug ist der südlich gelegene Sulzenofen, der aber befahrungstechnisch sehr schwierig ist. Ebenso gehört hiezu des Seefen, wo ein Eissyphon das weitere Vordringen abschliesst. Wenn die Durchgänge

bis jetzt nicht befahren werden konnten, so ist dies meist darauf zurückzuführen, dass in den Ponoren viele Sperrblöcke eingeflutet wurden und ausserdem eine Störung, welche am Ende des Tertiär eintrat, linear alle Gänge abschnitt. Die Skizzen geben darüber ein vorstellbares Bild. Die weitere Forschungsarbeit muss sich nun mit dem Abschnitt befassen, der den Einlauf des Karstsees der Hinteren Pitschenberg und des Ebentales umfasst. Untersuchungen am Südrand des Tennengebirgen ergaben, dass auch hier eine Reihe von Höhlenöffnungen sich befinden und diesseits den Einzug darstellen. Zahlreiche aufgefundene Sedimente tertiärer Herkunft auf dem hier verfolgten Weg, geben ebenfalls weitere

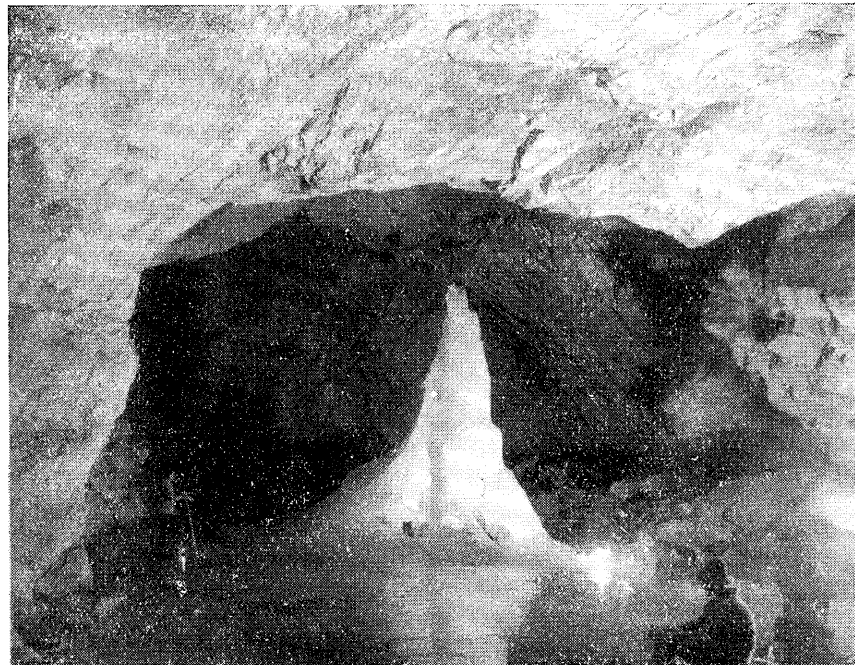


Photo - G. Abel

Fig. 8 -- Eisriesenwelt - 25 - 6 - 1914

Belege für diese Problem. Die aufgesammelten Sandsteine, teils verlagert, teils umgelagert ergeben die Möglichkeit, auch eine geologisch zeitliche Einstufung zu machen, eine Arbeit, welche bis heute noch nicht

tiger aktiver Karstflüsse eingangs erwähnt wurde, ist hier rekonstruiert versucht wurde. Was an Hand der vorangegangenen Beispiele gegenwärtig worden und zeigt, dass ehemals ähnlich Verhältnisse bestanden haben.

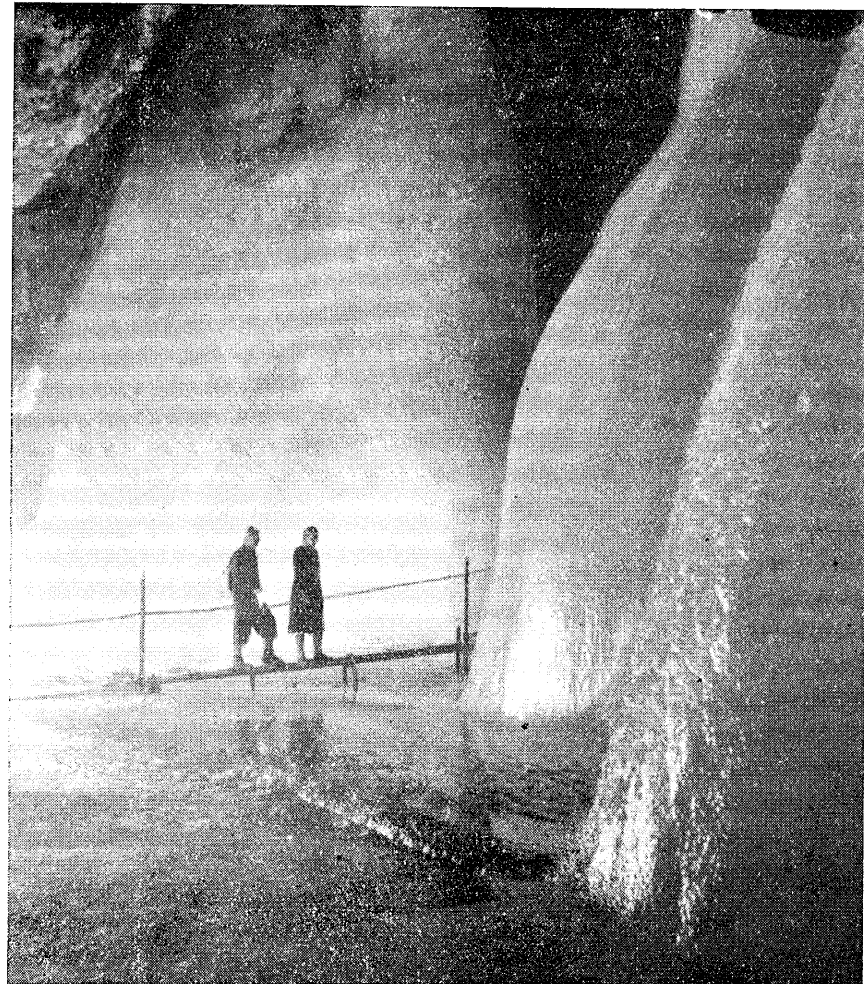


Photo - G. Abel

Fig. 9 -- Eine der bedeutender Eisfallen der Eisriesenwelt, Hymirhalle, Sohlencis 26 m. stark, Eisfigur 12 m. hoch.

Die eingangs erwähnten gegenwärtig aktiven Karstflüsse sind also im Tertiär auch in den nördlichen Kalkalpen zwischen Saalach und Enns vorhanden gewesen und auf Grund der jahrzehntelangen Höhlenforschung hier rekonstruiert worden. Dazu kommt noch ein Faktor, dass damals klimatisch günstigere Faktoren mitgewirkt haben, wie z. B. Wärme und ein höherer Prozentsatz an freier Kohlensäure. Eine wesentliche Reduktion der Verkarstung trat mit der Hebung der Alpen am Ende des Tertiär ein. Die zentralalpiner Flüsse hatten die tief bis in den Ramsaudolomit und Werfener Schiefer eingerissenen Süd-Nord-Durchbrüche (Pass Luftenstein, Pass Lueg u. a.) als Ablauf genommen. Somit war den Kalkschollen das Durchzugsgewässer genommen. Heute sind es nur die Einzugsgebiete, welche eine weit geringere Verkarstung durchführen. Mit der Hebung im Tertiär wurden also die Höhlenflüsse unterbunden, die Hohlräume dem Verfall preisgegeben, wobei die tektonischen Vorgänge die Wölbungsgefüge in ihrer Festigkeit zerstörten und der Raumverbrauch erfolgte. Immerhin nehmen die Eishöhlen eine Zwischenspeicherung der jahreszeitlichen Niederschläge vor; somit erfolgt eine kontinuierliche Beschickung der Quellen. Diese Gerinne aber schaffen heute in den Gebirgen nur mehr schmale Canons, die erst bei ihrer Sammlung zu den Riesenquellen wieder ansehnliche Profile erreichen. Nebstbei ist auch die Druckerosion nicht zu übersehen, da es in Höhlen Engstellen gibt, wo die Wassermassen bis zu 200 m gestaut sind und mit grosser Gewalt die Höhlenwände bearbeiten.

## Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen

### Résumé

Par moyen d'analyses approfondies de la morphologie des formes actuelles du karst d'une part et par un éclaircissement des forces dynamiques présentes à l'issue de sa formation d'autre part, ainsi que finalement par moyen d'une étude exacte des diverses espèces d'un recouvrement mutuel des formes, on s'est efforcé de tirer des conclusions sur l'évolution du karst survenue depuis la fin de l'époque glaciaire dans les hautes régions alpines; ont été pris en considération aussi les résultats de diverses études concernant la paléoclimatologie, les sols et la végétation, ainsi qu'enfin les résultats des travaux hydrologiques et historiques. Les résultats nous montrent que le cours naturel du climat (le temps postglacial chaud étant suivi d'une altération du climat, dont nous apercevons les effets même au temps actuel) représente le facteur le plus fondamental, tandis que l'ensemble des procès partiels n'est que d'une importance secondaire.

Les problèmes actuels du haut-karst, ses forces dynamiques s'exerçant sur la morphologie, le sol et la végétation, ne peuvent être compris que si nous connaissons son évolution pris jusqu'à présent.

Der Verkarstungsprozess ist schon vielfach in allen seinen Teilgebieten das Objekt zahlreicher Untersuchungen gewesen. Sind es einerseits die morphologischen Erscheinungen, welche in den verschiedenen Klimabereichen der Erde das Interesse der einschlägigen Fachwissenschaften auf sich gezogen haben, so sind es andererseits die wirtschaftsfeindlichen Auswirkungen der Verkarstung, welche eine eingehende Klärung sämtlicher wirksamen Teilprozesse als Grundlage jeder Planung praktisch-wirtschaftlicher Massnahmen erfordern.

Im Rahmen des Karstforschungsprogrammes des österreichischen Speläologischen Institutes (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien) wurden seit dem Jahre 1954 eingehende Untersuchungen in den wirtschaftlich besonders gefährdeten Hochkarstgebieten der österreichischen Kalkalpen durchgeführt. Die Arbeiten konzentrierten sich bisher

(\*) Aus dem Speläologischen Institut, Wien.



auf das Dachsteinmassiv, welches eine Fläche von über 400 km<sup>2</sup> mit ausgedehnten Plateauflächen in Höhenlagen von 1300-2200 m umfasst und dessen höchste Erhebungen 3000 m erreichen. Am Oberfeld (1800 m, Gjaidalm, Obertraun) wurde zu diesem Zwecke eine eigene Versuchs- und Untersuchungsstation eingerichtet.

Der komplexen Natur des Verkarstungsprozesses wurde durch die Heranziehung sämtlicher in Frage kommender Fachwissenschaften (Geologie, Morphologie, Hydrographie, Klimatologie, Boden- und Vegetationskunde) im Rahmen eines koordinierten Forschungsprogrammes Rechnung getragen.

In der vorliegenden Zusammenfassung sollen vor allem die Ergebnisse der karstmorphologischen Arbeiten, welche unter Berücksichtigung auch der Ergebnisse aller anderen Teildisziplinen im Dachsteingebiet in Höhenlagen von 1600-2000 m durchgeführt wurden, kurz dargestellt werden.

Der Untersuchungsbereich war eiszeitlich stark vergletschert. Nur wenige Gipfel und Kuppen des Dachsteinmassivs ragten aus den stellenweise bis zu einigen hundert Metern mächtigen Plateaugletschern heraus. Während die nur kleine Flächen umfassenden gletscherfreien Areale eiszeitlich vor allem durch Frostbruch umgeformt wurden, unterlagen die gletscherüberflossenen Flächen, welche über 90% des Massivs umfassten, der Schürfwirkung des Eises. Die Kalkflächen wurden glattgeschliffen und ältere Karstformen (Karren und Kleinformen) durch diesen Gletscherabtrag weitgehend zerstört. In den Depressionen (Grossmulden, Dolinen, Gassen) wurde vor allem während der Rückzugsstadien des Gletschereises Moränenschutt abgelagert.

Die Untersuchungen beschränkten sich vorerst auf die eiszeitlich abgeschliffenen Kalkflächen und die Moränenschuttkörper der letzten Vereisungsstadien. Die in diesen Flächen heute vorliegenden Karstformen können nur nach dem endgültigen Rückzug der Gletscher gebildet worden sein. (Ausnahmen bilden die grösseren Laugungsformen im Kalkfels, wie Dolinen, Schächte und tiefgreifende Kluftkarren, welche hier nicht behandelt werden.) Damit wurde die Möglichkeit geschaffen, die aus einer eingehenden Formanalyse festzustellenden Überlagerungen verschiedener Formenelemente den ziemlich genau bekannten nacheiszeitlichen Klimaverhältnissen gegenüberzustellen und einer genetischen Deutung zuzuführen.

Ausgangspunkt aller Karstformenstudien muss das Substrat sein. Im vorliegenden Falle handelt es sich um den sehr reinen Dachsteinkalk und den aus aufgearbeitetem Dachsteinkalk bestehenden Moränenschutt.

Der Kalk ist in der Regel gut gebankt und hat eine submikroskopische Körnung. Die Bänke erreichen Mächtigkeiten über 1 m und sind in sich oft reichlich zerklüftet. Die Untersuchung der Karren und Kleinformen beschränkte sich nur auf reine, feinkörnige, massive und ungeklüftete Kalke. (Die Kalke enthalten 0,2 - 3,5% Unlösliches und Sesquioxyde, und meist weniger als 1% Magnesiumkarbonat, der Kalzium-

karbonatanteil beträgt durchschnittlich 98%.) Die mächtige Bankung konnte unberücksichtigt bleiben, da die Tiefe der Karrentinnen meist nur einen Bruchteil der Bankdicke erreicht. Geklüftete Kalke wurden nicht berücksichtigt, da jede Kluft als hydrographische Leitlinie wirkt und den oberflächlichen Abfluss an sich zieht. « Kluftkarren » sind daher Sonderformen, welche je nach der Wasserwegsamkeit der Klüfte in ihrer Gestalt stark variieren können. Auch kann bei tiefen Kluftkarren nie eindeutig festgestellt werden, wieweit sie nicht vor- oder zwischeneiszeitlich zumindest in den Anlagen vorgebildet waren.

Auch die im Dachsteingebiet untergeordnet vorkommenden Dolomitflächen blieben unberücksichtigt, da der Dolomit zu grusigem Zerfall neigt und daher selten definierbare Lösungsformen zur Ausbildung bringt. Auch ungleichmässig gekörnte (wenn auch reine) Kalke blieben unberücksichtigt, da sie ebenfalls zu einem dolomitartigen Zerfall neigen.

Der Moränenschutt ist ziemlich gleichmässig ausgebildet. Die Korngrößenverteilung schwankt in gewissen Grenzen, je nachdem es sich um reine Moränenablagerungen oder um gletschernah umgelagertes Material handelt (Tab. 1).

Tab. 1: Korngrößenverteilungen von Moränenschutt.

	0,002 mm	0,002- 0,02 mm	0,02- 0,2 mm	0,2- 2,0 mm	über 2,0 mm
Moränenschutt	0,5%	2,0%	5,0%	25,0%	67,5%
fluviatil umgelagert	1,0%	6,0%	20,0%	49,0%	24,0%
Ablagerungen in Seen und Tümpeln	4,0%	26,0%	65,0%	4,0%	1,0%

(Durchschnittswerte aus jeweils mehreren Analysen)

Der Anteil an Kalziumkarbonat ist in Moränenschutt geringer als im Kalk und beträgt durchschnittlich nur 92%. Der Gehalt an Unlöslichem und Sesquioxyden kann zwischen 3 - 14% schwanken. Die Schuttkörper werden vom anfallenden Niederschlagswasser gleichmässig durchsickert. Nur in den untergeordnet auftretenden schluffreichen Ablagerungen (Bildung in Seen und Tümpeln am eiszeitlichen Gletscherrand) kann auf Grund der geringeren Wasserdurchlässigkeit ein oberflächlicher Wasserstau erfolgen, weshalb diese bei der Untersuchung der Laugungsformen ebenfalls nicht berücksichtigt wurden.

Je nach Substrat (Kalk oder Schutt) und Bildungsbedingungen (freiliegende oder bodenbedeckte Flächen) bilden sich verschiedene Formenelemente.

		Flächiger Abfluss	Abfluss in Sammel- und Ableitungsgefässen
A. Kalkfels	1. Freie Kalkfläche	flächige Lösung und Skulpturformen (a)	freiliegend gebildete Karren (b)
	2. Bodenbedeckte Kalkfläche	flächige Lösung ohne Bildung spezifischer Formen	Bodenkarren
	3. Freie Kalkfläche, von aus Bodenkörpern ausfließendem Wasser überflossen	(kein flächiger Abfluss)	Karren am Bodenunterrand
B. Schutt	Schuttflächen unter Bodenbedeckung	flächige Lösung	Schutttrichter in horizontalen Flächen und Schutttrinnen in geneigten Flächen mit sämtlichen Übergängen; Erdfälle
C. Grenze Fels - Schutt		—	Im Fels Bildung von Felsfussrinnen und Felsfusszacken, im Schutt flächige Erniedrigung

Die einzelnen auf den verschiedenen Substraten unter den verschiedenen Umweltsbedingungen gebildeten Formen werden in der Folge gesondert beschrieben. Grundlage der Klassifizierung ist das Substrat, in diesem Fall feinkörniger, massiver, reiner Kalk und gleichmässig ausgebildeter, nur wenig umgelagerter Kalk-Moränenschutt.

## A. FORMEN AUF MASSIVEM KALKFELS

Über massivem Fels fließt das Wasser nach den Gesetzen der Gravitation der jeweils erreichbaren tiefsten Stelle zu. Sämtliche Lösungsvorgänge spielen sich daher an der Felsoberfläche, über welche der Abfluss erfolgt, ab. Eine erosive Wirkung des abfließenden Wassers ist nur auf freiliegenden Kalkflächen möglich, während sie bei Bodenbedeckung ausgeschlossen ist. Der Anteil der Erosion als formenbildender Faktor kann bei massiven, feinkörnigen, reinen Kalken praktisch unberücksichtigt bleiben.

Über längere Zeit freiliegende Felsflächen sind in der Regel von einem dünnen Algen- und Flechtenfilm überzogen, welcher die eigentliche (nur im frischen Bruch sichtbare) weisse oder graue Gesteinsfarbe überdeckt. Frisch von Boden entblösster Fels ist noch nicht von Flechten besiedelt und hat eine rauhgeätzte weisse Oberfläche.

## 1. FREILIEGEND GEBILDETE FORMEN

Der Fels ist direkt den anfallenden und abfließenden Niederschlagswässern ausgesetzt. Der Abfluss vollzieht sich auf der Felsoberfläche nach den Gesetzen der Gravitation. Eine Eintiefung abflussloser Becken ist ausgeschlossen. Die Lösungsfähigkeit des anfallenden und abfließenden Niederschlagswassers wird allein durch den Kohlensäuregehalt der Luft bestimmt. Nach Ende der einzelnen Niederschläge gelangt an der Gesteinsoberfläche nur jene dünne Wasserhaut zur Verdunstung, welche an der (meist aufgerauhten) Oberfläche haften bleibt. Die gesamte übrige Menge des angefallenen Niederschlagswassers gelangt bereits während des Niederschlages zum Abfluss. Variationen in der Bildung von Lösungsformen werden durch die verschieden starke Neigung der Flächen und durch Chemismus und Struktur des Gesteines verursacht. Eine bedeutende Rolle spielt der Abstand des jeweiligen Ortes der Lösung vom Oberrand der Kalkfläche: am Oberrand fällt reines Niederschlagswasser an, während über den darunter liegenden Flächen zu dem dort anfallenden Niederschlagswasser auch das von oben abfließende (bereits kalkhaltige) Wasser kommt. An steilen Flächen hat die abfließende (und auch die nach Ende des Niederschlages zurückgehaltene) Wasserhaut eine geringere Dicke als auf schwach geneigten. Je steiler eine Fläche ist, umso geringer sind auch die Mengen des auf die Flächeneinheit anfallenden Niederschlagswassers und damit auch der Lösungsabtrag.

Es werden in der Folge freiliegend gebildete Lösungsformen besprochen, welche auf reinem, feinkörnigem, massivem Kalk auftreten. Diese gliedern sich in a) flächenhaft die Gesteinsoberfläche überziehende Kleinformen, die nie als Wasserableitungsgefässe für grössere Bereiche funktionieren (Skulpturformen) und in b) Karrenrinnen, welche als Wasserableitungsadern aus über die Rinnenflächen hinausgehenden Bereichen dienen (freiliegend gebildete Karren).

## a) SKULPTURFORMEN

## Fistrillen (Kanellierungen, Rillenkarren)

Charakteristisch ist ihr Auftreten an Felsgraten oder Wandvorsprüngen. Die Breite der einzelnen Rillen überschreitet selten 1 cm, die Tiefe ist meist geringer als die Breite (Fig. 1). Sie schliessen im allgemeinen eng aneinander. An Graten mit beidseitigem Abfluss setzen sie alternierend ein (Fig. 2). An gerundeten Felsvorsprüngen nehmen Gruppen von Rillen jeweils von einem Punkt bündelförmig ihren Ausgang (Fig. 4). Zur idealen Ausbildung kommen sie nur an Flächen mit einer Neigung von  $60^\circ - 80^\circ$ . In nahezu horizontalen Kalkflächen können inselartig herausragende Grate mit Rillen skulpturiert sein (Fig. 5). Nach einer bestimmten, von der Flächenneigung abhängigen Entfernung von ihrem Einsatzpunkt klingen die Rillen nach unten zu aus und gehen dann meist in die Wandfläche über (Fig. 3).

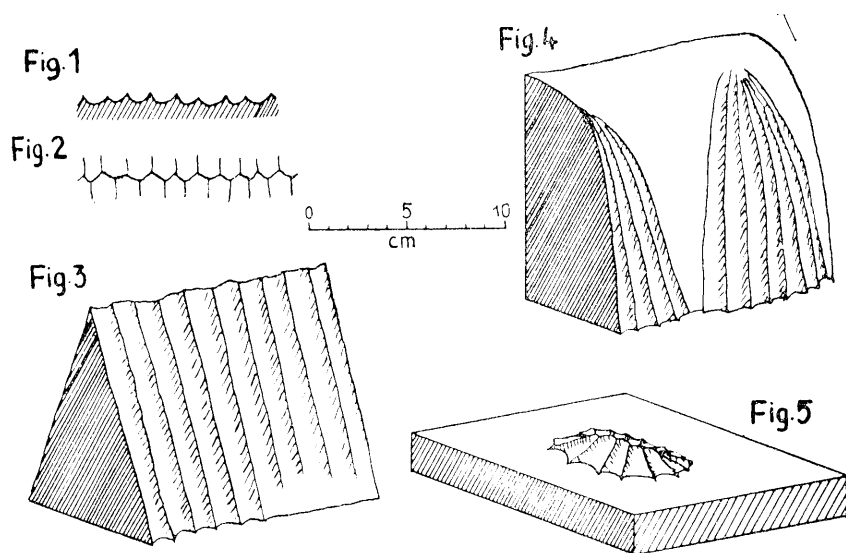


Fig. 1: Querschnitt durch Fistrillen.

Fig. 2: Alternierendes Einsetzen von Fistrillen an Graten (Aufsicht).

Fig. 3: Fistrillengrat mit Ausklingen der Rillen nach unten.

Fig. 4: Gebündeltes Einsetzen von Fistrillen an gerundeten Felskanten. Zwischen den vorspringenden Bündeln fliesst das Wasser von der oberen Felsfläche ab, in den Rillen gelangt aber nur das in ihrem Bereich anfallende Niederschlagswasser zum Abfluss.

Fig. 5: Inselartiger Fistrillengrat in schwach geneigter Felsfläche. Die ebene Fläche wird von einer mehr oder weniger gleichmässigen Wasserschicht überflossen, der Rillengrat steht nur unter der Einwirkung des direkt auf ihn auftreffenden Niederschlagswassers.

Die Rillen leiten nur das in ihrem Bereich anfallende Niederschlagswasser ab. Sie sind in keinem Falle Sammelgefässe für ausserhalb der Rillen anfallende Niederschlagswasser! Ihre Breiten werden bereits an ihrem Einsatzpunkt nach der dort vorhandenen Flächenneigung festgelegt und sind auf die dort anfallenden Wassermengen bezogen. Im Zuge der Längserstreckung der Rillen nimmt jedoch die Menge der abzuleitenden Niederschlagswasser durch den im Rillenverlauf zusätzlich anfallenden Niederschlag zu, weshalb durch den (in seiner Dimension am Einsatzpunkt unter geringeren Wassermengen festgelegten) Rillenquerschnitt mit zunehmendem Abstand vom Einsatzpunkt immer mehr Wasser abgeleitet werden muss. Die Dicke der in den Rillen abfliessenden Wasserschicht ist hier daher grösser als in ihrem Oberlauf. Andererseits hat das Wasser im Rillenunterlauf eine geringere Lösungsfähigkeit, da jene des von oben zufließenden Wassers zu einem gewissen Anteil (welcher von der Laufstrecke abhängig ist) bereits aufgebraucht ist. Im Unterlauf herrscht daher in den Rillentiefern durch die grössere Durchflussmenge bei geringerer Lösungsfähigkeit vor allem eine Breitenlösung vor, während auf den Rillengraten (wie am Einsatzpunkt der Rillen) nur das reine, voll lösungsfähige Niederschlagswasser anfällt. Die Folge davon ist nach unten eine zunehmende Verbreiterung des Rillenbodens und eine Reduktion der rillentrennenden Grate, bis letztere völlig eingeebnet werden, bzw. gar nicht zur Ausbildung kommen können. Damit ist der Punkt des unteren Endes der Rillen und des Überganges in die mehr oder weniger glatte (unskulpturierte) Felsfläche gegeben. Je steiler die Felsflächen sind, umso länger sind die Rillen (geringe im Rillenverlauf anfallende zusätzliche Niederschlagsmengen!), je geringer die Neigung ist, umso kürzer sind die Rillen (grössere im Rillenverlauf anfallende zusätzliche Niederschlagsmengen!).

Der Abfluss des Wassers in den Rillen vollzieht sich nach den Gesetzen der Gravitation. Je geringer die Felsneigung ist, umso stärker ist die eintiefende Komponente. An senkrechten Flächen können daher Rillen nicht zur Ausbildung gelangen, da die Eintiefungstendenz vollkommen fehlt. Bei Neigungen unter  $50^\circ$  tritt die Bildungstendenz der Rillen wiederum weitgehend zurück, da der Abfluss des Niederschlagswassers nicht mehr so stark an die Linien des grössten Gefälles gebunden ist und mit zunehmender Verflachung immer flächiger erfolgt.

*Laugungsböden* (Horizontalböden, Laugungsnischen, Trichterkarren, Fusstritte, Trittkarren).

In Kalkflächen verschiedenster Neigung ( $10^\circ - 70^\circ$ ) sind vielfach stufenartig horizontale (oder annähernd horizontale) Böden eingesenkt, deren Flächen je nach Neigung der Gesamtfläche bis zu einigen Quadratdezimetern gross werden können. Je geringer die Neigung der Felsfläche ist, umso grösser sind die deutlich abgesetzten horizontalen Laugungsböden (Fig. 6-7). An der bergwärts liegenden Seite sind sie gegen die

Felsfläche meist durch eine nahezu senkrechte Stufe abgesetzt, an der talwärtigen Seite gehen sie an einem (meist zugerundeten Knick) in die Felsfläche über. Oft geht die Anlage der Böden nicht über eine runde trichterartige Form hinaus (Trichterkarren nach Bögli, Fig. 8). Die Laugungsböden sind meist im unteren Teil der Felsflächen gehäuft, nahe der Oberkante fehlen sie in der Regel vollkommen.

Nach den unterschiedlichen Abflussverhältnissen in den einzelnen Abschnitten dieser Laugungsböden ist auch die Lösung jeweils verschieden

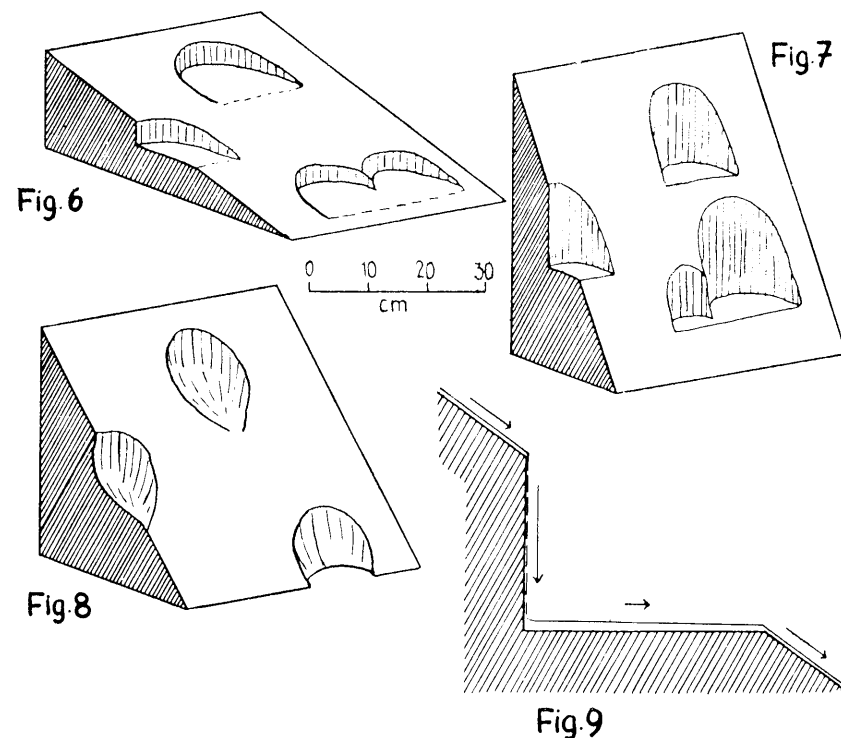


Fig. 6 und 7: Laugungsböden in wenig und stark geneigten Felsflächen.  
 Fig. 8: Trichterkarren (als zum Teil stationäre Vorstadien von Laugungsböden).  
 Fig. 9: Schema des Wasserabflusses im Bereiche von Laugungsböden.

wirksam. Werden gering geneigte Flächen von Wasser überflossen, dann ist die Wasserschicht dicker und die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit geringer als auf stärker geneigten Flächen bei gleichem mengenmässigen Abfluss. Je dicker eine bewegte Wasserschicht bei gleichem mengenmässigem Abfluss ist, umso geringer ist die Geschwindigkeit der direkt dem Untergrund anliegenden Schicht, umso geringer ist also

auch die Durchmischung. Bei grosser Neigung liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt: eine dünne Wasserschicht bewegt sich mit grosser Geschwindigkeit über die Fläche, die Durchmischung ist daher stärker. Dies ist für die Lösung des Untergrundes von wesentlicher Bedeutung, da der Abtrag umso grösser ist, je rascher die dem aufzulösenden Körper anhaftende gesättigte Schicht des Lösungsmittels entfernt wird und je rascher ungesättigtes Lösungsmittel mit der Oberfläche des Körpers in Berührung kommt.

Die Entwicklung der Laugungsböden kann daraus unschwer erklärt werden (Fig. 9). An den steilen Stufen am Oberrand der Böden erfolgt durch die dünne, rasch abfliessende Wasserhaut die grösste Lösung. Auf der fast horizontalen Bodenfläche liegt eine dickere Wasserschicht, unter welcher geringere Lösung erfolgt. Eine Zwischenstellung nimmt in Neigung und Abfluss, und damit auch in der Grösse des Lösungsabtrages die Felsfläche ein, in welche die Laugungsböden eingesenkt sind. Innerhalb der Bodenflächen erfolgt am Fusse der Rückwand die stärkste Durchmischung des abfliessenden Wassers und damit die stärkste Lösung, wodurch die hier wirksame rückschreitende Korrosion bewirkt wird. Gegen den Vorderrand der Böden zu wird die Durchmischung immer schwächer, dort erfolgt daher die geringste Lösung. Für die Anlage der Laugungsböden an einem bestimmten Punkt einer ausgeglichenen Felsfläche werden vor allem kleine Oberflächenunregelmässigkeiten verantwortlich sein, an welchen während Niederschlägen über eine ursprünglich auf kleinstem Raum beschränkte Verdickung der abfliessenden Wasserschicht die Entwicklung einsetzt.

#### *Genetische Unterschiede zwischen Firstrillen und Laugungsböden*

Firstrillen entstehen immer an Oberkanten von Felsflächen, also unter der Wirkung von direkt anfallendem Niederschlagswasser mit voller Lösungsfähigkeit. Erst im Verlauf der Rillen kommt das aus ihrem Oberlauf abfliessende Wasser hinzu, was dann auch zum Abklingen der Rillen führt. Die wirksamen Wassermengen sind (bei grösserer Lösungsfähigkeit) gering.

Laugungsböden finden sich immer erst in einer bestimmten Entfernung von den Oberkanten der Felsflächen. In ihrem Bereich überwiegen die aus den darüberliegenden Flächen abfliessenden Wassermengen, deren Lösungsfähigkeit schon zum Teil aufgebraucht ist. Die mit voller Lösungsfähigkeit direkt auftreffenden Niederschlagswässer treten gegenüber jenen zurück. Die abfliessenden wirksamen Wassermengen sind daher (bei geringerer Lösungsfähigkeit) gross.

Durch das Zusammenwirken von flächiger Lösung und Laugungsbodenbildung können vereinzelt an steilen Wänden kleine horizontale Flächen unter Bildung von schmalen, wenige cm aus der Wand vorragenden Vorsprüngen dem Gesamt wandabtrag entzogen werden. Diese

Vorsprünge haben die Form rechtwinkliger Dreiecke, deren kürzere Kathete horizontal verläuft und meist von einer horizontalen Laugungsfläche gebildet wird, während die längere senkrecht nach abwärts führt und am Unterrand in die Wandfläche übergeht.

#### b) KARRENRINNEN

Wenn sich die in einem grösseren Bereich einer freien Felsfläche anfallenden Niederschlagswässer sammeln und entlang einer Linie geschlossen abgeleitet werden, dann erfolgt entlang dieser ein stärkerer Lösungsabtrag als auf den nebenliegenden Flächen, was zur Bildung von Karrenrinnen führt. Diese sind im Gegensatz zu den Skulpturformen, welche gleichwertig aus den Flächen herausmodelliert sind und nur dem gleichmässig erfolgenden (flächigen) Abfluss ihre Entstehung verdanken, Sammel- und Ableitungsgefässe für das in über die Rinnenflächen weit hinausgehenden Bereichen anfallende Niederschlagswasser. Es herrschen hier also vollkommen andere Bedingungen vor als bei der Bildung von Skulpturformen. Die Entwässerung der zwischen den Rinnen liegenden Bereiche erfolgt flächig (meist unter Bildung von Skulpturformen), das von dort abfliessende Wasser wird den Karrenrinnen entweder schon



Abb. 1: Freiliegend gebildete Karren. Die Oberränder der Karrenrinnen sind gegen die zwischenliegenden Felsflächen scharf abgesetzt. Rinnenbreite 10 — 15 cm. (Dachstein, ca. 2000 m)

an ihrem Beginn oder erst an einzelnen Punkten ihres Verlaufes geschlossen zugeführt. Ein flächiges Einströmen der Wässer in die Rinnen findet nicht statt. Die Oberränder der freiliegend gebildeten Karrenrinnen sind daher mit wenigen Ausnahmen scharf gegenüber den Zwischenflächen abgesetzt und tragen vielfach Firstrillen. Der Abfluss der Hauptwassermenge ist allein auf die Tiefenlinien der Rinnen beschränkt, wodurch meist ein V-förmiges Profil entsteht (Fig. 10 - 11, Abb. 1). In der Funktion sind diese Karrenrinnen den Bodenkarren (siehe dort) gleichzusetzen, doch sind die Formungsbedingungen völlig verschiedene, da bei freiliegend gebildeten Karren die ausgleichende Wirkung des Bodenkörpers fehlt. Die Dimensionen der freiliegend gebildeten Karren sind von der Grössenordnung neugebildeter Kanons in den Tiefen freigelegter Bodenkarren, können aber (bei entsprechend grossem Einzugsbereich) auch ein vielfaches davon erreichen. Grundsätzlich ist der Lösungsabtrag (gleiche Einzugsbereiche vorausgesetzt) bei freiliegenden Karren geringer als bei Bodenkarren, weshalb sie grössenordnungsmässig gegenüber letzteren zurücktreten. Ihr Lauf ist weitaus regelmässiger als jener der Bodenkarren, Überbiefungen und lokale seitliche Ausweitungen fehlen. Der Abstand von Rinne zu Rinne ist bei gleichen Neigungsverhältnissen geringer als bei Bodenkarren und auch umso grösser, je geringer die Flächenneigung ist. An schwach geneigten bis fast horizontalen Flächen können sich Mäanderkarren bilden. Die Mäander sind umso stärker ausgeprägt, je geringer die rinnendurchfliessenden Wassermengen sind.

Eindeutig freiliegend angelegte Karren finden sich in den Kalkhochalpen selten, was nur aus der nacheiszeitlichen Klimaentwicklung zu erklären ist. Zur postglazialen Wärmezeit lag die Waldgrenze rund 400 m höher als heute. Daher haben die meisten der heute in Höhenlagen von 2000 - 2400 m befindlichen kahlen Kalkflächen (mit Ausnahme der Steilstufen) damals eine Bodendecke getragen, welche zu dieser Zeit für die Karrenentwicklung bestimmend war. In diesen Bereichen heute freiliegende Karren wurden daher in der Regel unter Bodenbedeckung angelegt und erst nachwärmezeitlich freiliegend umgeformt. Da der Lösungsabtrag unter Böden (vor allem unter den in der Kampfzone vorherrschenden Latschenböden) grösser ist als innerhalb freiliegender Kalkflächen, überwiegt das bodenbedingte Formenelement auch quantitativ. Eher kann eine ursprünglich freiliegend angelegte Karrenrinne unter Bodenbedeckung zu einer typischen Bodenkarre ausgeweitet und zugerundet werden, als dass eine breite Bodenkarre durch frei abfliessendes Wasser ein typisches V-Profil erhält. (Im letzteren Fall entstehen in den breiten Rinnentiefen höchstens schmale Kanons, wie sie unten beschrieben werden).

In keinem Fall besteht ein genetischer Zusammenhang zwischen den freiliegend gebildeten Karren und Skulpturformen. Karren sind das Produkt einer starken linearen Eintiefung, während die Skulpturformen eine gleichmässige Tieferlegung der Flächen bewirken.



## 2. UNTER BODENBEDECKUNG FORMEN

Wenn Felsflächen durch Böden bedeckt sind, werden sie vom Niederschlagswasser erst nach Durchsickern der mehr oder weniger mächtigen Bodenschicht erreicht. Auf diesem Weg nimmt dieses noch zusätzliche Kohlensäure aus der Bodenluft auf, wodurch seine Lösungsfähigkeit gegenüber dem frei anfallenden Niederschlagswasser erhöht wird. Auch Humussäuren der Böden können bei der Lösung des Kalkuntergrundes eine Rolle spielen, doch ist ihr (wahrscheinlich geringer) quantitativer Anteil noch nicht untersucht worden. Das durchsickernde Niederschlagswasser wirkt auf den Kalkuntergrund der Böden nicht nur während der Dauer des Niederschlages. Die Kalkfläche kommt erst einige Zeit nach Beginn des

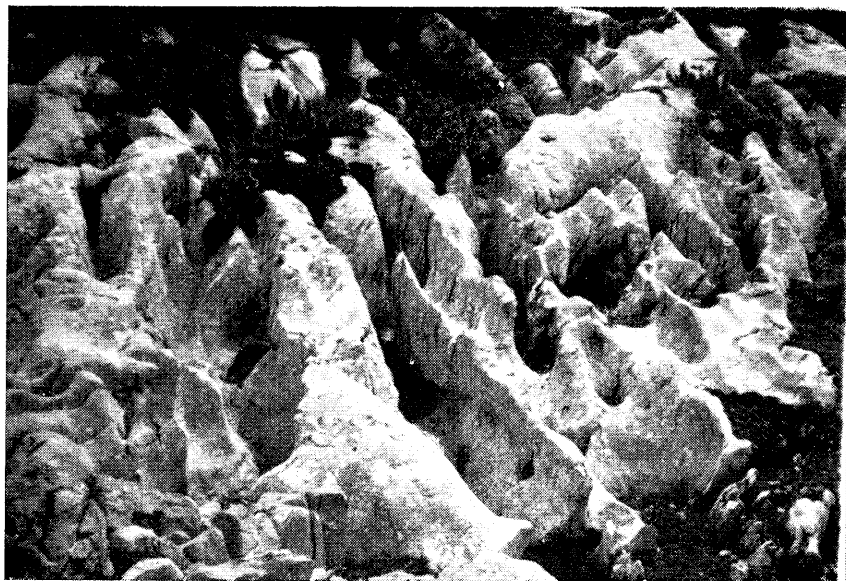


Abb. 2: In Freilegung begriffene typische Bodenkarren mit breit zugerundeten Rinnentiefen und gelegentlichen Übertiefungen. An quer zur Flächenneigung verlaufenden Klüften bildeten sich untergeordnet Querrinnen. Die Bodenrinnen liegen noch nicht lange frei, es haben sich noch keine Skulpturformen gebildet. Tiefe der Rinnen ca. 50 cm. (Dachstein 1900 m)

Niederschlages mit dem Sickerwasser in Berührung. Die Speicherung des Wassers im Boden bewirkt, dass (je nach dem Bodentyp) noch Tage nach Ende des Niederschlages Wasser aus den Böden abfließen und lösend wirken kann (Fig. 12). Da das aus den Böden abfließende Wasser einer-

seits eine grössere Lösungsfähigkeit hat und andererseits der Abfluss über grössere Zeiträume verteilt wird, sind die Lösungsbeträge pro abfließender Wassermengeneinheit bedeutend grösser als bei direkt auf die Kalkoberfläche anfallendem Niederschlagswasser. Dagegen wird (je nach Bodentyp) ein bestimmter Anteil des angefallenen Niederschlagswassers nach Speicherung im Boden über die Vegetation durch Verdunstung an die Atmosphäre abgegeben, weshalb die tatsächlich abfließenden und lösend wirksamen Wassermengen geringer sind als die reinen Niederschlagsmengen. In den hochalpinen Gebieten erfolgt die geringste Verdunstung durch Latschenböden, weshalb unter diesen die grössten Lösungsabträge zu erwarten sind. Biologisch hochaktive Böden (wie Rendsinen) verdunsten dagegen einen wesentlichen Anteil der anfallenden Niederschlagswasser, weshalb vielfach die Erhöhung der Lösungsfähigkeit des Durchflusswassers durch die Verminderung der Durchflussmengen aufgewogen wird und der erfolgende Lösungsabtrag geringer sein kann als bei frei auf Kalkflächen auftreffendem Wasser.

Die Latschenhumusböden nehmen in den Bereichen der österreichischen Hochkarstgebiete die grössten Flächen ein. Die unter ihrer Bedeckung gebildeten Lösungsformen spielen daher dort die grösste Rolle und sollen daher hier näher beschrieben werden.

Die Abflussverhältnisse des die Böden durchsickernden Wassers auf der unterlagernden Kalkfläche führen zur Bildung grundsätzlich anderer Formen als bei freiem Abfluss. Es bilden sich Sammeladern aus, welche das Durchflusswasser aus geschlossenen Bereichen unter dem Boden über die Kalkoberfläche ableiten. Die Abstände dieser Abflussadern werden einerseits durch die Dicke der Bodenschicht und andererseits durch die Flächenneigung bestimmt. Je mächtiger die Bodenschicht und je geringer die Neigung sind, umso grösser sind die Abstände und damit die Mengen des in den einzelnen Adern abgeführten Wassers, wie auch die Breiten der Rinnen.

Der Abfluss des die Böden durchsickernden Wassers über die Oberfläche des Kalkuntergrundes vollzieht sich wohl auch nach den Gesetzen der Gravitation, doch kann - infolge der Speicherwirkung der Bodenkörper - dieser Abfluss nie so akzentuiert erfolgen wie auf freiliegenden Kalkflächen. Die Bodenkörper saugen schwammartig das angefallene Niederschlagswasser auf und verteilen es ziemlich gleichmässig über die gesamte Oberfläche des Kalkuntergrundes. Unter diesem ausgleichenden Lösungsangriff sind daher kleine, feinzieselierte, gesetzmässig ausgebildete Formen wie Firstrillen und Laugungsböden nicht beständig. Ecken, Kanten und Grate der Kalkoberfläche werden zugerundet und teilweise vollständig entfernt, es entstehen breite, ausgeglichene Formen (Fig. 13, Abb. 2). Durch die wasserhaltende Kraft des Bodenkörpers kann es (besonders auf schwach geneigten Kalkflächen) im Verlauf des Abflusses des Wassers zu Übertiefungen kommen, welche unter freiem Abfluss undenkbar sind. Durch die seitliche Lösung in Karrenrinnen können Un-

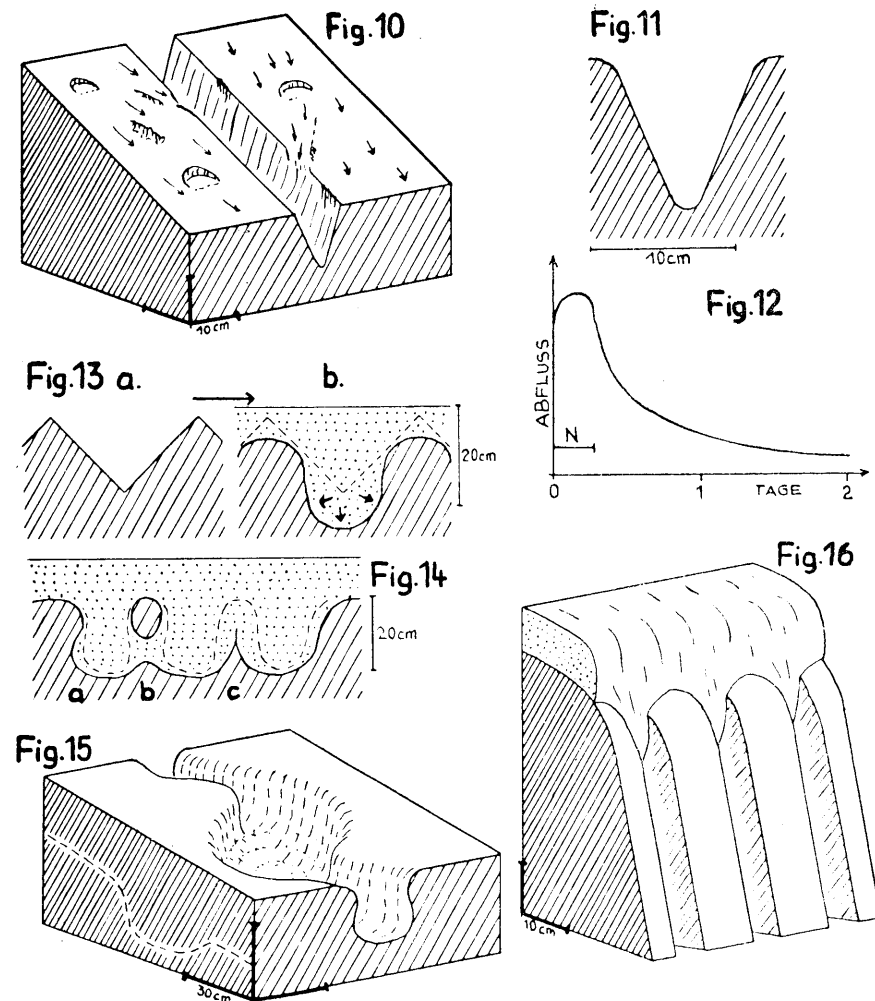


Fig. 10: Freiliegend gebildete Karrenrinne in einer flächig überflossenen Felsfläche, die z. T. Skulpturformen führen kann. Zwischen der Felsfläche und der Rinne besteht kein direkter Zusammenhang. Das Abflusswasser der Fläche wird nur an einzelnen Stellen der Rinne zugeführt (siehe Pfeile der Abflussrichtungen).

Fig. 11: Querschnitt durch eine freiliegend gebildete Karrenrinne.

Fig. 12: Verteilung des Wasserabflusses aus einem Bodenkörper (Niederschlagsdauer = N).

Fig. 13: Umformung kantiger (freiliegend gebildeter) Karrenformen (a) unter Bodenbedeckung (b).

Fig. 14: Charakteristische Bodenkarrenmerkmale: Übersteilung der Rinnenwände (a), tunnellartige Durchklaugung der Wände zwischen den Rinnen (b) und Bildung messerscharfer Grate durch Zusammenwachsen zweier benachbarter paralleler Rinnen (c). (Die ursprüngliche Karrenform ist gestrichelt angedeutet).

Fig. 15: Unregelmässiger Verlauf einer Bodenkarrenrinne in schwach geneigter Felsfläche mit eingeschaltetem übertieften Becken. (Die seitliche Projektion der Tiefenlinie der Rinne ist gestrichelt eingezeichnet).

Fig. 16: Abflussrinnen an steilen Wänden am Bodenunterrand. Das aus dem Boden aufließende Wasser gelangt in den Rinnen über einen grösseren Zeitraum als die eigentliche Niederschlagsdauer verteilt zum Abfluss (siehe Fig. 12). Die freiliegenden Flächen zwischen den Rinnen werden nur von dem in ihrem Bereich frei anfallenden Niederschlagswasser überflossen.

terhöhlungen der Karrenwände erfolgen, durch welche tunnellartige Verbindungen zwischen einzelnen Rinnen hergestellt werden (Fig. 14a-b). Je flacher die Hangneigung ist, umso unregelmässiger wird der Verlauf der Karrenrinnen: es bilden sich stark ausgeweitete, unregelmässige Rinnenformen mit zwischengeschalteten Becken, die zum Teil übertieft sind (Fig. 15). Scharfe Grate können unter Boden nur dort entstehen, wo durch seitliche Ausweitung zwei benachbarte Rinnen einander so nahe kommen, dass die zwischenliegende Rippe (seitlich) abgetragen wird. Diese meist messerscharfen Formen sind jedoch eindeutig von den freiliegend gebildeten Formen zu unterscheiden (Fig. 14c).

Die Entwicklung der unter Boden angelegten Karrenrinnen, die heute in den Kalkhochalpen vorliegen, kann nur im Rahmen des Ablaufes von Klima und Bodenbildung verstanden werden. In den hochalpinen Gebieten erfolgte nach Rückzug der eiszeitlichen Gletscher unter Verbesserung der klimatischen Bedingungen (postglaziale Wärmezeit) eine starke Besiedlung der glattgeschliffenen Kalkflächen. Unter den Böden wurden die ersten Rinnenanlagen festgelegt, entlang welcher die weitere Eintiefung erfolgte (Fig. 17a-c). Bei der fortschreitenden Eintiefung der Rinnen kann jedoch eine geschlossene Bodendecke darüber nur so lange bestehen, als die Eintiefung der Rinnen durch einen weiteren Aufbau der Böden über ihnen aufgewogen wird. Durch die nach der Bronzezeit erfolgte Klimaverschlechterung wurde jedoch diese Möglichkeit nicht nur weitgehend eingeengt, sondern es kam sogar zum Absterben ganzer Vegetationsflächen und damit zu einem weit verbreiteten Bodenabtrag, welcher mit Schwankungen bis heute noch andauert. Unter diesen Bedingungen konnte der Bodenaufbau mit der Karreintiefung nicht Schritt halten. Die über den Rinnen liegenden Bodenkörper sanken mit fortschreitender Eintiefung in diese ein, der Zusammenhang zwischen den Böden über den Rinnen und den Böden auf den zwischen den Rinnen liegenden Kalkflächen wurde unterbrochen (Fig. 17d-e). Die Rinnen fungierten aber noch immer (und zwar in verstärkter Form, da der Verdunstungsfaktor mit der Verminderung der Vegetationsdecke verkleinert wurde) als Ableitungsfässer und wurden weiter vertieft. Die in den Rinnen liegenden Bodenrestkörper führten zu lokalen Ausweitungen in den Rinnentiefen, welche noch an den vielfach sichtbaren Laugungsleisten und -vorsprüngen erkennbar sind (Fig. 17f). In vielen Fällen kam es zu einem vollständigen Abtrag des Bodens aus den Rinnen. Nach dem Wegfall der ausgleichenden Wirkung des Bodenkörpers erfolgte der hauptsächlichliche Abfluss nur mehr entlang der Tiefenlinien der Rinnen, wo kleine Kanons ausgebildet wurden. Diese können ebenfalls noch verschiedene Stadien der Eintiefung an Terrassenleisten erkennen lassen. Gleichzeitig wurde an den freiliegenden Oberkanten der Rinnen das frei anfallende und abfließende Niederschlagswasser wirksam, welches dort zur Bildung von Firstrillen führte (Fig. 17g). Nach längerem Freiliegen kann (je nach der Klüftung des Gesteines) durch Frostbruch eine Zerstörung der Oberkanten der Rinnen und eine



Ablagerung des Bruchschuttes in den Rinnentiefen erfolgen. An diesem Bruchschutt kann sekundär an dort aufgestauten (von oben eingeschwemmten) Bodenresten eine geringe Neubesiedlung (meist nur Moose etc.) erfolgen. Diese ist jedoch von keinerlei praktischer Bedeutung, da der bei Niederschlägen eintretende starke Abfluss in den Rinnentiefen ein Übergreifen der Vegetation über die Rinnenwände auf die Flächen zwischen den Rinnen unmöglich macht (Fig. 17h). Heute liegen in den kalkhochalpinen Gebieten in der Regel die meisten der hier beschriebenen Stadien der Bodenkarrenentwicklung nebeneinander vor, je nachdem, wie weit (auf Grund der Höhenlage und des Bodentyps) die Rinneneintiefung oder der Bodenabtrag fortgeschritten sind.

Übergangsformen zwischen freiliegend und unter Böden angelegten Karren bilden sich unter nur wenige cm starken Pionierformen von Böden.

Als Restkörper einer erodierten, ehemals zusammenhängenden Bo-

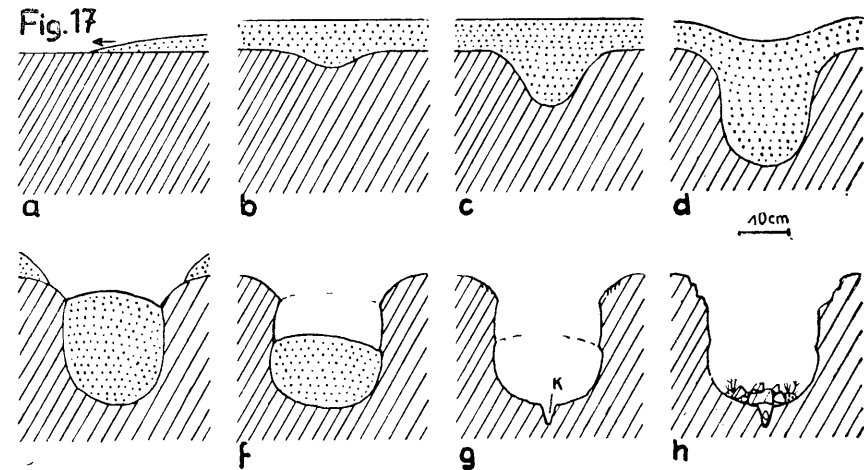


Fig. 17: Schema der nacheiszeitlichen Bodenkarrenentwicklung in ausgeglichenen Felsflächen. a: Neubesiedlung einer vom Gletscher glattgeschliffenen Felsfläche. b-c: Bildung mächtiger Böden zur postglazialen Wärmezeit. Anlage und weitere Eintiefung einer Karrenrinne unter dem Boden. d: Mit fortschreitender Eintiefung der Rinne beginnendes Einsinken der Bodendecke. e: Bei weiterer Eintiefung und beginnender Klimaverschlechterung reißt die Bodendecke an den Rinnenoberkanten durch: die Rinnenböden bewirken (nunmehr von der Bodenschicht auf den Zwischenflächen isoliert) eine Übersteilung der Rinnenwände. f: Abtrag der Böden von den Zwischenflächen, weitere Erosion des Rinnenbodens mit neuerlicher (tieferer) Übersteilung unter Ausbildung von «Bodenstandsmarken». g: Vollständige Freilegung der Rinnentiefen, Ausbildung von Kanons (K) durch das nunmehr frei abfließende Wasser, Bildung von Firstrillen an den Rinnenoberkanten. h: Zerstörung der Rinnenoberkanten durch Frostbruch, Ablagerung des Bruchschuttes in den Rinnentiefen mit Ansammlung von eingeschwemmten Bodenresten, welche von einer spärlichen Sekundärvegetation besiedelt werden. (Je nach den jeweils herrschenden lokalen Bedingungen können die einzelnen hier skizzierten Stadien gleichzeitig nebeneinander auftreten.)

dendecke können sich in schwach geneigten Flächen isolierte Bodenpolster oft über lange Zeit erhalten und zu einer Eintiefung der darunterliegenden Kalkfläche führen. Es entstehen dabei abflusslose Becken oder flache Wannens mit einer (oft mäandrierenden) Abflusrinne.

### 3. AM RANDE VON BODENKÖRPERN FREILIEGEND GEBILDETE FORMEN

Eine Zwischenstellung zwischen freiliegend und unter Bodenbedeckung gebildeten Karren nehmen jene Formen ein, die durch aus Bodenkörpern frei abfließendes Wasser gebildet werden. Die Verteilung des Abflusses und die Lösungsfähigkeit sind ähnlich wie bei Bodenkarren (die Abflussdauer erreicht ein Vielfaches der Niederschlagsdauer, erhöhte Lösungsfähigkeit durch die Kohlensäure der Bodenluft). Der Abfluss selbst erfolgt jedoch allein nach den Gesetzen der Gravitation ohne die speichernde und ausgleichende Wirkung des Bodenkörpers. In der Anlage sind daher diese Karrenformen den freiliegend gebildeten gleichzusetzen, doch sind sie infolge der erhöhten Lösungsfähigkeit und des über lange Zeiträume verteilten Abflusses meist schmaler als freiliegend gebildete Karren und bedeutend stärker eingetieft. Auch hier gilt das oben über die Ver-

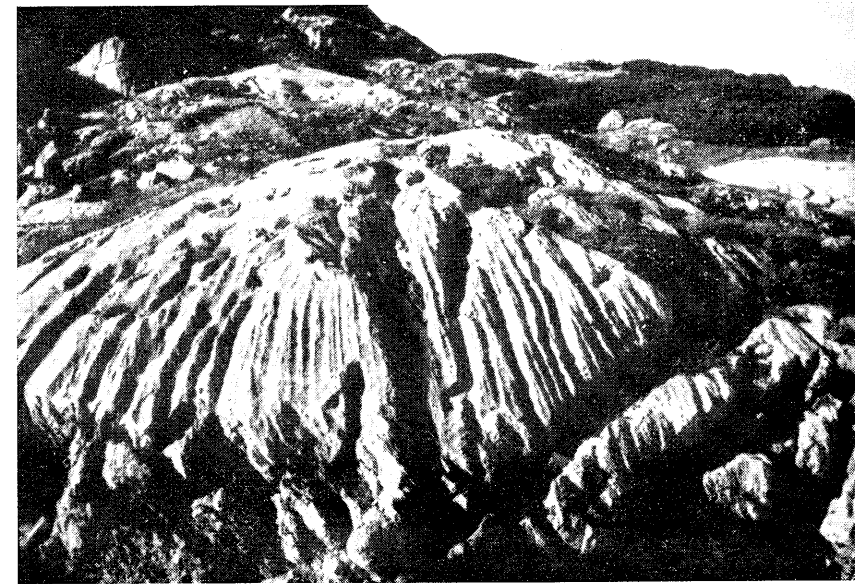


Abb. 3: Gletscherschliffbuckel, der ehemals von latschenträgendem Boden bedeckt war. Das aus dem Boden über die freiliegenden Wände abfließende Wasser führte zur Bildung der Rinnen (siehe Fig. 16). Die Rinnenoberkanten sind zum Teil bereits durch Firstrillen überformt. Höhe des Felsbuckels ca. 2 m. (Dachstein 1900 m)

dunstung und Speicherung in verschiedenen Bodeneinheiten Gesagte: die stärkste Eintiefung ist daher bei der Herkunft des Abflusswassers aus Latschenbodenkomplexen zu erwarten (Fig. 16).

Diese Formen finden sich häufig an Wandstufen, über welchen Bodenkörper (vor allem Latschenhumus) liegen. In jenen Fällen, wo der ursprünglich darüber gelegene (wasserliefernde) Bodenkörper bereits zerstört und abgetragen ist, lassen diese Rinnenformen eindeutig auf sein ehemaliges Vorhandensein schliessen (Abb. 3).

Wenn die wasserliefernden Bodenkörper eine nur geringe Ausdehnung haben (Restbodenpolster), dann sind die abfliessenden Wassermengen dementsprechend gering und verdunsten meist schon nach kurzem Lauf. In diesem Falle klingen die hier weitaus kleineren Rinnenformen gegen unten zu aus. In gering geneigten Felsflächen führen die aus kleinen Bodenkörpern ausfliessenden Wassermengen meist zur Bildung von mäandrierenden Rinnen.

#### B. FORMEN AUF SCHUTTUNTERGRUND

Die Tiefen der Hohlformen (Dolinen, Gassen, Grossmulden) der Plateauflächen der Kalkhochalpen sind mit mehr oder weniger mächtigen Resten eiszeitlichen Moränenschuttes und fluvioglazialer Umlagerungsprodukte ausgekleidet. Der überwiegende Teil des auf Schutt anfallenden Niederschlagswassers versinkt an Ort und Stelle des Auftreffens in die Tiefe. Ein geringerer Teil fliesst (je nach Durchlässigkeit des Schuttkörpers) oberflächlich ab und versinkt erst in Dolinen oder Schlucklöchern. Ist ein Schuttkörper von gering wasserdurchlässigen Tonböden bedeckt, erfolgt ein grosser Teil des Abflusses über den Böden, bis eine Stelle grösserer Durchlässigkeit oder ein Schluckloch erreicht ist. (Ein geringer Anteil sickert aber auch in diesem Fall durch die Böden).

Bei der Versickerung von Niederschlagswasser oder Bodendurchflusswasser im Schuttuntergrund wird die gesamte Lösungsfähigkeit an Ort und Stelle aufgebraucht. Bereits in der obersten Schicht des Schuttes werden durch den grossen Schluffanteil des Schuttes die enthaltenen Säuren vollständig neutralisiert, sodass jeweils nur die oberste Schuttschicht (maximal 2-5 cm) von der Lösung ergriffen wird. Naturgemäss werden hierbei vorerst die feineren Korngrössen des Schuttes gelöst, während grössere Komponenten (im Moränenschutt vereinzelt Blöcke über Kubikmeter Grösse) nur randlich angelaut werden und daher oft isoliert im Boden schwimmend erhalten bleiben können. Die tieferliegenden Schuttkomplexe werden von der Lösung nicht mehr berührt. Felsflächen werden daher durch überlagernden Kalkschutt konserviert und erfahren keinerlei Veränderung durch Lösung. Schuttbedeckte eiszeitliche Gletscherschliffe zeigen, wenn man sie freilegt, Kritzer in einem Erhaltungszustand, als ob sie eben erst gebildet worden wären.

In freiliegendem Schutt führt die Lösung durch Niederschlagswasser nie zur Bildung besonderer Lösungsformen. Durch die grosse Beweglichkeit des freien Schuttmaterials sind oberflächliche Umlagerungsvorgänge möglich, es überwiegt daher die Erosion.

Anders liegen die Verhältnisse bei bodendecktem Schutt. Die Schuttoberfläche wird durch die Bodenschicht gefestigt, angelegte Laugungsformen bleiben daher weitgehend erhalten und entwickeln sich nach bestimmten Gesetzen weiter.

#### SCHUTTRICHTER

In den eiszeitlichen Moränenschuttflächen, die in Höhenlagen von 1800-2000 m von einer reichen Mattenvegetation bedeckt sind, finden sich bei geringer Flächenneigung oft regelmässig ausgebildete Trichter mit Durchmessern von 1-3 m (Abb.4). Die Tiefe übersteigt selten den Betrag des halben Durchmessers. Die Einzugsbereiche der einzelnen Trichter

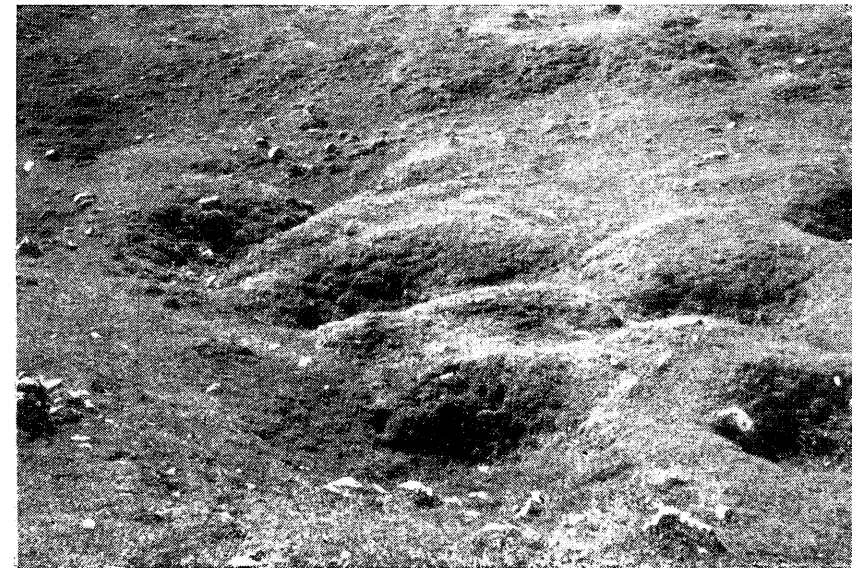


Abb. 4: Trichter im Moränenschutt. Durchmesser 2 — 3 m. (Dachstein 1900 m)

betragen im Durchschnitt 5-10 m<sup>2</sup> und sind innerhalb eines Trichterfeldes stets von der gleichen Grössenordnung. Die Trichter sind in der Regel über die Flächen gleichmässig verteilt (Fig. 18). Die sichtbare Bodenoberfläche weicht aber, wie Grabungen bewiesen haben, bedeutend von der Gestalt der unter den Böden liegenden Schuttoberfläche ab. Unter den Trichtertiefen liegt in der Regel ein bis über 1 m mächtiger Tonbodenpfropfen,

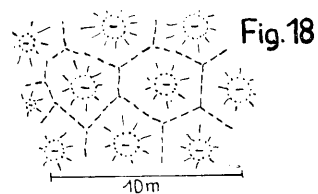


Fig. 18

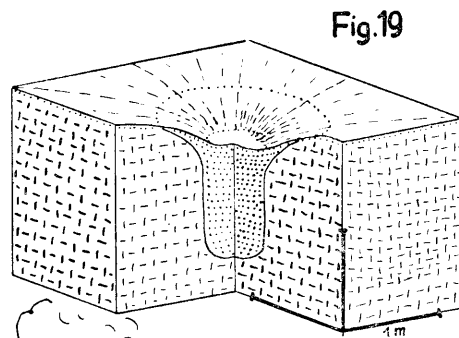


Fig. 19

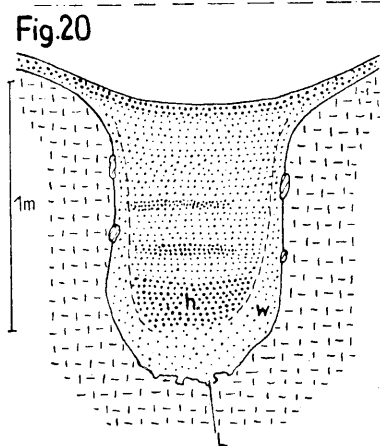


Fig. 20: Schnitt durch einen tonreichen Schuttrichter — Bodenpfropfen. Die Sickerwasserbewegung erfolgt im Boden (w) zwischen der Schuttwand und dem Bodenkern (gestrichelt abgegrenzt). In der Tiefe des Bodenkernes ist in der Regel ein humusreicher Horizont (h) zu erkennen, über welchem oft Nebenhorizonte liegen. Am Grund des Bodenpfropfens erfolgt weitere Lösung des Schuttes unter Bildung von Laugungshohlräumen (L). Am Rande des absinkenden Bodenpfropfens werden von der Schuttoberfläche oft grössere Steine (als Lösungsrelikte) in die Tiefe mitgeschleppt. Die strichpunktierte Linie gibt die Lage der ehemaligen Schuttoberfläche (vor Beginn des Lösungsprozesses) an.

Fig. 19: Schnitt durch einen Schuttrichter mit tonreichem Bodenpfropfen.

Fig. 20: Schnitt durch einen tonreichen Schuttrichter — Bodenpfropfen. Die Sickerwasserbewegung erfolgt im Boden (w) zwischen der Schuttwand und dem Bodenkern (gestrichelt abgegrenzt). In der Tiefe des Bodenkernes ist in der Regel ein humusreicher Horizont (h) zu erkennen, über welchem oft Nebenhorizonte liegen. Am Grund des Bodenpfropfens erfolgt weitere Lösung des Schuttes unter Bildung von Laugungshohlräumen (L). Am Rande des absinkenden Bodenpfropfens werden von der Schuttoberfläche oft grössere Steine (als Lösungsrelikte) in die Tiefe mitgeschleppt. Die strichpunktierte Linie gibt die Lage der ehemaligen Schuttoberfläche (vor Beginn des Lösungsprozesses) an.

Fig. 21: Bildung der Schuttrichter. a: Bildung mächtiger Böden zur postglazialen Wärmezeit, erste Anlage der Trichterzentren. b: Zerstörung der Vegetation im Zuge der Klimaverschlechterung, verstärkte Lösung und Trichtereintiefung nach Wegfall der Vegetationsverdunstung. c: Bei fortschreitender Eintiefung wird auf den absinkenden Trichterböden der Tonboden von den zwischenliegenden Flächen aufgelagert. Der humusreiche Horizont in der Tiefe des Bodenpfropfens entspricht der ehemaligen Bodenoberfläche über dem Absenkungsbereich.

während die flachen Bereiche zwischen den Trichtern von nur wenige cm mächtigen Rendsinen bedeckt sind. Die Grenzflächen zwischen Tonbodenpfropfen und umgebendem Schutt sind stets fast senkrecht, es kommen aber auch Übersteilungen vor (Fig. 19). Die Anlage einer solchen Eintiefung im Schutt ist ohne die eingelagerten Tonbodenpfropfen undenkbar. Es liegt daher auch hier eine Lösungsform vor, welche unter Beteiligung des Bodens gebildet worden ist. Periglaziale Erscheinungen (Eiskeile etc.) können zur Erklärung nicht herangezogen werden. In der Tiefe der Bodenpfropfen liegt in den meisten Fällen ein stark humoser Horizont, welcher den Rest einer ehemaligen Bodenoberfläche darstellt. Manchmal liegen über einem humosen Haupthorizont schwächer ausgeprägte Nebenhorizonte (Fig. 20). Diese Schichten haben also ursprünglich einmal an der Oberfläche gelegen und sind erst danach im Zuge eines langsamen Absinkens des Trichterbodens in die jetzige Tiefe gelangt, wonach sie von den aus den Zwischengebieten der Trichter abgeschwemmten Bodenresten überlagert wurden.

Auch die Entwicklung dieser, im Moränenschutt der letzten Gletscherrückzugsstadien angelegten, eindeutig nacheiszeitlichen Trichterformen ist nur unter Berücksichtigung des Wandels der klimatischen und bodenbildenden Faktoren, die seit dieser Zeit wirksam waren, zu verstehen (Fig. 21). Nach dem Rückzug der Gletscher wurden die Schuttflächen erstmals besiedelt. In der postglazialen Wärmezeit bildeten sich unter einer Mischwaldvegetation (welche durch die Untersuchung hochalpiner Moore nachgewiesen werden konnte) Tonböden von 10-30 cm Mächtigkeit. Gleichzeitig wurden durch die lösende Wirkung des Bodendurchflusswassers (in durch die Bodenmächtigkeit bestimmten Abständen) flache Dellen angelegt, in welchen der grösste Teil des Abflusswassers zur Versickerung gelangte und zur weiteren Vertiefung beitrug. Mit der nach Ende der Wärmezeit eintretenden Klimaverschlechterung wurde die Waldvegetation weitgehend zerstört, wodurch die Böden einerseits ihres Haltes beraubt wurden und andererseits durch Wegfall der Vegetationsverdunstung die zum Abfluss und damit zur Versickerung und Lösung gelangende Wassermenge erhöht wurde. Dadurch wurde die Eintiefung des Trichterbereiches verstärkt unter gleichzeitigem Abtrag der zwischen den Trichtern liegenden Böden, die nun dem absinkenden Trichterpfropfen aufgelagert wurden.

Die heutige Wasserbewegung vollzieht sich in den Trichtern an der Grenze zwischen Tonbodenpfropfen und ummantelndem Schutt. Erst an der Unterkante des Bodenpfropfens tritt das Sickerwasser endgültig in den Schuttkörper ein. Dort ist auch der Ort der grössten Lösung, wie kleine Laugungshohlräume im Schutt zeigen. Über diesen sich stetig bildenden Hohlräumen erfolgt das langsame Nachsacken des Bodenpfropfens, welches, wie eingehende Beobachtungen ergaben, heute noch weiter vor sich geht. Für das andauernde Absinken sprechen auch die Bodenabrisse an den Rändern der Trichter.

Diesem Absinken steht unter den heutigen Verhältnissen keine Auflagerung auf den Bodenpfropfen gegenüber. Auf den zwischen den Trichtern liegenden Flächen sind keine mächtigen Böden mehr vorhanden, die in die Trichter eingeschwemmt werden könnten, wie es nach der postglazialen Wärmezeit der Fall gewesen ist. Daher sinkt heute auch die Bodenoberfläche in den Trichtern immer tiefer ein. Die Eintiefung schreitet so lange fort, bis eine wasserwegige Kluft im den Schutt unterlagernden Fels erreicht ist, durch welche dann ein rascher Abtrag des Bodenpfropfens in die Tiefe erfolgen kann, was in vielen Fällen direkt zu beobachten ist.

## SCHUTTRINNEN

Während sich in horizontalen bis schwach geneigten Schuttflächen regelmässige Trichter ausbilden, entstehen an stärker geneigten Schutthängen an deren Stelle Laugungsrinnen, welche mit Tonböden von 10-30 cm Mächtigkeit erfüllt sind (Fig. 22). Diese Rinne wurden bisher vielfach als Erosionsrinnen angesprochen, was jedoch durch die Tonbodeneinlagerung widerlegt wird. (Auf den Flächen zwischen den Rinne finden sich, wie in den Trichterfeldern, nur wenige cm mächtige Rendsinen). Diese Rinne sind heute noch aktiv. Der Abfluss erfolgt einerseits über der Bodenoberfläche, andererseits geht unter den Tonböden durch Sickerwasser die Lösung und Eintiefung weiter. Der Schuttuntergrund der Rinne ist durch die dicht mit einer Mattenvegetation bewachsenen Tonböden gegen jede Erosion geschützt. Die Entwicklung dieser Rinne ist die gleiche wie bei den Trichtern. In der Tiefe von mächtigeren Rinneböden findet sich, wie bei den Tonbodenpfropfen der Trichter, ebenfalls meist ein humusreicher Horizont als Rest einer ehemaligen Bodenoberfläche (Fig. 23).

Je nach Hangneigung treten sämtliche Übergänge zwischen regelmässig ausgebildeten Trichtern und linear entwickelten Rinneformen auf. In schwach geneigten Hangflächen nehmen längsgestreckte Trichter, die in ihrem hangwärtigen Teil sämtliche Erscheinungen der Rinneformen zeigen, in ihrem talwärtigen Abschnitt aber alle Eigenschaften abflussloser Trichter aufweisen, eine Zwischenstellung ein.

Eine Bildung oder Anlage der Rinne durch Erosion ist in jedem Fall ausgeschlossen. Wäre die Anlage als Erosionsrinne erfolgt, dann hätte sich in diesem Fall in der Rinnetiefe kein Tonboden bilden können, bzw. wäre von den Zwischengebieten eingeschwemmter Tonboden in den Rinne sofort weiter abgeschwemmt worden.

## ERDFÄLLE

Eine vollkommen andere Stellung nehmen in Tonböden auftretende junge Erdfälle ein, deren Durchmesser (bei unterschiedlicher Tiefe) je nach Mächtigkeit der Bodenschicht einige Dezimeter bis zu einigen Metern betragen kann. Sie entstehen durch plötzliches Einbrechen des Boden-

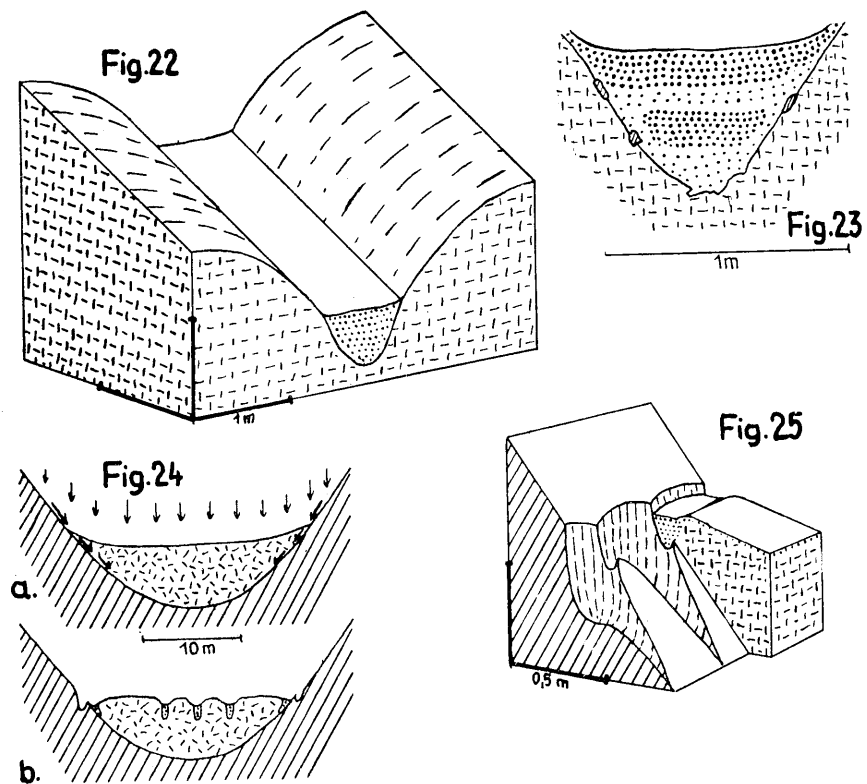


Fig. 22: Rinne mit Tonbodeneinlagerung in geneigten Schuttflächen.

Fig. 23: Querschnitt durch einen Rinneboden. Auch hier ist, wie bei den Rinne, in der Tiefe oft ein begrabener Humushorizont zu erkennen.

Fig. 24: Schematische Darstellung der Umgestaltung eines Schuttkörpers in einer Felsmulde. a: Die Oberfläche des Schuttkörpers ist ursprünglich konkav, das im Innern des Schuttbereiches anfallende Niederschlagswasser versickert gleichmässig, an der Grenzfläche zwischen Schutt und Fels wird alles von den Felsflächen abfließende Wasser (unter erhöhter Lösung) in die Tiefe abgeführt. b: Die Gesamtfläche des Schuttkörpers erhält durch die starke randliche Lösung eine konvexe Gestalt, im Innern der Schuttfläche bilden sich Schutttrichter, an den Felsrändern bilden sich Felsfussrinne und -zacken.

Fig. 25: Endstadium der Felsfusszackenbildung. In den Rinne liegen als Lösungsrückstand des Schuttes tonreiche Böden, die unter dem Schuttmantel im Fels gebildeten Laugungsrinne wachsen seitlich unter Zackenbildung zusammen, die Oberkanten der steilen Rinne rückwände geben die ursprüngliche Höhe der nacheiszeitlichen Schuttfläche an.

körpers über einem im darunterliegenden Schutt durch Sickerwasserlösung gebildeten Hohlraum. Sie treten überwiegend in nachwärmezeitlich angelegten kolluvialen Tonböden auf, ihre Anlage ist daher nicht mehr durch die wärmezeitliche Waldvegetation (welche die Voraussetzung der Trichterbildung war) beeinflusst worden. Die Anlage der Lösungshohlräume unter den Böden hat hier viel später eingesetzt. Die Formen und Dimensionen der Erdfälle sind nicht gesetzmässig erfassbar und hängen nur von den lokalen Verhältnissen ab.

#### C. LÖSUNGSFORMEN AN DER GRENZE VON SCHUTT UND FELS

Die Grenzfläche zwischen Schutt und Fels ist in allen Fällen eine Fläche verstärkter Wasserbewegung. Das gesamte vom Fels abfliessende Wasser versinkt an dieser Linie. Es kommt daher dort vor allem zu einer erhöhten Schuttlösung, welche zu einer Tieferlegung der Schuttoberfläche führt. Der Moränenschutt, der ursprünglich die Mulden im Felsterrain mit einer konkaven Oberfläche auskleidete, erhält durch diese randliche Absenkung eine konvexe Gestalt (Fig.24).

Gleichzeitig wird durch das unter dem Schutt entlang der Felsfläche versickernde Wasser auch die Felsoberfläche in kennzeichnender Art umgeformt. Durch die Lösung des Kalkanteiles des Schuttes an der Grenzfläche zwischen Schutt und Fels schaltet sich zwischen beide Elemente eine tonige Bodenschicht ein. Dadurch wird die Felsoberfläche der konservierenden Wirkung des Schuttes entzogen. Der dauernde gleichmässige Abfluss an der bedeckten Kalkoberfläche erfolgt unter einer Bodenschicht, welche wie bei den Bodenkarren eine verstärkte Lösung zur Folge hat. Es bilden sich daher im Fels unter dem Schuttrand tiefe Rinnen aus, die im Zuge ihrer seitlichen Ausweitung zusammenwachsen und zur Bildung von Zackenformen führen können (Felsfusszacken). Die Tieferlegung des Schuttniveaus an der Grenze zur Felsfläche wurde ebenfalls nach Ende der Wärmezeit verstärkt. Der obere Rand der freigelegten Felsfussrippen und Felsfusszacken gibt uns daher heute die Höhe des wärmezeitlichen Schuttniveaus an, woraus der nachher erfolgte Abtrag berechnet werden kann (Fig.25).

#### ERGEBNISSE UND AUSBLICK

Die Kenntnis der Bildungsbedingungen der verschiedenen Lösungsformen in massivem Kalk oder in Kalkschutt gibt uns in den kalkhochalpinen Gebieten die Möglichkeit, aus der Analyse der Formen und Formenvergesellschaftungen auf die Geschichte der nacheiszeitlichen Veränderung der Bodenbedeckung und des Pflanzenkleides der untersuchten Flächen rückzuschliessen.

Wie oben dargelegt wurde, können breite und gut gerundete Bodenkarren durch frei abfliessendes Wasser nur geringfügig oberflächlich umgestaltet werden (Firstrillen an den Oberkanten, schmale Kanons in den Rinnentiefen). Bodenkarren können daher in ihrer Gestalt zumindest

viele Jahrhunderte lang freiliegend erhalten bleiben und somit auf eine ehemalige Bodenbedeckung hinweisen. Der umgekehrte Entwicklungsgang (Umformung von freiliegend gebildeten Karren durch Bodenbedeckung) ist weitaus schwerer nachweisbar, sodass allein aus der Form von Bodenkarrenrinnen in den seltensten Fällen auf ehemalige freiliegend gebildete Karrenformen rückgeschlossen werden kann. Da aber jede Kalkfläche vor der ersten Besiedlung durch Vegetation und damit einsetzender Bodenbildung freigelegen haben muss, ist in jenen Fällen, wo heute einwandfreie Bodenkarrenformen vorliegen, das ehemalige Vorhandensein von freiliegend gebildeten Karren nicht auszuschliessen. Wie ebenfalls oben erörtert wurde, ist der Lösungsabtrag unter Boden in der Regel weitaus stärker als bei freiem Abfluss des anfallenden Niederschlagswassers. Auch erfolgt bei freiem Abfluss des Niederschlagswassers in der Regel eine flächenhafte Laugung der Kalkflächen (Firstrillen und Horizontalböden) und nur unter besonderen Bedingungen eine Karrenbildung. Die Bodenkarren werden daher in den meisten Fällen die freiliegend gebildeten Karren volumsmässig überwiegen. Eine formmässige Erhaltung von ehemals vorgelegenen freiliegend gebildeten Karren bei länger dauernder Bodenbedeckung erscheint daher schon unter diesen Gesichtspunkten ausgeschlossen.

In der nacheiszeitlichen Klimageschichte spielt die postglaziale Wärmezeit eine bedeutende Rolle. Etwa zur Bronzezeit lag die Waldgrenze in den Alpen rund 400 m höher als heute. Es konnte sich also nach dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher eine dichte Vegetationsdecke mit mächtigen Böden bilden, die (besonders in hochalpinen Gebieten) jene der heutigen Zeit in den gleichen Höhenlagen bei weitem übertrafen. So konnten in Moorablagerungen um 1700 m ein beträchtlicher Anteil an Laubgehölzen nachgewiesen werden, während sich heute in den gleichen Lagen nur mehr Latschen finden. Damit ist aber auch die der Wärmezeit folgende Klimaverschlechterung markiert, die in den alpinen Gletschervorstössen um 1700 ihren stärksten Ausdruck fand.

Diese Klimaänderungen prägten sich in der Vergesellschaftung der Lösungsformen in Kalkflächen aus. Wir finden heute über der Waldgrenze überwiegend freigelegte Bodenkarren, welche zum Teil bereits durch freiliegend gebildete Lösungsformen überprägt sind. Aus der eingehenden Analyse der Formen kann vielfach auch auf die Abfolge der einzelnen Freilegungsstadien geschlossen werden (Restbodenkörper etc., Abb. 5).

Wie schon eingehend dargelegt wurde, ist die Bildung der Lösungsformen in Flächen von Kalk-Moränenschutt (Trichter und Rinnen) ohne Annahme der postglazialen Wärmezeit nicht zu erklären.

Damit ergibt sich aus der Analyse der Laugungsformen in den heute oberhalb der Waldgrenze liegenden Lösungsformen eine Bestätigung der durch die Arbeiten anderer Fachdisziplinen nachgewiesenen nacheiszeitlichen Klima- und Vegetationsgeschichte. Andererseits zeigen uns aber die Ergebnisse dieser Untersuchungen, dass die heute vorliegenden Lösungs-



formen nicht nur das Produkt nur einer bestimmten Art von Umweltsbedingungen sind, sondern dass sich in den einzelnen Formen die Auswirkungen verschiedenster Umweltsbedingungen gegenseitig überlagern, wobei es in manchen Fällen zu einer vollständigen Überprägung früherer Formen kommen kann. In allen Fällen muss daher am Beginn jeder Deutung von Lösungsformen eine eingehende Formenanalyse stehen (1).

Diese Formenanalyse kann jedoch für sich allein niemals zu allgemeingültigen Ergebnissen führen, wenn nicht die Auswirkungen sämtlicher wirksamer Faktoren (Klima, Boden, Vegetation) im einzelnen und im geschichtlichen Überblick berücksichtigt werden.

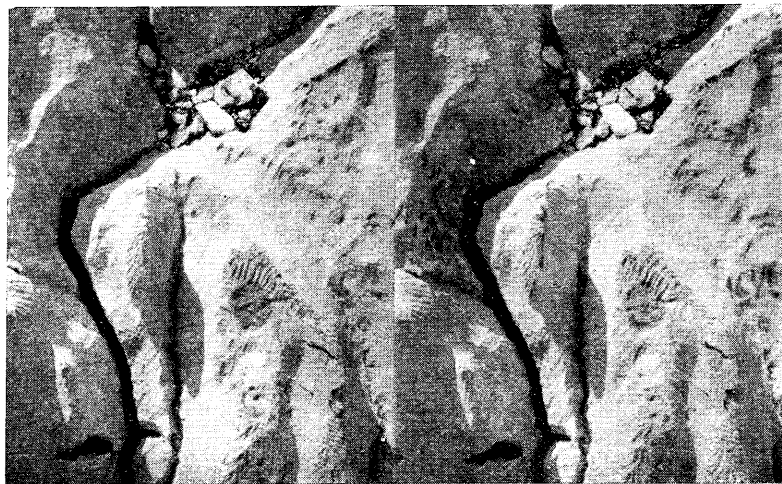


Abb. 5 a: Stereophoto einer freigelegten Karrenrinne (Dachstein, Gjaidalm, 1750 m).

Eine ca. 15 Grad gegen vorne (am Bild gegen unten) geneigte Kalkfläche ist von zahlreichen Karrenrinnen zerteilt. Auf den zwischen den Rinnen liegenden Flächenteilen liegen zum Teil heute noch Restpolster einer in Erosion begriffenen, ehemals geschlossenen, mächtigen Bodendecke, die ursprünglich von Latschen bewachsen war und heute nur mehr spärliche Zwergsträucher trägt. Das Bild zeigt einen charakteristischen Ausschnitt einer freigelegten Bodenkarrenrinne, welche sämtliche Merkmale der einzelnen Bodenrückzugsstadien deutlich erkennen lässt.

Die Erforschung der Dynamik der Karstentwicklung erfordert daher eine koordinierte Zusammenarbeit sämtlicher in Frage kommender Fachdisziplinen. Dieser Weg wird seit dem Jahre 1954 vom Speläologischen

(1) Wie Vergleichsuntersuchungen in jugoslawischen Karstgebieten (Istrien, Duvansko polje, Bjelasnica bei Sarajevo, Trebinje NO Dubrovnik, Durmitormassiv in Montenegro) gezeigt haben, sind und waren die grundsätzlich gleichen formenbildenden Prozesse auch dort wirksam. Eine Formenanalyse der hier beschriebenen Art vermag daher auch dort wesentliche Aufschlüsse über die postglaziale Entwicklung der Flächen (unter Berücksichtigung von Boden und Vegetation) zu geben.

Institut in Wien beschränkt, um den Verkarstungsprozess in den österreichischen Kalkhochalpen einer Klärung zuzuführen. Neben geomorphologischen Arbeiten nehmen karsthydrographische, boden- und vegetationskundliche und vor allem klimatologische Untersuchungen einen wesentlichen Platz ein. Von Bedeutung ist hier auch die Feststellung des menschlichen Einflusses, welcher über Vegetation und Boden das Gleichgewicht des Naturhaushaltes in vielen Fällen entscheidend beeinflusst hat und vielfach die Entwicklung von Vegetation und Boden in eine Richtung drängte, die der natürlichen völlig entgegengesetzt war.

Diese Arbeiten wurden bewusst in hochalpinen Gebieten begonnen. Im Bereiche der Waldgrenze (und nur dort) sind die einzelnen Teilprozesse der Gesamtentwicklung klar zu erkennen. Nur dort, wo Vegetation und Boden extrem an die jeweils herrschenden Umweltsbedingungen angepasst sind, werden sie auf jede kleine Änderung der einzelnen Umweltfaktoren deutlich reagieren. Und nur dort wird sich daher der Wechsel der Umweltsbedingungen über die Änderung, bzw. das Vorschreiten und Rückweichen von Boden und Vegetation auch in der Karstformenbildung auswirken. Nur in diesen Bereichen werden daher die Entstehungsbedingungen der einzelnen Formen zu klären sein, deren Kenntnis die Voraussetzung zur Deutung aller jener Formen ist, die heute in tieferliegenden Flächen unter mächtigen Waldböden liegen oder die in reicher Vielfalt die bodenfreien Kalkflächen über der Waldgrenze gestalten.

Bewusst wurden in dieser Zusammenstellung nur Formen auf massivem, feinkörnigem, reinem Kalk und jene auf gleichförmigem Kalk-Moränenschutt herausgegriffen, um die gestaltenden Einflüsse der verschiedenen Umweltsbedingungen klar herausarbeiten zu können. Sonderformen (wie Kluftkarren etc.) wurden nicht berücksichtigt. Grundlage jeder Gliederung muss stets die allgemeinste Form sein.

Nur dann, wenn bei einer Analyse des Wechselspiels der wirksamen Faktoren (Gesteinsuntergrund, Klima, Hydrographie, Vegetation, Boden und menschliche Eingriffe) die letzteren dem Gestein als variabel gegenübergestellt werden, ergibt sich daraus die Möglichkeit des Rückschlusses auf die Umweltsbedingungen vergangener Epochen und der richtigen Deutung der heute vorliegenden Formen.

Dies ist jedoch gerade bei einer wirtschaftlichen Fragestellung, wie sie den Arbeiten des Speläologischen Institutes zum Ziele gesetzt ist, von wesentlicher Bedeutung. Die Kenntnis des Ablaufes des Verkarstungsprozesses ist die Voraussetzung für die Planung aller praktisch-wirtschaftlichen Massnahmen, die eine Erhaltung und Verbesserung von Boden und Vegetation in verkarsteten oder karstanfälligen Gebieten zum Ziele haben. Gerade vom Bereiche der Waldgrenze, wo vor allem die Forstwirtschaft mit den grössten Schwierigkeiten zu kämpfen hat, müssen aber sämtliche praktischen Massnahmen ihren Ausgang nehmen. Und in diesem Lichte gewinnen die dort durchgeführten Untersuchungen grösste Bedeutung.





## LITERATUR

- BAUER F. — *Verkarstung und Bodenschwund im Dachsteingebiet*. Mitt. d. Höhlenkommission, Jg. 1953/1, Wien.
- BAUER F. — *Aufgaben und Gliederung einer Karstuntersuchung*. Mitt. d. Höhlenkommission, Jg. 1954/1, Wien.
- BÖGLI A. — *Probleme der Karrenbildung*. Geographica Helvetica, 1951/3.
- LEHMANN O. — *Das Tote Gebirge als Hochkarst*. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1929.
- RATHJENS C. — *Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie*. Erdkunde 1951.
- SAAR R. — *Bemerkungen zur Karstbestandsaufnahme des Speläologischen Institutes*. Mitt. d. Höhlenkommission, Jg. 1954/1, Wien.
- TRIMMEL H. — *Über die Ausbildung regelmässiger Trichterdolinen in Lockermaterial*. Die Höhle, Jg. 1957/2, Wien.
- WAGNER G. — *Rund um Hochjifen und Gottesackerplateau*. Öhringen 1950.

## Problèmes de l'hydrologie karstique dans les Alpes septentrionales <sup>(1)</sup>

### Résumé

L'Institut Spéléologique à Vienne a exécuté au cours des années récentes dans les Alpes Calcaires autrichiennes un grand nombre d'expériences d'un flottage de spores, afin de pouvoir s'assurer dans les régions susmentionnées du chemin souterrain pris par l'eau, ainsi que de l'étendue des bassins de région et d'écoulement. A été mis en pratique simultanément dans la région du Dachstein un programme de mesurage des précipitations atmosphériques et de l'écoulement d'eaux, afin de pouvoir constater au cours d'une série d'années la proportion quantitative et temporaire existante entre ces précipitations et l'écoulement même. Les mesurages couramment exécutés de la dureté de l'eau des sources se trouvant dans la même région, tendent à évaluer d'une manière précise l'influence temporaire et quantitative des eaux des condensation atmosphériques sur la composition chimiques de l'eau des sources.

Les résultats obtenus jusqu'à présent par moyen de ces études accomplies par l'Institut Spéléologique, nous permettent toutefois de tirer quelques conclusions à l'égard des questions fondamentales ayant trait au drainage du karst dans cette région.

(\*) Institut Spéléologique à Vienne (Autriche).

(1) Texte non remis par l'Auteur.

## Die Arzberghöhle bei Wildalpen (Steiermark)

### Ein Beitrag zu den Problemen der Höhlensedimente, der Bergmilchbildung und der Speläogenese

#### Résumé

La communication concernant la grotte d'Arzberg près de Wildalpen (Styrie) est une contribution aux problèmes des sédiments dans les grottes, de la formation du « lait de montagnes » (montmilch) et de la spéléogénèse. La grotte d'Arzberg constitue un excellent objet d'études pour toute une série de problèmes spéléologiques. Elle contient de riches gisements de montmilch; en quelques lieux on peut remarquer la transition du rocher solide par une décomposition successive en « poudre de calcite » et en montmilch. La grotte contient de plus quelques importants gisements de sédiments pléistocènes avec des squelettes de l'ours des cavernes. En raison de la disposition et de la localisation des sédiments l'auteur conclue à d'importantes transformations datant de la dernière époque de l'ère glaciaire et de l'époque post-glaciaire de la structure des parties de la grotte qui se trouvent à proximité de l'entrée.

Sont déduites des résultats des observations des indications d'ordre général sur la genèse des concrétions nommées « montmilch », de même que sur la genèse de poliments des rochers.

#### Zusammenfassung

Die Arzberghöhle ist ein ausgezeichnetes Studienobjekt für eine Reihe von speläologischen Problemen. Sie enthält reiche Lager von Bergmilch, wobei an manchen Stellen der Übergang vom festen Gestein durch allmählichen Gesteinszerfall zu « Kalkpulver » und Bergmilch zu erkennen ist. Sie enthält an einigen Stellen mächtige Lager pleistozäner Sedimente mit Höhlenbärenresten. Aus der Lage und Verteilung der Höhlensedimente schliesst der Autor auf bedeutende spät- und postglaziale Veränderungen in der Gestaltung der eingangsnahen Höhlenräume.

Aus den Beobachtungsergebnissen werden allgemeine Hinweise auf die Frage der Entstehung der als « Bergmilch » bezeichneten Ablagerungen sowie auf die Frage der Entstehung von Gesteinsglättungen abgeleitet.

(\*) Verband der Österreichischen Höhlenforscher, Wien II.

#### I. LAGE UND ZUGANG. — SITUATION DE LA GROTTÉ.

Der Arzberg (1043 m) liegt etwa 3 Kilometer westlich von Wildalpen und erhebt sich mit seiner schroffen Nordwand unmittelbar über dem engen Kerbtale der Salza. Der Höhenzug, der dem Hochschwab im NW vorgelagert ist, wird auf Grund von Bau und Gestaltung den Lassingalpen zugerechnet. Etwa 500 Meter östlich des Gasthofes « Zum Steinbruch » zweigt nahe der Scheitelkurve der Strasse Wildalpen - Palfau ein schmaler Fussteig in spitzem Winkel hangwärts ab und führt in mehreren Serpentinien zum Höhleneingang am Fusse der steilen Nordwand des Berges in 748 m Höhe empor (35 Minuten Gehzeit).

#### II. ERFORSCHUNG. — EXPLORATION DE LA GROTTÉ.

Die phosphathaltigen pleistozänen Sedimente der Höhle fanden sehr früh Beachtung. N. Redtenbacher meldete schon 1874 den Fund von Knochen des Höhlenbären (*Ursus spelaeus*).

Der Besuch von C. Fruwirth, einem der Gründer des Vereines für Höhlenkunde in Wien, im Jahre 1880, wird durch eine am Eingangsportale der Arzberghöhle selbst angebrachte Inschrift in Erinnerung gebracht (3). Im Rahmen verschiedener Aktionen zur Gewinnung von Höhlenphosphaten als Düngemittel erfolgten wiederholt Probegrabungen und Untersuchungen in der Höhle, von denen die jüngsten die umfassendsten Veröffentlichungen (5) ergaben. Am 7. Mai 1948 wurde die Höhle auf Grund des Bundesgesetzes zum Schutze von Naturhöhlen zum Naturdenkmale erklärt.

#### III. DIE HÖHLENRÄUME. — DESCRIPTION DE LA GROTTÉ.

Das trichterförmige Höhlenportal (5,5 m breit, 3,5 m hoch) verengt sich höhlenwärts, bis man nach 15 m Strecke in die Eingangshalle (25 m lang, 15 m breit, 12 m hoch) gelangt, die durch zwei Fenster in der Nordwand des Arzberges erhellt wird. Aus der Eingangshalle gelangt man über eine 10 m hohe Holzleiter aufsteigend, in den dort ansetzenden Hauptgang. Dieser führt mit sanft ansteigender Sohle in südlicher Richtung etwa 40 m weiter. Die durchschnittliche Breite beträgt 5 m, die Höhe 3 bis 5 m.

In seinem Endteil zweigt gegen NO der Ostgang ab, der die Verbindung mit höher gelegenen Gängen der Arzberghöhle herstellt. In diese gelangt man einerseits durch den « Kalkgang » (5 m breit, 2,5 m hoch) nordwärts zum Fenster III, das sich etwa 30 m über dem Eingangsportale mitten in der unzugänglichen Wand des Arzberges öffnet, andererseits in ein System von Gängen, das sich in der 25 m langen und ca. 5 bis 6 m breiten Seitenhalle wieder vereinigt. Am Endpunkt dieser Halle liegt

eine Steilstufe, mit der die « obere Etage » der Höle wieder an den Hauptgang Anschluss findet.

Im Hauptgang liegt südöstlich der Abzweigungsstelle des Ostganges eine Nische, in der reiches Tierleben herrscht. Dann wird der Gang schmaler, ein enger, mit Versturzböcken versperrter Aufstieg in den unteren Teil der Blockwerkhalle bildet die weitere Fortsetzung, die etwa 4 m höher liegt.

Die 30 m lange und ca. 15 m breite Blockwerkhalle erhält ihr charakteristisches Aussehen durch mächtige Versturzböcke, die im Raume lagern. In den tieferen — östlichen — Teilen ist eine Fülle eigenartiger Kleinformen in den teils lehmigen, teils bergmilchführenden Sedimenten erkennbar. Bei der Befahrung der Höhle ist in der Halle abermals die Überwindung einer 4 m hohen Stufe erforderlich, um die weiteren Höhlenräume zu erreichen. Gegen Norden schliessen die bereits erwähnten Gänge der oberen Etage mit der « Seitenhalle » an, gegen Westen der « Wasserdom », der insgesamt 20 m hoch ist und dessen Sohle beträchtlich unter der Konvakuationssohle der Blockwerkhalle liegt.

Erst im Südteil der Blockwerkhalle beginnen reichere Lagerstätten phosphathaltiger pleistozäner Sedimente, die sich durch den anschliessenden, 60 m langen Lehmgang fortsetzen. In diesem Abschnitt der Höhle haben zumeist die Probegrabungen und Sedimentuntersuchungen stattgefunden. Die Kluft, entlang der der Lehmgang angelegt ist, wird allmählich unchließbar und damit ist das Ende der Höhle erreicht.

#### IV. VERTEILUNG DER HÖLSESEDIMENTE. — LES SEDIMENTS DE LA GROTTÉ.

Die eigentliche Lagerstätte pleistozäner Sedimente ist der Lehmgang. Genaue Beobachtungen an den durch Probegrabungen aufgeschlossenen Profilen zeigen die starke Knochenführung einzelner Schichten. Fast durchwegs wurden Höhlenbärenknochen festgestellt, auffallend ist der Anteil an Überresten von Jungtieren. Die meisten, mitunter zerbrochenen (oder zerdrückten?) Knochen fühlen sich fettig an. Von besonderer Bedeutung ist die Aufeinanderfolge der verschiedenen Schichten.

Bald nach der Ansatzstelle des Lehmganges liegt die erste, noch erhaltene Probegrube, die von Untersuchungen aus der Zeit um 1920 stammt. Das Profil zeigt an der Oberfläche stark durchfeuchtete Bergmilch, in der in 30 cm Tiefe ein dunkles Zwischenband erkennbar ist. In 45 cm Tiefe schliesst sich die ihrerseits von Blöcken überlagerte « Phosphatschicht » an.

Im Mittelteil des Lehmganges ergibt sich ein ähnlicher Befund: 1 m Bergmilch mit mehreren braunen Zwischenlagen, darunter eine Blockschicht mit starken Verwitterungs- und Zerfallserscheinungen der Phosphatverwitterung (SCHADLER, 1), darunter Sedimente mit Höhlenbärenknochen.

Für die Behandlung von Fragen der Raumentwicklung mag es bedeutsam sein, die Gemeinsamkeiten dieser Schichtprofile hervorzuheben. In beiden Fällen sind zwischen dem knochenführenden Sediment und der Bergmilchschicht Versturztümmer gelagert. Man wird annehmen dürfen, dass gegen Ende der pleistozänen Sedimentbildung sich eine weitgehende Änderung des Raumbildes durch umfangreiche Verstürze ergab. Wahrscheinlich sind auch die Versturzböcke der Blockwerkhalle und des Hauptganges teilweise jünger als die pleistozänen Sedimente des Lehmganges. Dies würde bedeuten, dass die Höhle zur Zeit der Besiedlung durch Höhlenbären noch anders gestaltet war als heute.

Beide Schichtprofile lassen auch erkennen, dass die Bergmilch fein gebändert ist, und die darunter lagernden Sedimente einschliesslich der Versturzböcke nach und nach überflossen hat. Schon die tiefsten Bergmilchbänder verlaufen den Formen der Versturztümmer angepasst und ahmen deren Umrisse nach; sie sind also zweifellos jünger. Die Bergmilchschicht wird gegen das Ende des Lehmganges zu mächtiger; sie ist vermutlich von langsam fliessenden, breiigen Sickerwässern in den Lehmgang eintransportiert worden. Aus Gründen, die im Chemismus der Höhlenwässer oder aber des Gesteins begründet liegen dürften, kam es zu keiner Sinterbildung, sondern lediglich zum langsamen Weitertransport des « Bergmilchbreies ». Im Endabschnitt des Lehmganges erfolgten dabei Durchmischungen und Durchsetzungen der Bergmilch mit tonig-phosphathaltigen Sedimenten. Die Zwischenlagen innerhalb des — wohl nacheiszeitlichen — Bergmilchlagers deuten wahrscheinlich verschiedene (klimatisch bedingte?) Phasen der Raumerfüllung im Lehmgange an.

#### V. DER NATÜRLICHE GESTEINZERFALL. — LA DÉSTRUCTION NATURELLE LA ROCHE.

In den oberen Gängen lässt sich beobachten, dass der Bruchschutt durch die endochthone Verwitterung — wie ich diesen Vorgang in Übereinstimmung mit KYRLE nennen möchte — immer mehr und mehr in einen leichten, voluminösen, fast rein weissen, von zahlreichen Rissen durchzogenen Brocken übergeht, den man auch als « Bergmilch » bezeichnet. Ist der Höhlenraum trocken, so ist das Endergebnis dieser Entwicklung ein durch Gesteinszerfall entstandenes hell gefärbtes « Pulver ». Die Verwitterungsschicht aus Bergmilchpulver und Bergmilchbrocken, die ohne weiteres zerdrückt und zerrieben werden können, erreicht in den zur Seitenhalle führenden Gängen an den meisten Stellen 30 cm. Dass es sich um autochthone Sedimente, d. h. um zerfallendes Muttergestein und nicht um ortsfremde Ablagerungen von Bergmilch handelt, die durch Wassertransport in die Höhlengänge gelangten, kann durch Probestücke belegt werden, die einen noch unzersetzten Kern aufweisen, oder aber durch Stücke, an denen der schichtenweise Übergang von

den am wenigsten veränderten, innersten Schichten bis zu den porösen äussersten Pulverlagen ersichtlich ist. Auch in den inneren Teilen des Hauptganges zeigen sich Blöcke mit mehreren Zentimeter mächtigen Verwitterungskrusten, die einen allmählichen, schichtweisen Übergang vom festen Gestein in das Bergmilchpulver erkennen lassen.

Wo dem Höhlenraum durch feine Gesteinsrisse ein Mindestmass an Feuchtigkeit zugeführt wird, bildet das Verwitterungsprodukt des Kalkes eine mehr oder weniger lockere Aufschwemmung. Es kommt an diesen Fugen zu knöpfchensinterartigen Ausblühungen, wie sie in allen Höhlenräumen nördlich der Blockwerkhalle auftreten. Wenn selbst die geringe für solche Bildungen nötige Feuchtigkeit fehlt, sind die Gesteinsfugen häufig mit lockerem Bergmilchpulver verstopft.

Es ist fraglich, ob der bei G. KYRLE ausführlicher beschriebene natürliche Gesteinszerfall etwa an das Muttergestein der Arzberghöhle — Plassenkalk — gebunden ist. Es scheint vielmehr, dass bestimmte, noch näher zu erfassende Bildungsbedingungen gegeben sein müssen, damit ein derart umfangreicher und weitgehender Gesteinszerfall zustandekommt. Dafür spricht eine ähnliche Beobachtung, die G. ABEL in einem unveröffentlichten Bericht über die Expedition des Landesvereines für Höhlenkunde in Salzburg am 20. August 1933 in den Frauenofen im Tennengebirge festgehalten hat. Knapp vor der Sandhalle, schreibt ABEL, « befindet sich ein Raum, der als Topfenkammer bezeichnet wurde. Auf dem Boden liegen blockartig Bergmilchablagerungen. Die Decke darüber ist vollkommen glatt und weist keine Speisung von oben auf. Die äussere Struktur gleicht den umherliegenden Gesteinstrümmern vollkommen. Es besteht daher die Annahme, dass sich das Gestein unter gewissen Voraussetzungen auch zersetzen kann. Ähnliches beobachtete ich im Bergmilch-Labyrinth derselben Höhle... ».

#### VI. DAS BERGMILCHARTIGE PRODUKT DES GESTEINSZERFALLES. — LE PRODUCT DITE « MONTMILCH » DE LA DÉSTRUCTION NATURELLE DE LA ROCHE. — Von RUDOLF HOCK (Wien).

Durch H. Trimmel wurde mir eine Probe von Bergmilch als Produkt der endochthonen Verwitterung aus der Arzberghöhle zur Untersuchung und Klärung dieser eigenartigen Verwitterungserscheinungen am 15. November 1947 übergeben. Diese Bergmilch stellt einen derben Brocken dar von sehr hellbrauner, fast weisser Farbe. Der Brocken ist sehr stark zerklüftet und in keiner bevorzugten Schichtung zerrissen. Überall an den Bruchspalten, bezw. an der Oberfläche findet sich dunkelbraune, sehr eisenreiche Auflage von Tonsubstanz. Wird dieses derbe, knollige, mit den inselförmig auftretenden, braunen, oberflächlichen Belägen versehene Stück vorsichtig durchschnitten, so kann man zwei eigenartige Beobachtungen machen.

Wenn man die Schnittflächen genau untersucht, so findet man in den im Knollen vorhandenen Kavernen ein schimmelpilzartiges, weisses Gebilde, das sich durch leichte Berührung mit einer feuchten Nadel abheben lässt. Der Vergleich mit einer Pilzkultur ist äusserst naheliegend. Bringt man aber etwas von diesem zarten Gebilde unter das Mikroskop, so kann man ausserordentlich feine Nadeln beobachten; fügt man einen Tropfen verdünnter Salzsäure zu, so löst sich das Gebilde ausserordentlich rasch unter Bildung von Kohlendioxyd auf. Mit der Lösung kann man alle Reaktionen auf Kalzium ausführen. Magnesiumionen konnten auch durch mikrochemische Methoden nicht nachgewiesen werden. Somit erwiesen sich diese zarten Gebilde als ausserordentlich zarte Kalknadeln (Kalzit).

Wenn man den Knollen an der Schnittfläche vorsichtig abschabt, erhält man deutlich hellbraune Schichten, die in Abständen von 1 bis 2 mm parallel zueinander gelagert sind. Die chemische Untersuchung lehrt, dass die gesamte Bergmilch feinsten Ton, vorzugsweise schichtartig eingeschlossen, enthält. Sowohl die Anteile der Tonsubstanz wie auch jene des Kalziumkarbonates haben ausserordentlich kleine Korndurchmesser.

Wenn man einen Teil des weissen Anteiles mit Wasser aufkocht, dann durch ein Filter Nr. 597 der Fa. Schleicher & Schüll durchlaufen lässt, so bleibt der grösste Teil natürlich auf dem Filter zurück, aber das Filtrat geht trüb durch, ein Zeichen dafür, dass ein Teil der Teilchen kleiner ist als die Porenweite des Filters, welche zu 3,4 Mikron, d. s. 0,0034 mm angegeben ist. Dass es sich nicht nur um durchlaufende Tonsubstanz handelt, kann man daran erkennen, dass eine Zugabe von verdünnter Salzsäure sofort eine Auflösung bewirkt und das Filtrat klar wird, was bei Tonsubstanz nicht der Fall wäre.

Die chemische Untersuchung wurde an zwei Proben durchgeführt und zwar so, dass zuerst der möglichst von der braunen Tonsubstanz befreite « Grundkörper » untersucht wurde. Um einwandfreie Vergleichswerte zu erhalten, wurde die Probe vorher bei 110° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet. Quantitative Bestimmungen des gebundenen CO<sub>2</sub> ergaben einen Wert von

CO <sub>2</sub> . . . . .	38,0 %
der Glühverlust betrug . . . . .	41,5 %
Salzsäure-Unlöslich . . . . .	4,9 %
Eisen- und Aluminiumoxyd — . . . . .	2,7 %
Kalziumoxyd . . . . .	48,5 %

Phosphorsäure, Magnesiumoxyd, Manganoxyd konnten nicht nachgewiesen werden. Wenn die Bergmilch mit 2 n HCl versetzt wird, dann scheiden sich die Tonsubstanz und die Kieselsäure sehr grobflockig ab.

Der Grundkörper dieser Bergmilch hat folgende Zusammensetzung: 86,5% Kalziumkarbonat mit den genetischen Verunreinigungen, der Rest besteht aus sehr eisenreichem Ton und etwas organischen Bestandteilen.

Über den auffallend hohen Eisengehalt der Tonsubstanz möchte ich die Vermutung aussprechen, ob nicht vielleicht durch die Tätigkeit von Eisenbakterien eine Anreicherung an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  geschaffen wurde.

Der braune Tonanteil ist selbst bei vorsichtigster Loslösung vom Grundkörper nie frei von  $\text{CaCO}_3$  zu bekommen. Er setzt sich zusammen aus 24,5%  $\text{CaCO}_3$ , der Rest ist stark verunreinigte Tonsubstanz.

Eigenartig ist auch die Wassersättigung dieses autochthonen Höhlensediments. Wenn man ein getrocknetes Stück wägt, dann der Wassereinwirkung bis zur Sättigung aussetzt und wieder wägt, so hat man eine Gewichtszunahme von 300 % zu verzeichnen, d. h. die Bergmilch ist imstande, das Dreifache ihres Gewichtes an Wasser aufzunehmen, ohne dabei in einen breiigen Zustand überzugehen. Diese Erscheinung lässt sich durch den erwähnten Nachweis über die aussergewöhnliche Kleinheit der Kornanteile erklären. Die Teilchen besitzen eine sehr grosse Oberfläche, an der durch rein physikalische Kräfte Adsorptionserscheinungen stattfinden.

Aus der Untersuchung kann die Erklärung der eigenartigen Verwitterungserscheinungen, verbunden mit der inselförmigen Anreicherung der braunen Tonsubstanz besonders an der Oberfläche und den Rissen, gegeben werden. Wir müssen an der Tatsache festhalten, dass das Kalziumkarbonat mit feinstverteilter, stellenweise sogar schichtenartig eingelagerter Tonsubstanz durchgehend durchzogen ist. Wenn auf dieses « Gemisch » Wasser einwirkt, so liegt folgender Fall vor: Ein Teil ist wasserlöslich, nämlich das Kalziumkarbonat, besonders wenn das Wasser kalk-Tonsubstanz, nicht wasserlöslich ist. Das Wasser wird von der Bergmilch aggressive Kohlensäure enthält, während die andere Komponente, die sehr energisch festgehalten und namentlich an der Oberfläche, wo das Wasser aus der Luft Kohlensäure aufnehmen kann, wird sich der Lösungsvorgang lebhaft abspielen. Dabei wird aber nur  $\text{CaCO}_3$  gelöst und mit dem Wasser weggeführt. Das an Kalziumbikarbonat angereicherte Wasser kann aber infolge der herrschenden Schwerkraft keinen anderen Weg nehmen als jenen durch die Bergmilch selbst oder in untergeordnetem Masse durch entstandene Rillen. Somit wirkt die Bergmilch selbst als Filtersubstanz und hält den ungelösten Ton an der Oberfläche. Dasselbe gilt auch für Risse und Kavernen. Dort reichert sich der Ton mit der Zeit an. Durch Schwankungen im Wassergehalt werden sich neben dem chemischen Lösungs- und damit verbundenen Filtrationsprozess auch noch physikalische Kräfte bemerkbar machen. Beim Austrocknen schwindet besonders stark der Ton, was zur Haarrissbildung Anlass geben wird; andererseits wird der Ton bei Wasseraufnahme stärker quellen als die Bergmilch, was zu gröberen Sprüngen führen muss. Beide Vorgänge führen zu einer Vergrosserung der Oberfläche, an der sich dann die Verwitterungserscheinungen so auffällig zeigen wie in diesem speziellen Fall.

## VII. DAS BERGMILCHPROBLEM. — LE PROBLÈME DE LA « MONTMILCH ».

Die analytische Untersuchung des bergmilchartigen Endproduktes des Gesteinszerfalles durch R. Hock bestätigt zwar die theoretisch angenommenen Bildungsvorgänge in den letzten Stadien des Gesteinszerfalles, muss aber natürlich die Frage der Ursachen und der Bildungsbedingungen offen lassen. Gerade diese Frage aber ist in Zusammenhang mit den Diskussionen über Raumenstehung und Raumentwicklung wesentlich.

Dabei ist zunächst überhaupt zu klären, wann die Bezeichnung « Bergmilch » überhaupt verwendet werden darf. Durch neuere Arbeiten von B. GÈZE, J. BERNASCONI und anderen sind zu dieser Frage wichtige Beiträge gegeben worden. G. KYRLE (4, S. 88) bezeichnete als Bergmilch im Jahre 1923 « eine Aufschwemmung von Verwitterungsprodukten des Kalkgesteins in Sickerwässern, wobei es beim Abfließen an wenig geneigten Stellen zu Absätzen einer gallertartigen, je nach dem Wassergehalt leicht- oder zähflüssigen Substanz kommt ».

Das Endprodukt des Gesteinszerfalles ist in diesem Sinne nicht als Bergmilch aufzufassen; bei spärlicher Tropf- oder Sickerwassereinwirkung ist zwar eine Filterwirkung in Bezug auf Kalk- und Tonsubstanz hervorgerufen worden, doch handelt es sich zweifellos nicht um eine Aufschwemmung, bei der infolge der Übersättigung reichlich vorhandenen Sickerwassers ein Transport auf sekundäre oder tertiäre Lagerstätte innerhalb der Höhle hätte erfolgen können. In der Arzberghöhle gibt es übrigens auch derartige Bergmilch im engeren Sinne. Es ist auch nicht selten, dass Bergmilch bei Austrocknung wieder erhärtet und den gleichen voluminösen, porösen Charakter annimmt wie das Endprodukt des Gesteinszerfalles.

Es wird in den meisten Fällen genauer Untersuchungen bedürfen, ob « verfestigte Bergmilch » oder « bergmilchartig zerfallenes Gestein » (das erst zur Bergmilch werden müsste, wenn die entsprechenden Bedingungen gegeben wären) vorliegt und letztlich mechanisch zu einem in Teilen der oberen Gänge der Arzberghöhle lagernden « Kalkstaub » zerfallen ist. Diese Unterscheidung ist für Detailfragen der Speläogenese nicht unwesentlich.

Das Vorhandensein verfestigter Bergmilch deutet das frühere Vorhandensein regerer Durchfeuchtung und deren erfolgtes Abklingen an, das Vorhandensein bergmilchartig zerfallenen Gesteins lässt Schlüsse auf den Einfluss der endochthonen Verwitterung bei der Gestaltung von Raumprofilen am Orte ihres Vorkommens und auf das Ausmass der Verwitterungsvorgänge zu.

Es ist auch noch zu klären, ob alle Absätze, die in der österreichischen Literatur als « Bergmilch » bezeichnet werden, tatsächlich verwitterten, d. h. bereits im Zerfalle begriffenen Kalk als Ausgangsmaterial haben. Die Vielgestaltigkeit der Bergmilchbildungen, die in den alpinen

Höhlen beobachtet werden können, deutet auf eine grössere Zahl von Bildungsmöglichkeiten hin. Es scheint, dass unter der Sammelbezeichnung « Bergmilch » Bildungen zusammengefasst werden, die in Wirklichkeit auf ganz verschiedene Weise entstanden sind.

So sind in der Seitenhalle der Arzberghöhle Bergmilchaufschwemmungen in kropfartiger Form auch auf steil geneigten Wänden zu beobachten, was mit der Definition Kyrle's nicht in Einklang zu bringen, aber nicht allzu selten ist. F. WALDNER hat dem Galmeiloch im Brunstein (Niederösterreich) auch « Bergmilchstalaktiten » beschrieben, woraus sich abermals die Vielgestaltigkeit der Bergmilchbildungen ergibt. Die Arzberghöhle bildet zweifellos eine der Schlüsselstellen für die Untersuchung der Bergmilch; die Klärung der Entstehungsbedingungen dürfte zweifellos auch wertvolle Beiträge zur Frage der Höhlengeseue liefern.

#### VIII. DIE GESTEINSGLÄTTUNGEN. — LES ROCHES POLIES.

Für die Arzberghöhle ist auch das Auftreten eigenartigen Gesteinsglättungen kennzeichnend. Vor allem in den oberen Gängen der Höhle treten ringförmige Flächen von etwa 5 cm Durchmesser auf, in denen sich das Gestein geglättet anfühlt. Diese « Abspülungsringe » entstehen an der Oberfläche schrägliegender Gesteinsplatten, die dem Prozess des natürlichen Gesteinszerfalles nur ganz oberflächlich unterworfen und daher nur von ganz dünnen pulvrigen Verwitterungsüberzügen bedeckt sind. Durch einzelne, zu bestimmten Zeiten fallende Tropfen werden nun an den Tropfstellen diese Verwitterungsüberzüge abgespült, bzw. weggeschleudert. Um die dadurch entstehenden Abspülungsringe bilden sich kleine, nur Bruchteile von Millimetern hohe Umwallungen, Anhäufungen des beim Zersprühen des auffallenden Tropfens verschleuderten Verwitterungsstaubes. An etwas stärker durchfeuchteten Stellen, die episodisch Tropfwasserzufuhr erhalten, reichen diese Wässer vielleicht aus um Verwitterungsstaub zu lösen, eventuell auch mitzuführen, ohne aber dann das noch unzerfallene Gestein noch chemisch angreifen zu können. Es ist möglich, dass dabei durch die vom Wasser mitgeführten Verwitterungsteilchen eine minimale mechanische Abscheuerung (« Mikroerosion ») eintritt. Auf diese Weise sehe ich eine Möglichkeit, die Entstehung glattpolierter Gesteinsflächen vor allem in den oberen Gängen der Arzberghöhle erklären zu können.

Eine einheitliche, an einer flach nach N einfallenden Verwerfung ausgebildete Gesteinsfläche ist dort durch fallweise wirkende Spülwässer zernagt worden. Dadurch und durch den von der endochthonen Verwitterung hervorgerufenen Zerfall weiterer Gesteinspartien ist diese einheitliche Fläche durch karrenähnliche Furchen in verschieden grosse Stücke zerteilt. Die Kanten der erhaltenen Teilstücke sind häufig allseits gerundet und erscheinen abgeschliffen. In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, dass in den oberen Gängen der Arzberghöhle keinerlei Spuren oder

Überreste der Höhlenbären festgestellt werden konnten. Es erscheint auch ausgeschlossen, dass die Gesteinsglättungen dort als Bärenschliffe gedeutet werden können. Zwei gleichartige, geglättete Schichtplatten liegen in der Steilstufe zwischen Hauptgang und Blockwerkhalle verkeilt. Obwohl gleich gestaltet, wurden diese beiden Platten als Bärenschliffe angesprochen, eine Auffassung, der ich mich nicht anschliessen möchte.

#### IX. ÜBERLEGUNGEN ZUR SPELÄOGENESE. — PENSÉES CONCERNANT LA GÉNÈSE DE LA GROTTÉ.

Die Entstehung der Arzberghöhle ist an flach nach Norden einfallende Verwerfungen im Plassenkalk geknüpft; zu diesen treten Klüfte einerseits im Lehmgang, dem tagfernten Abschnitt der Höhle, und andererseits in der Eingangshalle.

Wann die Höhle im wesentlichen das heutige Erscheinungsbild erhielt, ist schwer zu entscheiden. Man könnte vermuten, dass die Klüftfugensysteme der Eingangshalle erst zu grösserer Bedeutung erlangten, als mit dem Ende der letzten Vergletscherung im Salzatal beim Rückzug des Eises das Widerlager der glazial unterschrittenen, fast senkrechten Nordwand der Arzberges wegfiel. Die Eingangshalle würde demnach der bereits früher bestandenen Höhle nachträglich in der heutigen Form angegliedert, bzw. durch stark gesteigerte Raumerweiterung vergrössert worden sein. Für diese Meinung spricht, dass bei Annahme einer weitgehenden Stabilität des Höhlenraumes im Pleistozän und im Holozän der Weg unklar wäre, den die Höhlenbären in das Höhleninnere genommen haben. Die überhängende mehr als 8 m hohe Stufe von der Eingangshalle an die Sohle des Hauptganges haben die Höhlenbären im Aufstieg nicht überwinden können. Auch ein Einstieg beim Fenster II, das von aussen her heute sehr schwer zugänglich ist, hätte bei Bestehen gleicher räumlicher Verhältnisse wie heute zu einem Abrutschen der Tiere in die Eingangshalle noch vor dem Erreichen des Hauptganges geführt.

Ungeklärte Probleme, die für die Speläogenese wichtig sind, ergibt die Verteilung der Sedimente: die Höhlenbärenreste finden sich nahezu ausschliesslich im Lehmgang. Wahrscheinlich sind manche Verstürze, die heute die schwierig passierbaren Stufen zwischen Höhleneingang und Fundstellen bilden, jünger als die jungpleistozänen Sedimente; dennoch ist beachtenswert, dass die Vorkommen auf den tagfernten Teil der Höhle konzentriert sind. Ungewiss ist, ob im Hauptgang ebenfalls Lagerstätten bestanden, die nacheiszeitlich zerstört wurden, oder nicht. Ungeklärt ist auch, wieso die erhaltenen Überreste des Höhlenbären fast ausschliesslich von Jungtieren stammen. Solange über die Bedingungen der Sedimentation und über deren Umfang im Jungpleistozän und im Holozän keine Klarheit besteht, kann auch über die Höhlenentwicklung in diesem Zeitraum noch kein abschliessendes Urteil erfolgen.

Die bisher vorliegenden und in diesem Bericht dargelegten Beobachtungsergebnisse bestätigen, dass enge Zusammenhänge zwischen Speläogenese und Sedimenterfüllung bestehen. Ein Gesamtbild der Höhlenentstehung und Höhlenentwicklung kann infolge der Fülle der bei Einzeluntersuchungen auftauchenden Fragen und Probleme nur schwer gewonnen werden. Die Arzberghöhle bei Wildalpen erweist sich aber als einzigartiges Studienobjekt für Rückschlüsse auf die Fragen der Höhlenentstehung und Höhlenentwicklung.

## LITERATUR

1. ABEL O., KYRLE G., — *Die Drachenböhle bei Mixnitz*. Speläologische Monographien, Bd. VII-IX, Wien 1931.
2. ARNBERGER E. — *Neue Forschungen in der Dachstein-Mammuthöhle*. Die Höhle, 2, 3, Wien 1951, 43-48.
3. FRUWIRTH C. — *Arzberghöhle bei Wildalpen (Steiermark)*. Literatur-Anzeiger des Vereins für Höhlenkunde in Wien, Bogen V, Wien 1880, S. I - II.
4. KYRLE G. — *Grundriss des theoretischen Speläologie*. Speläologische Monographien, Band I, Wien 1923.
5. SCHOUPPÉ A. — *Die Phosphatlagerstätten in der Steiermark*. Protokoll der 3. Vollversammlung der Höhlenkommission, Wien 1949.

## Karst phenomena and speleology in Poland

## Abstract

The most important Karst areas in Poland are situated in the Tatra Mts., and in the Jurassic Ridge extending north of Kraków. Karst phenomena in gypsum are formed in the valley of the Nida River. Speleological research in the last ten years is reviewed. The Speleological Clubs are belonging to the Polish Mountaineering Club. In the last years several expeditions abroad were organised. Polish speleologists took part in the exploration of the Gouffre Berger, and performed the second traverse of the entire Dent de Crolles cave system.

Karst areas have a limited extent in Poland. Soluble rocks are cropping out on large areas only on the northern slopes of the Tatra Mts. in the Carpathians, and in the Kraków - Wielun Ridge in southern Poland. Another very curious but small karst region is the Nida River Valley, where karst is formed in gypsum.

The Tatra Mts. are built of granites and crystalline shists, and their northern slopes are formed of a sedimentary series composed of rocks ranging in age from Triassic to Middle Cretaceous. Limestone occurs in this series in the Middle Triassic, Middle and Upper Jurassic, and Lower Cretaceous. Karst phenomena are strongly developed in all these limestones.

The hydrography of this region is strongly influenced by karst processes. Large streams originating in the crystalline massif are losing a large part of, or even all their water when flowing on limestones. Surface karst phenomena, such as lapiaz, grooves and funnels are well developed in some places. However the most important karst forms are the numerous and large caves. About 70 caves are found in the Tatra Mts., mostly in their western part. The largest is the Zimna Cave, which is about 3 kilometers long. The greatest denivellements are found in the Mietusia cave which is 200 meters deep.

(\*) Institut de Géologie et Club Alpin Polonais - Cracovie.



A great part of the caves in the Tatra Mts. were developed on the underground course of streams. As a rule these caves contain quartz sand and granitic pebbles carried in by the streams from the crystalline massif. Some caves contain rich and very curious concretions formed of moon-milk.

The age caves in the Tatra Mts. is ranging from early Pleistocene to the Recent. In some high situated caves abundant Pleistocene fossil fauna has been found, while new caves are still formed at the level of the floors of contemporaneous valleys. The Tatra Mts. were covered by glaciers during the Pleistocene, and the glacial processes influenced deeply the development of karst phenomena. In particular, some interesting subterranean captages have been produced by deepening of valleys at unequal rates by glacial erosion.

The second important karst region in Poland is the Kraków - Wielun Ridge extending north of Kraków. Karst phenomena are developed here in Jurassic limestones ranging in age from Oxfordian to Kimmeridgian.

About 500 caves are situated there, but most of them is very small, and only 9 have a length exceeding 100 meters. The caves had been formed in the Pliocene, and in the Quaternary the karst processes were stopped, as the whole region was covered by thick glacial deposits.

A very interesting karst region is situated in the Nida River valley, where karst is formed in gypsum of Miocene age. The karst processes are of Recent age, and the caves and other karst forms are very short-lived, owing to the great solubility of gypsum.

However the most peculiar cave in Poland is formed in rock salt. This cave has been discovered long ago during mining operations in the salt mine at Wieliczka near Kraków. The walls of this cave are covered with very large salt crystals. This « Crystal Cave » is carefully protected, as no other caves of this type are known in the world.

Speleological research in the pre-war period concerned chiefly archeology. A report on the cave flora of the Tatra Mts. was also published in this time. A large number of easily accessible caves was discovered in the Tatra Mts. in this period.

An intensive programme of speleological research was carried out during the last years. The elaboration of a catalogue of all Polish caves was the first step. In geology the nature and formation of moon-milk deposits and subterranean captages in the Tatra Mts. were studied. Among numerous reports on zoological investigations studies of cave fauna of the Tatra Mts. and of cave-dwelling bats must be mentioned. In botany the influence of the microclimate of caves on the anatomy and physiology of some ferns has been recently described.

These investigations have been carried out in the Jagellonian University of Kraków, and in the Kraków Branch of the Polish Academy of Science.

Besides scientific research, an important exploratory activity is now carried out in Polish speleology. Several kilometers of very inaccessible galleries were discovered in the caves of the Tatra Mts. The exploration of the deep parts of some of these caves required several days of uninterrupted work underground, and the use of modern equipment such as frog-man equipment, masts used for climbing overhangs, and other elements of the speleological tackle. The speleological Clubs belonged formerly to the Polish Tourist Association. Two years ago most of them joined the Polish Mountaineering Clubs. The activity of speleological clubs is coordinated by the Commission of Underground Alpinism, and is reviewed in the Magazine « Taternik » published by the Polish Mountaineering Club.

A number of speleological expeditions to France and Bulgaria were organised during the last three years. Five men took part in the international expedition to the Gouffre Berger in 1956, and one of them reached the bottom of this deepest cave in the world. A number of Polish speleologists visited the interesting caves of the Balcan Mts. in Bulgaria in the same year. A Polish expedition performed the second traverse of the entire Dent de Crolles cave system in 1957. In 1958 another expedition to Bulgaria discovered beautiful galleries in the Balcan Mts.

Ending this informative review of the Polish speleology I want to express my hope, that the contacts with speleological organisations of other countries established during this Congress will greatly contribute to the development of speleology in Poland.

## The development of flutes in the Tatra Caverns

### Abstract

The hydrodynamic conditions in which the Tatra caves developed and the absence of flowstone deposits greatly facilitates research work on flutes.

MAXON (1940) concluded from his studies on flutes that these forms are due to turbulent flow of water. He suggested the relation between the dimensions of flutes and the Reynolds formula, to say: that the greater the Reynolds formula the greater are the dimensions of the developed forms. It was concluded from research work made in Tatra caverns that the dimensions of flutes are not related with the Reynolds formula and depend only on the diameter of the passage and the velocity of flowing water.

We can say that the greater the diameter of the passage and the slower the flow of water, the greater also the dimensions of the flutes developed.

The largest karst region of Poland is situated in the West Tatras. The main kinds of limestone caverns, horizontal as well as vertical ones, are to be found there.

The poorly developed flowstones deposits greatly facilitate observations of the erosive forms.

Due to this favorable situation it was possible to study not only the old directions of water courses in the time of cave-making, but also the differentiation of size of flutes and its relation to width of galleries and amount of water. It must be stressed, that all the studied caves were, in the time of their development, filled with water, flowing under hydrodynamic pressure (RUDNICKI 1958).

The straight horizontal galleries without tributary branching, that occur in the studied region, represent the most favorable situation for studying conditions of development of flutes. In the constrictions of such

(\*) Institut of Geology of the Polish Academy of Sciences.

galleries the greater velocity of water and the smaller hydrodynamical pressure must have been observed (Bernoulli's law). On the other hand in such situation the Reynold's Number of water, flowing through the gallery was a stable one: smaller hydraulic radius - proportionally greater velocity of water.

If the size of flutes depends on the Re-number (Maxson 1940), the flutes in above mentioned galleries must have been of the same size in their dilatations as well as in constrictions. The observations indicate, that in the narrow constrictions flutes decrease remarkably (3 - 5 cm. in length), while in the wide parts of the cave gallery size of flutes is much larger (10 - 20 cm. in length).

This observations suggest, that size of flutes depends on velocity of water. This supposition was confirmed by the experimental work on flutes development, carried out by the author (RUDNICKI 1960).

### References

- MAXSON J. — Fluting and faceting of rock fragments. *Jour. Geol.* v. 48, n. 7, 1940.  
RUDNICKI J. — Geneza jaskin systemu Lodowego Zródla i ich zwiazek z rozwojem doliny Koscieliskiej. (The development of caves in the Lodowe Zródlo cavernous system and their relationship with the evolution of Koscieliska Valley in the Tatra Mts.). *Acta Geologica Polonica*, v. 8, n. 2, 1958.  
RUDNICKI J. — Badania eksperymentalne nad zaglebieniami wirowymi. (Experimental work on flutes development). *Speleologia*, v. 2, n. 1, 1960.

## Origin of caves in the Koscieliska Valley in Tatra (Central Carpathians)<sup>(1)</sup>

### Résumé

This study is based on materials collected during morphological researches made in these caves by the expedition of the Warsaw Speleo Club.

The studied karst region forms a natural unit 14 km<sup>2</sup> in area. It is closed from the east by the Mietusia Valley and from the west by the Koscieliska Valley, the deepest valley in this region. Caves develop in Malmian and Neocomian limestones, and owing to the nappe structure of the Tatra, this limestone series is covered from north and south by impermeable layers of Albian age. In this region are situated the greatest caves of Poland i. e. the Zimna 4000 m. in length and Mietusia 2200 m. in length. The total absence of flowstone deposits is a favourable feature which facilitates the reconstruction of the previous character of the passages. It is concluded that these caves developed below the water table and are fragments of old drainage system with well developed master conduits.

Several forms found in the caves indicate development under hydrodynamic conditions (phreatic).

The caves in Koscieliska Valley are situated on three levels. This was caused by the unequal erosion of the Koscieliska creek. The levels of the caves developed in periods of weak erosion and the system of dome pits, connecting them, in periods of strong erosion.

(\*) Quaternary Institute Polish Acad. Sci. and Warsaw Speleo Club.  
(1) Texte non remis par l'Auteur

## The development of chimneys of the «Corkscrew», type in the Zimna cavern<sup>(1)</sup>

### Résumé

The chimneys of «Corkscrew» type are a very interesting form of passages found in the Zimna cavern. They are very narrow with diameter from 0,5 m to 1 m. and go up and down, very often changing their direction in the vertical as well as in the horizontal plane. These chimneys are found exclusively on joint planes and the displayed undulation indicates their phreatic origin. It is interesting that these chimneys 30 to 50 m. long constitute a communication between two parts of the same master conduit. This part of the master conduit situated below the chimney forms a siphon completely filled with clay.

It is suggested that the «corkscrew» developed in the late phreatic epoch when the siphon in the master conduit was gradually filled by clay deposits. This supposition is also confirmed by flutes, which demonstrate a much swifter flow of water in the corkscrew than in the main conduit. This process corresponds probably to the epoch of clay filling described by BRETZ, (1942).

(\*) Quaternary Institute Polish Acad. Sci. and Warsaw Speleo Club  
(1) Texte non remis par l'Auteur

Les éléments fluviaux du karst <sup>(1)</sup>

## Résumé

Les formes fondamentales dans le relief des territoires karstiques de la Slovénie ont été créées par l'érosion fluviale normale de l'époque prékarstique. On y observe des dols étroits en forme de cañons et de larges vallées fluviales karstifiées à fond plat, produits par l'érosion en profondeur et celle latérale des cours d'eau. Les fonds des vallées sont parsemés de dolines karstiques. Sur les terrains où, jadis, des cours d'eau normaux avaient creusé des vallées normales, la karstification a produit plus tard ses formations spécifiques. Tous les poljes karstiques de la Slovénie se trouvent dans les zones des cours d'eau anciens, et ils ont reçu leurs formes par les cours d'eau qui se sont maintenus, pour une raison ou pour une autre, le plus longtemps à la surface. Les poljes actuels ne sont pas de formations karstiques typiques, car ils ont été transformés à l'époque pléistocène sous l'influence des changements du climat. Dans le Karst slovène, on ne trouve nulle surface plane qui aurait une origine autre que l'érosion fluviale.

(\*) Professeur de Géographie à l'Université de Ljubljana, Délégué de l'Académie de Science Slovène à Ljubljana.

1) Texte non remis par l'Auteur.

## Sur l'âge des grottes de la Grèce

## Résumé

L'âge des grottes Helléniques jusqu'à présent n'est que très mal connu. C'est la découverte des couches Néogènes, bien déterminées dans la grotte de St. Sophie de Mylopotamos à l'île de Cythère et celle des couches paléoquaternaires et du Quaternaire moyen (1) dans d'autres grottes qui ont donné une solution du problème.

Alors par la ressemblance morphologique d'autres grottes aux grottes mentionnées on explique la fonction spéciale de quelques katavothres de la Grèce qui ne permet pas aux eaux de pluie de s'écouler loin de quelques poljes de la Grèce qui sont inondées.

L'âge des grottes en Grèce n'est pas connu précisément, jusqu'à présent. C'est d'une part le trop peu des observations et d'autre part le petit nombre des grottes connues, qui ne permettaient pas cette détermination.

Mais dès que la Société Spéléologique de Grèce est fondée, les observations dans les grottes sont augmentées de telle façon, que nous pouvons aborder ce sujet avec probabilité assez grande.

Au 1er Congrès International de Spéléologie à Paris j'ai communiqué (1) un essai de détermination de l'âge des grottes suivant les niveaux des grottes dans une région de Péloponnèse Sud; après des nouvelles observations cette détermination de l'âge des grottes est discutable parce qu'il y a plusieurs déformations des lignes de rivages dans cette région, qui ne correspondent pas aux niveaux bien définis. Ce sont des déformations dues aux mouvements partiels des blocs rocheux et faillés de la côte, qui apportent des grandes complications.

La répartition des couches Quaternaires et Pliocènes, soit dans les grottes soit en connexion avec les grottes constituent à notre avis un autre document plus sûr pour la détermination de l'âge des grottes Helléniques.

On distingue (2) trois divisions aux dépôts Quaternaires en Grèce. Ce sont le Quaternaire ancien aux conglomérats roses avec *Eléphas antiquus*, (3) *Dama senomiensis* (4) et généralement cervides; le Quaternaire

(\*\*) Société Spéléologique de Grèce - Athènes.

moyen à la Terra rossa, mal consolidée avec *Ursus spelaeus* dans les grottes et avec Hippopotame et *Bos primigenius* et le Quaternaire récent aux conglomérats avec Terra rossa, qui sont appliqués à la morphologie actuelle et dont la déposition est impossible aux conditions topographiques et climatiques actuelles.

Les observations sur les dépôts Pliocènes et quaternaires sont les suivants: Dans la grotte No 16, de Saint Sophie de Mylopotamos, à l'île de Cythère, qui est creusée dans le calcaire compact, Crétacé supérieur, sa galerie de l'entrée, 10 m. longue, est tapissée de marne pliocène avec des fossiles caractéristiques marins.

La grotte est située à l'Ouest de l'île à une altitude de 50 m. près de la côte. Les marnes pliocènes dans la même île se trouvent jusqu'à une altitude de 300 m. Près de la grotte au niveau de la mer actuelle il y a des dépôts de Quaternaire ancien aux conglomérats ossifères à Cérvidés.

À la presqu'île de Laconie et sur les entrées des grottes de la région de Dyros, qui sont creusées dans le calcaire semimétamorphique crétacé supérieur il y a des conglomérats pareils aux conglomérats de Cythère à Cérvidés, qui sont déposés sur le Pliocène marin érodé.

Ces conglomérats sont érodés par des Lithodomes à un niveau 10 m. au dessus du niveau de la mer actuelle; dans une région plus au Nord à l'entrée de la grotte de Sélinitsa No 36 ces conglomérats sont érodés par des Lithodomes à un niveau 14,5 m. au dessus du niveau de la mer actuelle.

Dans la grotte No 167 de Pérama de Jannina, qui est creusée dans le calcaire nummulitique on a trouvé des ossements de l'*Ursus spelaeus* dans les dépôts de Terra rossa (2).

Près de l'entrée de la même grotte il y a des conglomérats avec Terra rossa, mal consolidés, mais appliqués à la morphologie actuelle bien qu'il n'est pas possible d'être déposés aux conditions topographiques et climatiques actuelles.

Des couches de Terra rossa pareilles très importantes sont déposées aussi dans plusieurs grottes de la Grèce.

Ces couches de Terra rossa dans les grottes de la presqu'île de Laconie sont déposées près des entrées des grottes sur les couches de conglomérats ossifères Quaternaires anciens, déjà érodées.

Enfin sur les côtes de la Grèce il y a des grottes dans lesquelles on observe des stalagmites sous le niveau de la mer. C'est dans la grotte de Glyphada de Dyros No 25 qui est la plus importante des grottes de la Grèce et dans laquelle on a trouvé des ossements de *Bos primigenius* et Hippopotame aussi, sous le niveau de la mer. La grotte No 25 est située à l'Ouest de la presqu'île de Laconie.

Toutes les grottes que nous avons mentionnées jusqu'ici sont creusées dans le calcaire Crétacé supérieur ou Eocène compacts, mais il y a des grottes, qui ont des dépôts pareils, creusées dans de calcaire compact Jurassique ou Triasique, qui ne sont que moins développées.

Toutes les grottes de la Grèce, qui n'ont pas des dépôts de la même nature, sont creusées dans de calcaire marneux plus récent ou dans de conglomérats récents. Ces grottes sont Aeoliens ou des grottes qui sont creusées par un ruissellement très réduit ou par la mer.

Les poljes en Grèce (Copais, Janina Lastihi, Tripolis etc.) sont généralement des formations qui ont une certaine liaison avec des grottes actives ou semiactives plus ou moins bouchées de concrétions ou de Terra rossa.

Alors les grottes, qui sont liées à poljes actuel étaient en pleine activité autrefois et après un alluvionnement plus ou moins important ont été devenues mortes.

À l'époque actuelle quelquesunes de ces grottes sont renouvelées par les eaux, qui se retiennent dans les bassins des poljes.

Plusieurs de ces poljes ont des dépôts tertiaires ainsi que des dépôts quaternaires anciens, moyens et récents près de leurs grottes.

Alors l'âge du creusement des plus importantes formes spéléologiques actuelles, qui se trouvent dans le calcaire bien compact est préquaternaire.

Les formes spéléologiques, qui ne sont pas creusées dans de roches bien compacts et qui n'ont pas dans ses cavités de dépôts d'une nature autre que leur roche mère très probablement ne sont que Quaternaires ou actuelles.

Mais quoique l'époque du creusement des plus importantes formes spéléologiques de la Grèce est préquaternaire, peut être Pliocène ancienne, ces grottes ont subi des grandes modifications à leur allure et à leur morphologie pendant le Quaternaire, dont les plus importantes sont celle de l'immersion dans la mer et celle de l'effondrement des plafonds. C'est le phénomène de l'effondrement des plafonds, qui s'évolue bien vite aux conditions climatiques actuelles.

Par l'enoyage de quelques formes spéléologiques nous constatons un renouvellement des formes spéléologiques voisines; au contraire par l'effondrement des plafonds de quelques grottes nous observons une augmentation du ruissellement superficielle.

Une preuve de la première observation sont les rivières souterraines de la presqu'île de Laconie, celle de la seconde observation sont les grands canyons de l'île de Crète.

L'immersion des stalagmites dans les grottes de la presqu'île de Laconie est due à un mouvement positif de la ligne de rivage à une époque historique même, parcequ'il y a des anciens murs aussi immergés dans le golf de Laconie ainsi qu'à l'ouest de Péloponnèse que les archéologues viennent de découvrir il y a un mois.

Ce mouvement positif des lignes de rivages a commencé dès le Quaternaire moyen parce qu'on a trouvé dans cette région des restes d'Hippopotamus et de *Bos primigenius* au fond de l'eau d'une grotte, un peu au dessous du niveau de la mer actuelle.

En concluant les formes spéléologiques les plus importantes de la Grèce sont creusées pendant le Tertiaire probablement Pliocène ancien et

pendant le Quaternaire jusqu'à l'époque actuelle ont subi plusieurs modifications dans leur allure et leur activité, qu'elles continuent encore. C'est le même résultat que Mr. MELIK (5) a constaté pour les poljes en Slovanie.

### Bibliographie

- PETROCHILOS J. — *Sur l'Histoire du Quaternaire de la presqu'île de Mani (Péloponnèse)*. Comm. au 1er Congrès Int. de Spéléol. Paris, 1953, Tome II, p. 257.
- PETROCHILOS J. — *Subdivisions stratigraphiques du Quaternaire en Grèce au moyen des dépôts de grottes*. Comm. au Ve Congrès Inter. de I.N.Q.U.A., Madrid 1957.
- PETROCHILOS J. — *Découverte de l'Eléphas antiquus dans l'île de Cythère et âge de la dernière séparation du continent*. C.R.S. S. G. Franc. 1938, F. 4, p. 59.
- PSARIANOS THENIUS — *Ein fossile Cerviden Gehirn aus den Quartär des Peloponnes*. Ann. Géol. de pays Hell., 1954, 6, p. 13.
- MELIK A. — *Les poljes karstiques de la Slovanie*. Acad. Sc. de Sloven. Cl., IV, Op. 7, 1955.

## The karst in the Salt Mountain of Sedom (Dead Sea)

### Summary

The Salt Mountain of Sedom in the Southwest corner of the Dead Sea, situated in a desert country (less than 50 mm rain) some hundred meters below sea level, is in contrast with classical karst which develops in a « normal » high limestone country.

A cover of marls prevents development of Karres or other external karstic indices, except for numerous openings of vertical channel-ings to the caves.

The Sedom Mountain would have disappeared long ago were it not for its youth (Late Tertiary) the arid climate (including glacial period) and primarily the steady rising of the Dead Sea level.

The karst of Mount Sedom show particularly interesting features, peculiar from various points of view.

Its formation is due to a harmonic interaction between compensation of stimulating and hindering factors: an arid country on the one hand, and halite rock on the other.

The karst in this region develops on a desertic erosion model which is covered by friable rocks and soils easily susceptible to become badlands. Rainfall is greatly restricted on Mount Sedom (a few days per year) and rain action limited. Were it not for cloudbursts, the process of karst formation would be indeed a very slow one.

In principle the karst finds its expression by the penetration of torrential rain waters through vertical channels to the interior of the mountain and their immediate emergence on the surface in the form of « resurgences » of very short duration. Since the cavities do not lose all their humidity after the exit of the torrents, the retained waters continue their dissolving action, becoming salted and — in suitable conditions — depositing stalactites and stalagmites of various forms and shapes.

It seems that the karst of Mt. Sedom has a special style.

(\*) Ministry of Development, Geological Survey, Jerusalem.

The fact that the karst is developed essentially in a halite rock is in itself a matter of interest. Furthermore, not only are the karst elements present of interest, but also those absent in this region.

Thus, an observer of the sedomean landscape, covered by marls, anhydrite and other friable rocks, will not discover any signs of karstic relief and will be unaware of the fact that the body of Mt. Sedom is largely perforated by cavities, lined with stalactites and stalagmites. With the exception of the famous « Salt pillar » (« Lot's wife ») no karrenfeder or lapiaz worthy of this term are encountered on the halite outcrops, where, however, some stalactites or other forms of solution and deposition similar to cavern formation are met with. The colour dominating the panorama is white or greyish-white not, at all reminiscent of that of « terra rossa ». None the abundantly occurring torrent ravines of the sedomean area resembles a canoniform one. The vertical ditches have a bell-shape.

The essential features of the sedomean karst are therefore: the bell-shape of the vertical ditches and the abundance of cavities and stalactites and stalagmites.

The opening of the ditches are always found on the surface of the cavern, originating in a depression similar to a dolina, but different in its genesis. Hence the « percée hydrologique » and, as noted above, from here the torrential and highly turbid waters glide down over the walls of the ditches, invading the cavities and emerging as « resurgences » of very short duration. By these short-lived « resurgences » the sedomean karst fulfills its role in the hydrology of the region; they are also its main feature.

Not only are the kind and aspect of the components of the sedomean karst noteworthy, but also the rhythm of the latter's activity. The halite itself is a stimulating factor and the other friable rocks are liable to quick mechanical crumbling, drifting away and exposing the halite to the meteoric waters. The almost complete absence of plant life in this region serves a double purpose: it assists the torrents in their descent on one hand and places the meteoric waters in direct contact with the halite on the other.

A secondary factor is the strongly folded structure of the « Sedom series » and the use by water of the tectonic hollows of the anticlines.

The earthquakes occurring in the country from time to time contribute also to the karst formation.

Oscillations of the Dead Sea level influence the karstic action, which is stronger or weaker in accordance with this level. Until the formation of the Southern Basin (The Lagoon) the impetus of karstic action was evidently stronger than it is now. The exact time of the formation of the Lagoon is unknown as yet. It is not improbable that it was already in existence during the rise of Mt. Sedom and in this case at that time karst action was obviously more handicapped than it is now.

It seems that the Jordan Graben is permanently sinking, while alluvial sediments fill up the rift valley, increasingly elevating its level.

Probably the finally dominating feature will be the Graben. On the other hand, considering the variation in degree of the karstic processes which are very violent, as well as the age of the Mt. Sedom, the latter's fate is already decided: because of the small dimension of Mt. Sedom, in spite of the limited quantities of acting waters and of the relative slowness of the tectonic sinking of the graben, the mount's days are numbered. In fact the karst started its activity only during the late Pleistocene, while the Jordan Rift Valley is active at least since the beginning of the Tertiary Era.

Owing to the limited dimensions of the Mt. Sedom and the simplicity of its karstic structure, the hydrographic activity of the karst can be easily followed. It is as if a laboratory had been intentionally set up for us to study the various phenomena.

The regularity of the karst components indicates the strengthening of the karstic process in its struggle with subaerial erosive forces. This victory is apparently achieved without any special effort, since there are still sediments like the Lisan marls on the summit of the mountain which are not yet carried away by erosive forces. On the other hand the salt mountain is not yet leached from its halite; on the contrary, the latter's firm situation in the galleries together with the energetic topography point to a karst which has not yet entered the stage of maturity. Nevertheless, some mature or old markings are found associated with youth phenomena; these are fallen off segments formed by the energetic vitality of the physiologic karstic action and owing to the tendency the water to sink more and more to lower horizons.

Many of the ditches on Mount Sedom are closed, their number being greater than that of the active ones. The closing is temporary being due to the precipitations and to friable rocks mixed with halite deposits.

No cavities filled with alluvium — as a distinctive mark of a fossil member of the karst — have been observed as yet and it is difficult to suppose that they exist in the country, the whole topographic configuration denying such a possibility. No fossil or aged marking in the sedomean karst are as yet apparent. Nevertheless, should the sea level rise abnormally for some reason or other the lower parts of the galleries will be stopped, while the vertical channels will continue to work though in a much less active manner, the waters attaining the sea through new galleries. A similar situation existed probably in the past, but more study is necessary to definitely confirm or deny this assumption.

It is planned to study in the future the changing positions and activities of the ditches. Quantities of rainfall and torrential water must be measured and a detailed survey of all streams must be made in order to follow the development of the region from the point of view of both subaerial and karstic actions in the past and at present.



## Cave provinces: a contributions to formational study of limestone caves

### Abstract

Caves form by diverse processes, therefore no correlation of all caves is possible. Local studies of formation may be made over an area, preferably based on cave groups rather than single locations. Such groups of similar caves are called cave provinces, and it is proposed that such a nomenclature be introduced into the literature. The purposes of this designation are to aid in organizing the literature, to emphasize the diversity of cave formation, and to stress the unity possible within a cave province. The advantages and application of such nomenclature are outlined and discussed.

Limestone caves form by many mechanisms. No one simple or complex process can explain the origin of all caves, nor can features be found which are common to all caves. Confusion in cave literature results from attempts to fit all caves to a single theory of development. Only conflict can result when zones of dissimilar development are compared, especially when that comparison is made by observers who have seen only one of the zones in question. It is difficult for the scientist, working in a single area, to recognize this limitation, but fundamental differences in cave evolution become immediately apparent when caves of distinct regions are compared, either in the field, or by written descriptions in the literature. Such an error occurred when, on the basis of studies in the state of Indiana, certain writers concluded that most caves were formed as storm channels.

An accurate concept of cavern formation must be developed, not with respect to a single cave, but with respect to a group of caves, for it is easier to recognize genesis within a group, and mis-interpretation is less likely to occur when multiple examples are studied.

Both the outstanding caves and the smaller caves of a group should be investigated. Such a group of similar caves, which have undergone or are undergoing the same processes, may be termed a "cave province".

(\*) Cave Research Associates — Berkeley — California — U.S.A.

The evolutionary history postulated for a "province" is more significant for study purposes than the evolutionary history suggested for a single cave. A cave whose origin is in question may be more readily understood from the theory for a group than from a theory developed solely within the cave under study.

In the comparison and study of such "cave provinces", the larger sampling of caves within the province contributes greatly to the refinement of the process. The totality of the properties found in a cave group will always be greater than or equal to the properties of any cave within that group.

A specific cave may be of illustrative value or serve as the "type specimen" in a group, but care should be taken to confirm all major properties of a group by observations taken in other caves of the same group. If conflicting properties are found within a group, the problem of classification should not be regarded as completely solved.

In addition to the properties of the cave province, the boundary of the area under consideration is of importance. Any study of the group should include an attempt to fix the actual region over which the observations are valid. In some cases, an author may not be able to place a limit on the extent of his observations. The mere recognition of the lack or limit to a cave zone with certain properties would be valuable since it indicates a possible extension into adjacent regions. Generally, these boundaries are definable, and are most commonly recognized simply by the absence of caves, or by a change of geologic structure.

Just as most natural categories gradate, so also do cave provinces, at least in certain areas, but this does not invalidate their usefulness. Where gradation is found, the rapid variance of properties in the fringe areas serves both to define the boundaries of the province and to accent those properties which are variable.

Two cave provinces can not only overlap, but actually in extreme cases, can be superposed. For example, we might have a dense, pure, highly fractured limestone overlain by layers of sandstone and shale. If these, in turn, were overlain by a limestone of different constitution, we should expect to have two distinct cave provinces, one developed in each limestone, although the general boundaries of the areas might be similar or even identical. Similarly, different hydrologic conditions acting on the same limestone will produce different cave provinces. Caves acted upon by adjacent streams may be in a different province from the group of caves appearing at the top of limestone outcrops. The caves in the same cave province will be acted upon by the same condition and undergo the same history.

By such convention, much conflict and discussion may be avoided, since an author clearly defines the region of his work. Interpretative errors in the literature are quickly pinpointed, and attention can be focused on discrepancies. The elimination of these conflicting statements will then aid

the literary analysis of caves. More agreement should occur when specific areas are studied and compared than when authors attempt to compare formulation of their total speleological experience and judgement.

The use of cave provinces as proposed, applies solely to the method and characteristics of formation. It is intended primarily for limestone and other soluble-rock caves, but is readily extensible to other cave types, as for example lava caves. Similar divisions may be of some value to branch sciences such as cave biology or cave archeology, but since these zones would necessarily be more complex, they must be carefully defined, and may be of more limited value. To the extent that these branch studies are functions of the cave provinces as here proposed, they must await the development of that literature.

Basically, the classification of similar caves according to province offers three major advantages: first, a convenient categorical division of the cave literature, which may be used for comparison and study of various regions; second a clear recognition of the multiplicity of cave formational mechanisms; and third, an emphasis upon the unity possible within a cave province. Long ago, geologists recognized that all hills were not formed by a single mechanism. Why, then, must many authors continue to assume that most caves form by one such mechanism?

The majority of caves undergo a complex history that reflects a portion of the history of a region. In general, the caves are not mono-cyclic or duo-cyclic but poly-cyclic. This sequence of cycles cannot be abstracted for the caves of the world, nor, in general, can it be correctly interpreted from a single cave. The history must be deduced stage by stage through the comparison of similar caves over a clearly defined area. This is the goal and the purpose of the cave province classification.

Stream invasion, glacial fill, dripstone deposition, and other processes are only significant when applied over set regions. Because caves of one area have been stream invaded does not mean that all caves are stream invaded. Similar arguments apply to all stages of cave history.

A province of subterranean storm channels must be recognized and defined in the state of Indiana; the cenote process must be recognized and defined for a certain area of the Yucatan; certain processes of fissure development must be recognized in the Mother Lode region of California. The areas cited form a few examples of locations at which classification might begin. It is essential that such classifications be made by qualified speleologists studying the actual provinces in question. When these methods are established in the literature, comparisons may be drawn between areas, and the significance of various indications accurately evaluated. The variables controlling depositional and solutional forms can be judged and their necessary conditions defined.

Long ago, in a theoretical study of the speleological literature, W. M. DAVIS (1930) made a plea for further accurate field studies. Some results have come into existence. To offset this however, there has occurred a

vast flood of hastily written, incomplete studies. Some categorizing process is needed for an attempt to handle the vast majority of such data. It should not be necessary for each worker to review completely the totality of inept literature.

Cave province definitions would be neither novel nor superfluous. Some writers have intuitively established such provinces. Authors such as PEARSE (1936), BRETZ (1949), BONET (1953), and numerous others have in essence established cave provinces and have formulated cycles for these caves. Right or wrong, the areas are well defined and may be studied and compared by other authors. Unfortunately, writers of this type are rare, and there is more tendency to divide arbitrarily along political boundaries which have little or no permanent value.

When sufficient cave provinces have been defined, a general compilation should not only be possible, but of high value. The full significance of a comparative study of major cave areas and their properties scarcely can be evaluated at present, but should represent a major speleological advance. It is merely necessary some authors recognize provinces and define them accurately.

The general studies which are now extremely difficult or nearly impossible to compile would follow automatically.

The cave province designation does not conflict with TRIMMEL'S (1954) views calling for comparison between the different sciences of a region, and in particular for geomorphological correlations. Although a group of caves is substituted for his concept of single cave study, this should aid rather than hinder correlation of the various fields.

Again, however, it must be clarified that in order to define a cave province, numerous caves, both large and small, must be studied. Anomalies must be correlated, and the complete cyclic progression of the province must be clearly established. Generally, within a province, caves should be found in all cycles. Distinct reason must be advanced for the absence of any cycle. A mechanism which postulates a missing cycle should be viewed with suspicion as compared to one in which all cycles are present. As an overall rule, actual evidence for any cycle should be found within that cave province.

Comparison and analogies with other areas are feasible and even desirable, but the fundamental evidence for a cycle should rest on observations within the province, not beyond it.

## References

- BONET F. — *Cuevas de la Sierra Madre Oriental en la region de Xilitla*. Universidad Nacional Autonoma de Mexico Instituto de Geologia Boletín Núm 57 1953.
- BRETZ J. H. — *Carlsbad Caverns and other caves of the Guadalupe Block*. New Mexico. Journal of Geology, vol. 57, p. 447-463, 1949.
- DAVIS, WILLIAM MORRIS — *The origin of limestone caverns*. Geological Society of America Bulletin, vol. 41, p. 475-628, 1930.
- PEARSE A. S. EDWIN P. CREASER; F. G. HALL. — *The cenotes of Yucatan*. Carnegie Institution of Washington Publication, Number 457, Feb. 1936.
- TRIMMEL HUBERT — *Grundsätzliche Bemerkungen über Fragen der Höhlenbildung*. Quartar: Jahrbuch der Hugo Obermaier Gesellschaft für Erforschung des Eiszeitalters und seiner Kulturen. 6 Band. 2. Halbband, p. 118-123 1954.

San Francisco, California — May 17, 1958.

## The caves of Puerto Rico

## Abstract

Due to the absence of available data on the locations and maps of Puerto Rican caves, this writer, with four other National Speleological Society members, spent two weeks exploring these caves and studying the limestone karst area of this island.

Submitted with this paper shall be a group of 35 mm. color slides showing views of the tower karst, karren and interior views of the caves visited. Included in the paper are eight maps of the more important caves visited and a sketch map of the island showing the cave areas.

Included with the description shall be identification of animal life collected and an observation on the comparison between similar insects in Venezuelan caves.

Puerto Rico, the most easterly of the Greater Antilles in the Caribbean Sea, is an almost rectangular island one hundred miles long and thirty-six miles wide. Its uneven, mountainous and well-drained terrain provides a healthy environment for the two million people that crowd the available land. The climate is mild, with an average temperature of 76°F and an annual precipitation of 75 inches. Most of the island is drained by surface streams, and the abundance of water is evidenced by the active agriculture in the form of sugar cane and pineapples.

Puerto Rico, a United States possession for more than half a century, still retains the language of Spain; and its people have managed to blend the two cultures into a distinctive culture of their own. Television sets and cock fights, bamboo huts and elaborate swimming pools, four-lane highways and burro trails provide a land of contrasts exciting to the visitor and apparently comfortable for the Puerto Rican.

This island is one of the most densely populated land areas in the world; and the two million inhabitants occupy nearly every suitable home site. It is difficult to find a panorama on the island not dotted with small dwellings and more difficult to hike anywhere without meeting a number of foot travelers or attracting hosts of children.

(\*) President, National Speleological Society. U. S. A.

The origin of the island is clearly volcanic. The central chain of mountains which roughly divides the island from east to west has thrust up, raising and spreading the limestone cap into independent watersheds. The prevailing northeast trade winds carry moisture to the island, and the mountain chain traps much of water as it condenses. The northern coast receives most of the rain; and lush, tropical plants and mangrove swamps are not uncommon. The southern coast is arid and dry—some areas going for seasons, even years, without rain. Irrigation provides moisture for agriculture here, and vast amounts of water are pumped from wells to fill this need.



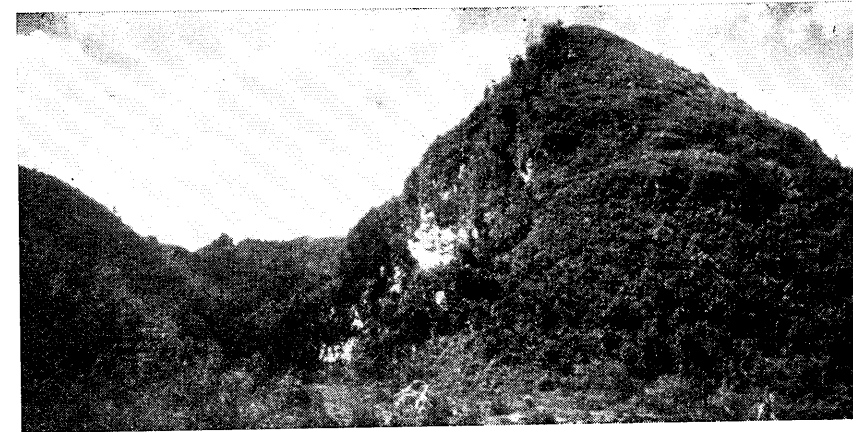
*Photo by Robert Reville*

Fig. 1 — Haystack topography occurring in the north-western section of the island of Puerto Rico.

The tropical rainforests at Luquillo National Park in the Luquillo Mountains are protected by the government as an example of virgin jungle and forest. Huge trees, vines, tree ferns and dense undergrowth present an exotic view. The sounds of tropical birds and the heavy, damp atmosphere of the deep forest provide a glimpse of the island as it must have been many years ago.

The northeastern portion of the island along the coast between Bayamon and Aguadilla and inland to Lares is conspicuous for its Karst topography. This area of karsting lies between the latitudes  $18^{\circ} 10'N$  and  $18^{\circ} 27'N$  and longitudes  $66^{\circ} 10'W$  and  $67^{\circ} 07'W$ . Although irregular in outline, this area is apparent through its distinctive topography. It is underlain by uplifted marine limestone of Cretaceous age which dips one to six degrees northward toward the Atlantic coast. The limestone beds represent accumulations of limestone and chalk, deposited under the sea upon the flanks of the much older land region; and later

the uplift of the old land has brought these newer deposits far above sea level. As a result of this exposure to the rain and to streams, the original smooth surface has been worn down irregularly in many places to form unusual hills known as « haystacks ». Another result of this erosion is « tower karst ». These pinnacles of rock have steep sides and



*Photo by Robert Reville*

Fig. 2 — Close-up of haystack topography showing limestone outcropping.

are only sparsely covered with vegetation. The local relief is generally less than 400 feet. Solution and sub surface drainage has penetrated deeply into the limestone forming countless channels and leaving dry sinks and caverns. The karst development has reached maturity leaving valleys and dolinas whose walls contain passageways and tunnels through the ridges.

In February, 1958, five members of The National Speleological Society visited Puerto Rico for the purpose of investigating the caves of the island. Prior to this visit, research disclosed very little specific information about the caves; and so the trip and this report are in the nature of a preliminary survey of the caves of the island.

#### CAVE AREAS AND DESCRIPTIONS

Although the most interesting and fruitful area on the island for the prospecting of caves is in the northeast karst region, we were nevertheless able to visit and record caves in other areas as well.

The terrain encountered in the area of the caves was extremely difficult to cover. The slopes and hillsides are so precipitous that an angle of  $40^{\circ}$  to  $50^{\circ}$  is not uncommon. There seems to be very little soil erosion and the grass cover will hold on extremely steep slopes. Many of the paths to the caves are narrow foot trails only a few inches wide on which the traveler walks the knife-edge of a ridge. The valleys on either side are several hundred feet below.

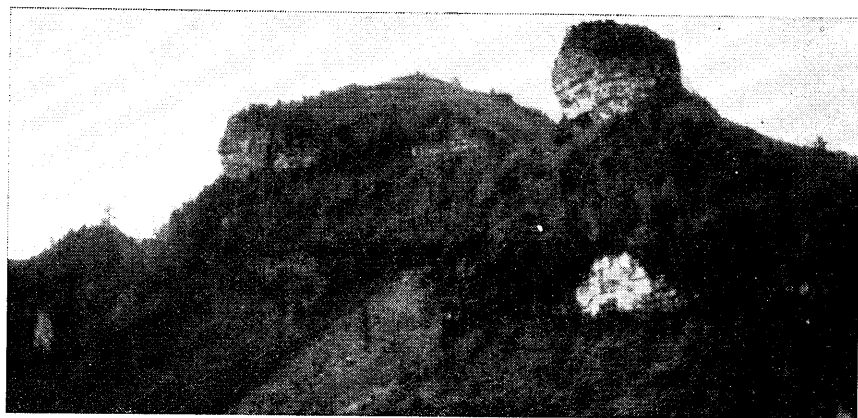


Photo by Robert Neville

Fig. 3 — Tower karst in north-west section of Puerto Rico.

The caves of *Agguas Buenas*, located in the east central portion of the island are of considerable dimensions, perhaps a mile in extent. The rooms are large, well decorated with formations, and for the most part, dry. The lower portion of the system supports a river which appears in the cave a half a mile from the point of access. It contains a thirty-foot waterfall which is quite spectacular. This is the best known of all the caves of Puerto Rico. Personal accounts of it have appeared in periodicals and guide books. The description of the cave by Mr. Dinwiddie, correspondent for *HARPER'S WEEKLY*, in 1899 appears as fresh and apropos as today. A Miss A. B. GOULD of Boston found, in 1915, a three-pointed ceremonial stone, one of the rare « elbow stones » of Puerto Rico in this cave.

Several large caves are located at *Comerio*. The rigorous topography of the area renders them accessible only with great difficulty. Entrance into one of the caves required the use of a de Joly ladder.

the muddy floor below. The vines extended into the passageway another fifty-foot pit was lined with vines hanging like elevator cable to fifty feet before they actually became roots in the cave floor.

*Morovis*, located in the center of the island, has a number of small inconsequential caves and one impressive cavern, *La Cueva de las Tinieblas* (The Cave of Darkness). This cave has a single room 150 feet wide, 90 feet high and 765 feet long. The floor is almost level, with a thick cover of guano from the thousands of bats which swirl overhead. The entrance is crowded with old decaying formations (now covered with moss and ferns) that have been exposed due to the collapse of the original ceiling. Enormous stalagmites and columnus have formed in this cave. They are chalky and dry and appear to be decomposing. The stalactites have assumed a serpentine shape; and close inspection shows erosion on most of these formations. New growth has started in some places, although wet portions of the cave are rare. The dripping water from the high ceiling has formed stubby stalagmites in places and merely dug holes in others.

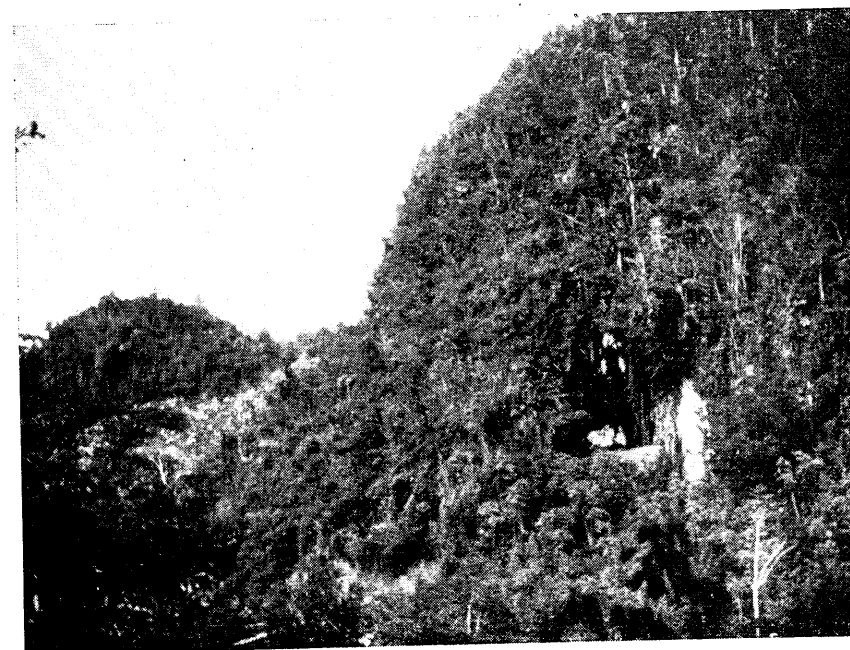


Photo by José Limeres

Fig. 4 — Tunnel through limestone ridge on road Arecibo to Lares, Puerto Rico.



Located on the north shore of Puerto Rico is *Cueva del Indio*, a sea cave worn by the action of the surf upon the conglomerate rock. This cave has early indian petroglyphs cut into the stone.

Driving from Arecibo to Lares the speleologist is treated to a feast of cave entrances and limestone cliffs, all viewed from highway. The surface streams, where they exist, have cut huge valleys leaving the caverns which once drained the plateau exposed and disintegrating. One view from the highway permits the traveler to look across a dolina into a sixty-foot opening and through the 800 feet of the dividing ridge to sky on the other side. One such tunnel, *Pajita Cave*, has been commercialized as a ballroom with parking space for forty automobiles.

Exploration of one of the caves between Lares and Arecibo, *La Cueva del Humo* (The Cave of Smoke) proved to be a climactic end to our preliminary study of these caves. This cave with its huge rooms and spacious passageways was mapped for half a mile, but because of the limitations of time it was only partly explored.



Fig. 5 — Close-up of tunnel through limestone ridge.

## CAVE LIFE

The temperature of the caves in Puerto Rico was 75°F, quite warm for comfortable exploration but not too warm to permit the occupancy of the caves by a great many animals. The most prevalent form encountered were the several species of bats indigenous to the island. Also present were land crabs, many found in the *Cueva de las Tinieblas*. The crabs are not true troglodytes, although we discovered them many yards inside the cave.

A few rats were seen but they eluded capture and remain unidentified. The only fish caught, deep inside *Aguas Buenas Cave*, proved to be a common variety found in the local streams.

Perhaps the most remarkable of the cave creatures in Puerto Rico is the « guavá »—the local name given by the people to a black, tailless whip scorpion. The local people claim that the sting of these insects is poisonous, however the biologist at San Juan University states that they have never had an actual case of poisoning from these scorpions. These large arachnids cling to the walls of many of the caves. Ten were counted on one wall of a room in *Aguas Buenas*. They have a body 1½ inches long with six legs and two pincers ending in half-inch fangs. A large specimen will cover a saucer, and those collected measured 15 inches across the antennae.

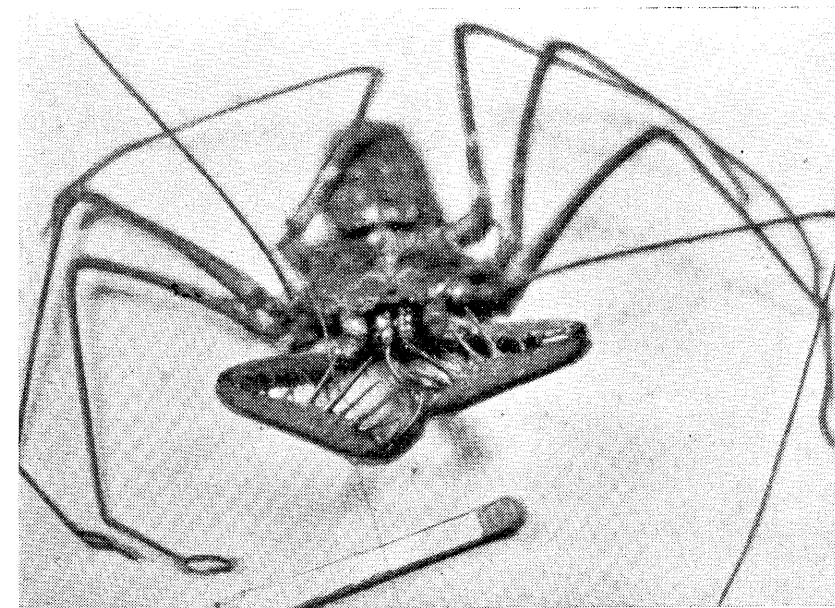


Fig. 6.— *Tarantula palmata* collected from *Aguas Buenas* cave south of San Juan.

More remarkable than the creatures themselves is the fact that they exist in these caves and seem to be taxonomically identical with the *Tarantula Palmata* collected in the caves in the valley of Caracas in Venezuela. i. e. both a specimen collected in Venezuela (identified by the Venezuela Museum of Natural Sciences, Caracas) and the Puerto Rican specimen (identified by the American Museum of Natural History in New York) have been disclosed as *Tarantula Palmatas*.

The question arises as to whether it could be possible that these insects might have existed and retained their specific identity through the thousands of years that must have separated the Antilles from the continent of South America.

## CONCLUSIONS

There is a vast field of study open to the speleologist in Puerto Rico. Exploration has not been thoroughly undertaken. Records should be initiated to actively catalog and list the caves of the area. The topography offers an interesting scope of study to the geologist; and the warm environment in the caves is conducive to animal life, providing an ideal opportunity for the biologist to expand his knowledge of this field.

## Bibliography

- AITKEN R. T. — A Puerto Rican Burial Cave. *Illus. American Anthropologist*, Lancaster, Vol. 20 pp. 296-309, 1918.
- BERKLEY C. P. — Scientific Survey of Puerto Rico. *New York Academy of Science* - Vol. 1 - Part 1, 1919.
- BRITTON N. L. — Scientific Survey of Puerto Rico and the Virgin Islands. *New York Academy of Science*, Vol. 1, 1919.
- DINWIDDIE W. — The Great Caves of Puerto Rico - *Harpers Weekly*, XLIII, March 25, p. 293, 1899.
- DOERR A. M., HOY D. R. — Karst Landscapes of Cuba, Puerto Rico and Jamaica. *The Scientific Monthly*, Vol. 85. 4. Oct. 1957. pgs. 178-187, 1957.
- FEWKES J. F. — Indian Caves of Puerto Rico. *American Anthropologist*, Vol. 15. pgs. 435-460, 1913.
- LOBECK A. K. — Five Land Features of Puerto Rico. *Natural History*, XIX. pp. 522-540, 1919.
- LOBECK A. K. — Scientific Survey of Puerto Rico and the Virgin Islands. *N. Y. Academy of Sciences*, Vol. 1. Part 4, 1922.
- MCGUINNESS — Geology and Ground Water Resources of Puerto Rico. *Economic Geology (University of Chicago Press)*, Vol. 42. 6. pg. 563-571, 1947.
- SEMMES D. R. — Geology of San Juan District. *N.Y. Academy of Sciences*, Vol. 1 Part 1, 1919.
- YOUNG R. N. — The Karst Topography of Puerto Rico. *Indiana Academy of Science Proceedings*, 62. p. 225, 1952.

## Fenomeni carsici e pseudocarsici, depressioni chiuse, grotte e cavità naturali in rocce non calcaree o gessose del territorio argentino <sup>(1)</sup>

## Résumé

En Argentine les roches calcaires ne son pas fréquentes, et on ne peut rencontrer un véritable « Karst ».

Les plâtres mésozoïques sont plus développées dans la chaîne andine, qui donnent lieu à une intéressante morphologie karstique, en partie de haute montagne. D'autre part le climat demi aride favorise la formation de bassins hydrographiques fermés, et de dépression plus petites (surtout en Patagonie) dont quelques unes peuvent être expliquées en les mettant en relation avec une circulation souterraine. Des fréquentes, au contraire, cavités naturelles d'origines-différentes, en roches granitiques et schisteuses, en vulcanites etc.

(\*) Dottore in Scienze Naturali, Delegato dell' Universidad Nacional de Córdoba e del Centro Espeleologico Argentino.

1) Texte non remis par l'Auteur.



## Tropical Karst <sup>(1)</sup>

### Summary

*Mesa Karsts:* Calcareous formations of the Oligocene. Very similar to those observed on the Adriatic. There are dolines, poljes, pot-holes and subterranean rivers. Superficial vegetation is scarce, of a desert-like type, except in the dolines and poljes, where it is abundant. Hardly studied up to the present time. They are of moderate extension.

*Mountain Karsts:* Cretaceous formations, both primitive and metamorphosed. Caves and pot-holes in these regions occur in forests and jungles, all invaded by an exuberant vegetation interwoven by heliconias, philodendrons, palmaceae, vines, etc. Subterranean rivers of moderate flow are to be found. The caves are of large dimensions, but the pot-holes are scarce. These karsts have been better studied than the mesa karsts and are of larger extensions.

(\*) Directeur de la Sección de Espeleología de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales, Caracas.

(1) Texte non remis par l'Auteur.

## The limestone geomorphology of the Nullarbor Plains (Australia)

### Abstract

Most novel points in this reconnaissance account of an extensive but retarded, semi-arid to arid karst are:

- (1) the extremely flat surface appears to be an almost unmodified emerged sedimentary surface or 'sediplain'
- (2) the shallow caves, though primarily vadose in origin, develop in a zone of small-scale phreatic preparation of remarkable intensity
- (3) the few deep caves provide unusual instances of substantial cave development in a limestone approximating to chalk. Glennie's theory of « master-cave » development may apply to them.

The factors of lithology and Pleistocene changing sealevel need more weight than King, who emphasized Pleistocene climatic change, allowed.

### INTRODUCTION

With an area of approximately 65,000 sq. mls (165,000 sq. km.) the Nullarbor Plains, which lie across the boundary between South and Western Australia, constitute one of the world's great karst regions. Yet much of it remains scarcely explored and good maps are lacking for the whole. Scientific enquiry into its karst morphology is at its beginnings although a valuable start was made by *King* (1950). In 1957 the Cave Exploration Group of South Australia organised a Nullarbor Plains Expedition for the Australian Speleological Federation. This paper summarises the geomorphological report of that expedition, which was prepared by the writer but is as yet unpublished; it is highly reconnaissance in character and many questions can only be posed, not answered.

Topographically the Plains consist of a low plateau rising very gradually inland from heights of 150-250 ft (45-75 m.) on the coast to 450-

(\*) Canberra Speleological Society - Australian Speleological Federation - Canberra.

650 ft (135-195 m.) at their inner limits against the sanddunes of the Great Victoria Desert. There is also a gradual rise from east to west. Near the coast the climate is of a hot, semi-arid type, with 9-10 in. (225-250 mm.) of average annual rainfall whereas inland the rainfall declines to about 5 in. (125 mm.) and the climate becomes of hot desert type. Correspondingly the vegetation changes; there is a coastal strip of scrub with certain species of *Eucalyptus* and *Acacia* dominant — mallee gum, myall and mulga — but inland this is replaced by treeless plains with solely a ground vegetation of saltbushes, samphire and ephemeral grasses. These latter are the true Nullarbor Plains *sensu stricto*.

#### GEOLOGICAL STRUCTURE

Geologically the Plains correspond closely with the Eucla Basin, a sedimentary basin of Tertiary and possibly also Mesozoic deposits on a down-warped portion of the Precambrian Western Shield of Australia. This is an artesian basin but the artesian aquifers are not involved in the karst phenomena. The epicontinental sea sedimentation of the basin closed with a sequence of limestones. From older to younger these are:—

*Wilson Bluff Limestone.* This is a white, chalky polyzoal limestone of Eocene age. Although somewhat harder than much of the Cretaceous chalk of England, it is similar in its friability, earthiness and purity. In the centre of the basin it reaches a thickness of at least 700 ft (215 m.) but it wedges out altogether towards the margins. It is comparatively free from joints.

*Intermediate Beds.* Not much is known of this thin yellow polyzoal limestone, which is 12 ft (3.5 m.) thick only at Wilson Bluff but thickens eastwards in the coastal section. It is friable but has more impurities than the underlying Wilson Bluff Limestone.

*Nullarbor Limestone.* This is a grey to brown, hard, crystalline limestone, fine-grained and well-jointed, of Lower Miocene age. This is about 50 ft (15 m.) thick at Wilson Bluff and extends throughout the plains as the outcropping rock, apparently without much change in thickness.

These limestones are almost undisturbed tectonically; there is a very slight dip seawards.

#### COASTAL LANDFORMS

Much of the coastline of the Nullarbor Plains consists of completely uninterrupted, nearly vertical cliffs i. e. between Head of the Bight and Wilson Bluff, between Twilight Cove and Point Culver. Their remarkable continuity and linearity have led some geologists to postulate an origin

by faulting. There is however no stratigraphic evidence for this; uniform lithology, horizontal attitude, lack of surface drainage through aridity and karst combine to give free scope to marine erosion to produce such a simple cliffed coast.

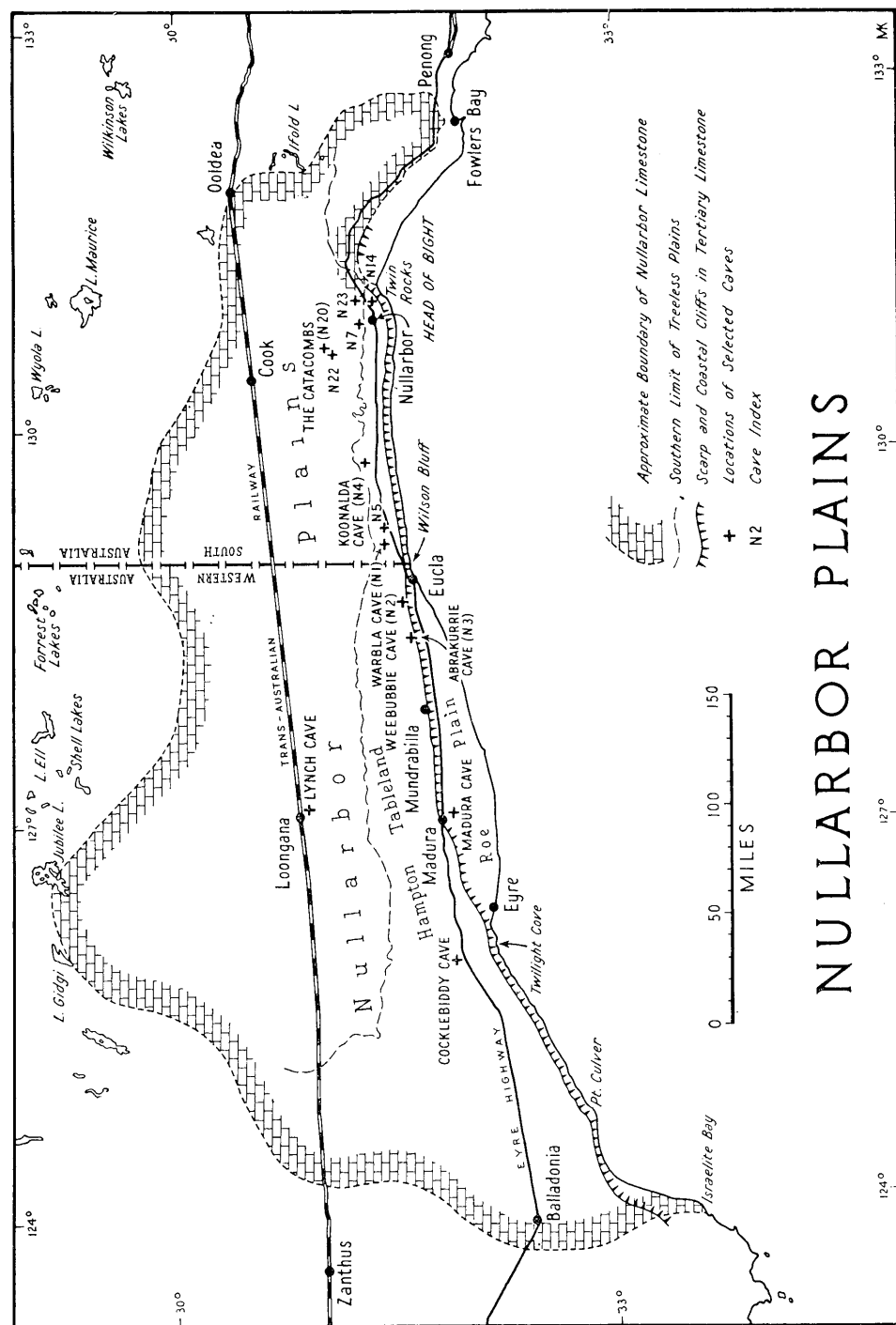
At the eastern and western extremities the cliffs pass inland as scarps behind and partly covered by consolidated Pleistocene dune limestones and unconsolidated Recent calcareous dunes. Narrow coastal plains develop in front but the major coastal plain — the Roe Plain — occupies a central sector between Eucla and Eyre; this reaches a maximum width of 25 miles (40 km.). It is backed by a scarp in the limestones which must be interpreted as a degraded emerged sea cliff. Pleistocene marine limestones, with small caves developed in them, are found on the Roe Plain in front of it. Evidence for more than one oscillation in the relative level of land and sea in Pleistocene-Recent times it to be found in the landforms and deposits of these coastal flats. This evidence has not been studied properly yet. Nevertheless the fact that such oscillations have occurred cannot be neglected as a factor which has affected the development of caves in the Nullarbor Plains.

#### SURFACE LANDFORMS OF THE PLAINS

The outstanding fact about the surface relief of the Nullarbor Plains is its extremely flat and level character; one good indication of this is provided by the Transcontinental Railway which for over 300 miles (480 km.) of its length does not deviate from a straight line at all. There are the overall rises northwards and westwards but these are too gradual to be discernible to the eye. This uniformity is of course due to the three combined factors already mentioned — horizontal geological structure, pervious limestones and low rainfall. There was no initial tectonic relief and subsequently there has been practically no surface drainage to produce erosional topography.

What sort of surface is then represented here? Direct evidence that it is not a surface of erosional planation seems to be provided by the occurrence of the thin Nullarbor Limestone over the whole of its extent. Over such a large area as this, it is to be expected that erosion would result in different formations outcropping in different parts. Nor is it a stripped structural surface for there is no evidence of any later covering deposits above the Nullarbor Limestone. Instead it seems to be the original sedimentary surface raised above sea level, tilted slightly downwards to the east in the process and preserved almost unmodified since. For such surfaces Brunnschweiler has suggested the useful term of 'sediplain'.

Though streams are totally absent from the Plains, there appear to be a very few, fairly well-defined and continuous shallow valleys. The surveyor, JONES (1880) who made a double traverse meridionally across



# NULLARBOR PLAINS

Fig. 1

the Plains, perhaps the only such traverse ever performed, mentions several valleys. Only one has been examined by the writer; it runs at least 4 miles (6 Km.) southwards from the neighbourhood of Koonalda Station. It has a flat floor about 15-20 ft (4.5-6 m.) below the general level of the plains, with gentle side-slopes and is closed off at the lower end by a similar gentle slope. This blind valley has no stream bed but it would appear to be the product of concentrated runoff as a stream, perhaps during a former period of greater rainfall.

The plains do possess a micro-relief over most of their extent in the form of very slight and gentle undulations, with an amplitude of about 10 ft (3 m.) and up to several miles from crest to crest. Rock outcrops are more frequent on the rises and bare claypans may occur in the depressions. These undulations form a disconnected pattern, which in air photographs exhibits two predominant trends, NW-SE and NE-SW. Joints in the Nullarbor Limestone also have these predominant trends and the surface features can be attributed to differential solution of the limestone.

Much less frequent than the vaguely outlined depressions of this overall undulatory relief are the enclosed depressions, which fall clearly into the category of doline. There are two broad types: —

(a) The 'circular hollows' of JONES (1880) or 'dongas' of GIBSON (1909) are roughly circular, flat-floored depressions, commonly 20-450 yards (18-410 m.) across and 15-20 ft (4.5-6 m.) in depth. Though their sides may slope rather steeply, not much rock outcrops on them. These seem to be solution dolines and they occur sporadically throughout the Plains.

(b) There are also a number of collapse dolines. These are circular to oblong depressions, enclosed on most or all sides by vertical cliffs or steep, broken rock slopes. They are deeper in proportion to their area than the solution dolines. The known depths vary from 15 ft (4.5 m.) to over 100 ft (30 m.) and the horizontal dimensions from 50-60 ft (15-18 m.) in both dimensions in the case of nearly round ones to 320 ft (98 m.) by 60 ft (18 m.) in the case of one of the most elongated (Knowles Cave N 22) (1). The enclosed depression at Abakurrie Cave (N3) is over 700 ft (215 m.) long and over 200 ft (60 m.) across. This, however, partakes more of the nature of a blind valley and though collapse is involved, the whole feature cannot be confidently attributed to collapse. Jointing evidently controls the shape of some of these collapse doline e.g. Murrawidjinie Cave (N 7).

(1) N 22 is the cave index number.

The Plains fall into the category of covered karst since most of the ground carries buff-coloured silt-loam or clay-loam soil. This soil is mainly shallow, 2-3 ft (60-80 cm.) thick but in depressions rises to 5-10 ft (1.5-3 m.) Rock outcrops are not only small and scattered but exhibit only very meagre development of solution features (lapiaz). Away from the collapse dolines and cave entrances only an occasional solution pan in small rock slabs is found. These are round, flat bottomed pans, 1-2 ft (30-60 cm.) across and 1½-2 in. (4-5 cm.) deep. Even in the more extensive limestone outcrops around the rims of the collapse dolines, solution features are not impressive. There is little or no solution widening of joints into grikes, nor is there any grooving of vertical surfaces. Some horizontal or tilted surfaces do, however, show solution etching which ranges between (a) small-scale pitting, ½-2 in. (1.5-5 cm.) across and ½-1½ in. (1.5-4 cm.) deep, with sharp miniature walls separating the pittings (b) 'birds's' nest' hollowings, 5-6 in. (13-15 cm.) across and 2-3 in. (5-7.5 cm.) deep, with thicker but still fairly sharp walls between. These solution effects are found on unstable, tilted blocks of fallen rock but since the hollows retain horizontal bottoms, they are clearly still developing at the present time. Surface solution is still going on.

Scattered infrequently through the Plains there are also rockholes or gnamma holes' in which quantities of water, varying from a few gallons to 50-60 (230-270 litres) may be preserved for a while after rains. These are deeper, rounded solution cavities which indicate the impermeability of the Nullarbor Limestone where it lacks joints.

The preservation virtually intact of an emerged sedimentary surface, the comparatively small numbers of dolines which break that surface, the poverty of exposed rock surfaces in solution features, all testify that in terms of surface landforms the Nullarbor Plains present the aspect of a karst of a very immature stage of development. The cause of this retardation of the karst, which has apparently been exposed to the elements since the Miocene, is to be sought in climate, in the arid conditions which must have persisted over most of this time.

#### THE CAVES

THOMSON (1950) has divided the caves into the shallow and the deep, a distinction which seems to be sustained by present knowledge.

(a) *Shallow Caves*. These reach to depths of 15-70 ft (4.5-20 m.) only and are thus confined within the Nullarbor Limestone and possibly also the Intermediate Beds. They are usually quite small with 100-200 ft (30-60 m.) of passages but reach up to lengths of 600-700 ft (180-215 m.) with quite large chambers. The shallow caves are quite widely distributed, certainly inland as far as the Transcontinental Railway. The caves of the Roe Plain south of Madura in Pleistocene marine limestone seem to be roughly similar in type.

Their entrances are of the following types :

i. Vertical solution pipes or shafts, roughly circular in cross-section, 2-4 ft (60-120 cm.) in diameter and up to 15-20 ft (4.5-6 m.) in length, e.g. at New Cave (N11.). Erosional hollowings on their walls suggest the action of turbulent water flow under gravity, no doubt operating chiefly by solution but perhaps with some mechanical corrosion as well. These are the typical 'blowholes' of the Plains, marked by up-and-down draughts of air, which may make whistling or moaning sounds. Other apertures of different types behave as 'blowholes' also and receive the name.

ii. Roof collapse windows. As chambers enlarge below, shafts may be enlarged by collapse into joint-controlled windows of larger dimensions e. g. at White Wells Cave (N14).

iii. Small oblique entries in the sides of shallow dolines. These are usually in collapsed rock masses e. g. at The Catacombs (N20).

iv. Large lateral entries in the sides of dolines. When roof collapse has progressed so as to produce a deep, steep-walled collapse doline, wide entries at the foot of portions of the rim lead into the remainder of the cave system e. g. at Murrawidjinie Cave (N7).

The first type of entrance, the solution shaft, leads into a variety of caves. The simplest type is the 'bottleneck cave' of Thomson, a single bottle-shaped cave floored by rock rubble. Another simple and presumably early type consists of confined passages descending obliquely in an irregular manner; these branch and rejoin complexly. Much of this is due to rock collapse, which for reason given below can accompany quite small cavity development e. g. N5 Cave. With further development, extensive chambers with flat roofs 10-30 ft (3-9 m.) below the surface, are produced. Once these chambers are developed, entrances of the three other types may evolve. From the chambers, smaller passages lead off horizontally or descend irregularly often by means of oblique squeezes into smaller rooms at lower levels.

For the most part chambers, rooms and passages are floored by irregular block fall. Additionally water-laid earth, silt and angular gravel form the floors in parts and also mark the course of intermittent streams. No erosional channels in solid rock have been seen along these underground watercourses, which disappear into small impenetrable holes around the sides of the lowest room or passage.

KING has attributed the shallow caves to vadose stream action; evidence in support of this view is seen in the vertical solution shafts and the intermittent watercourses below which generally descend steeply. Nevertheless the most outstanding characteristics of the shallow caves seem to be due to an earlier phase of intense, if small-scale phreatic preparation. Below a massive surface crust of limestone, 10-20 ft (3-6 m.) thick, the limestone in which the shallow caves are excavated, is completely riddled by small solution tubes a few inches in diameter. Joint and bedding-planes frequently show complex anastomoses of small half-tubes, 2-4 in. (5-10

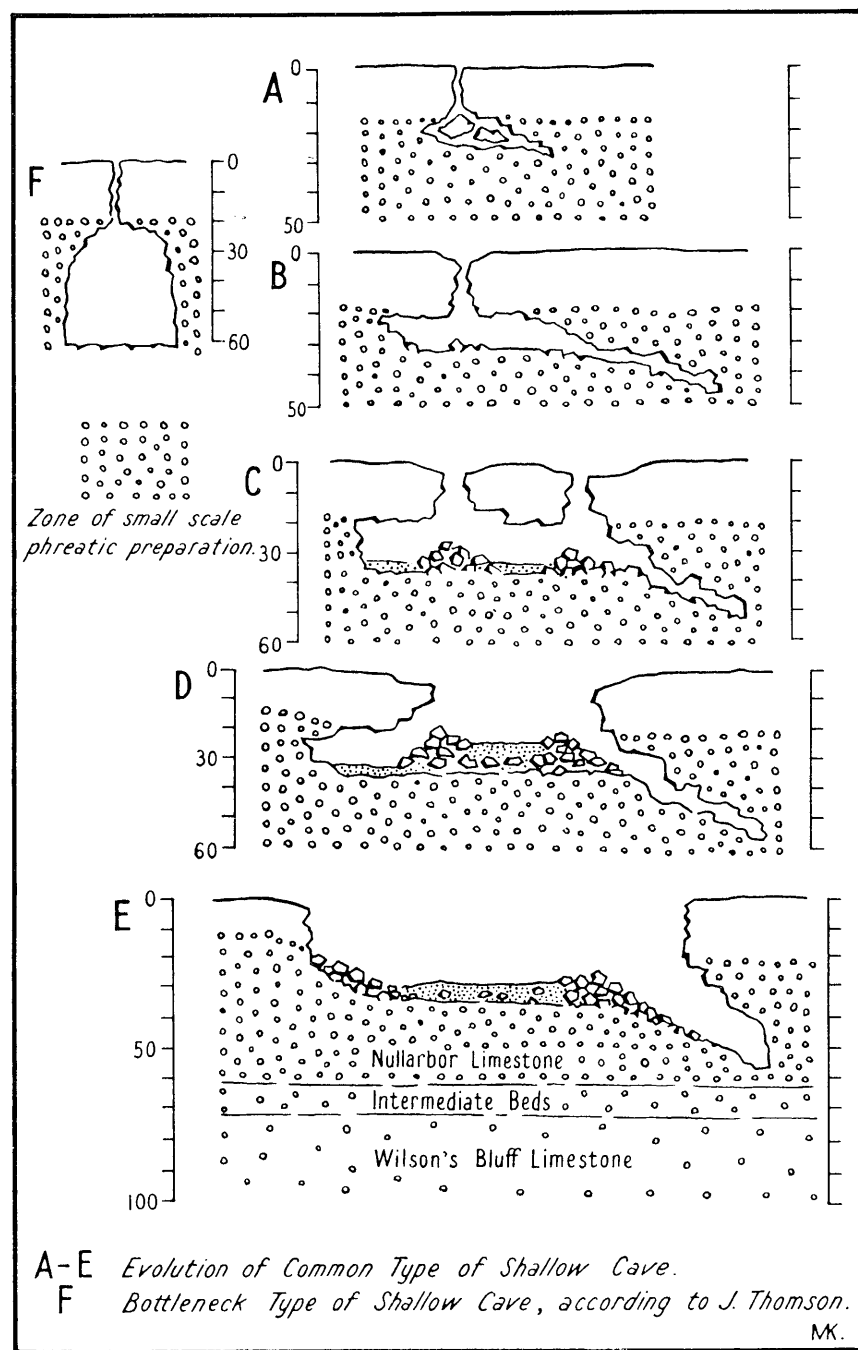


Fig. 2

cm.) in diameter. Moreover irregularly shaped fallen blocks show that this perforation penetrates the whole mass of the rock in all directions. This perforation is best exhibited in the cave walls where it has subsequently been filled by dark-coloured secondary calcite e. g. in White Wells Cave (N14). In the coastal cliffs this perforation can be seen to peter out in the top of the Wilson Bluff Limestone so the shallow caves seem to be localised within the zone of perforation. Such riddling by small anastomosing tubes is generally regarded by American and British speleologists as due to true phreatic solution i. e. by slowly moving water beneath the watertable. But previous accounts of this phenomenon have described it as localised in the joint and bedding planes; here there is no such restriction. As a result it has promoted ready cave breakdown of all dimensions and is responsible for the irregularity of walls, roofs and floors of the shallow caves. The exception is found in the flat roofs provided by the massive, relatively unperforated surface crust of the limestone. Roof breakdown is apparently quite active at the present time; collapse since the original explorations has been reported from The Catacombs (N20) and Ivy Cave (N13).

The shallow caves are very poor in cave decorations. Many are quite devoid, others have a poor display of stalactites, stalagmites and occasional columns, nearly all of which are dry and inactive. On the other hand gypsum flowers are more frequent than in the caves of the rainier parts of Australia.

(b) *Deep Caves.* Only five deep caves — Koonalda, Warbla, Weebubbie, Abrakurrie and Cocklebidy — have so far been found yet in them much of the speleological interest of the Nullarbor Plains resides for they are substantial caves and yet are developed in the Wilson Bluff Limestone, which is virtually a chalk. Large caves are not known in the Chalk of N. W. Europe.

These five caves are restricted to the coastal scrubland and this restriction has been attributed to the greater thickness of limestone in the structural basin near the coast. This overlooks the fact that at least as far north as the Transcontinental Railway there is more than enough limestone above sea level to accommodate the deepest known caves. Climate may be the responsible factor. The deep caves lie in the rainier coastal belt and the four examined in 1957 all lay on the margin of considerable shallow depressions in the surface of the Plains. In contrast many shallow caves whether in the wetter coast or the drier inland have little or no collecting ground for surface runoff. The deep caves may then be due to greater concentrations of surface water in the climatically more favoured coastal belt. However the coastal belt is much the best known part of the Plains; future investigations in the less visited interior may bring deep caves to light there.

Their entrances lead off at depths of 80-100 ft (25-30 m.) from the floors of substantial collapse dolines (a blind valley in the case of Abra-

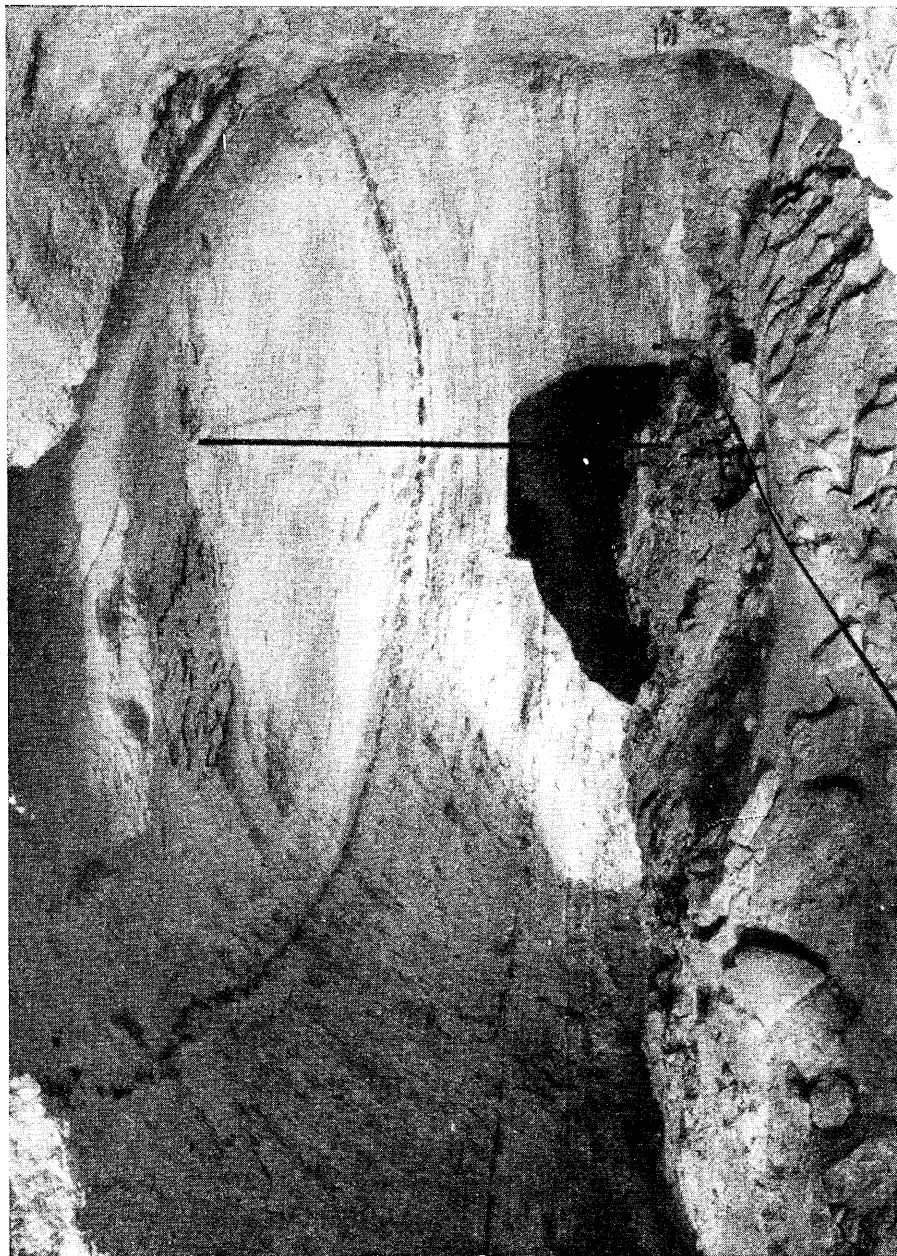


Photo by H. Fairlie-Cunninghame

KOOONALDA CAVE: part of West Passage with bore pipe.

kurrie). Steep slopes over coarse rock debris lead down to depths of 200-300 ft (60-90 m.) where more or less horizontal levels are found, consisting of bold, spacious halls, 40-60 ft (12-18 m.) high and 80-120 ft (25-35 m.) wide. Their explored lengths of 800-3000 ft (250-900 m.) give a poorer idea of their size than their floor areas would do. They are impressive because of their simplicity of form — flat roofs, smoothly arched walls and apse-like ends — and the whiteness of the rock. At certain points the roof rises in rounded domepits beneath which debris piles interrupt the levelness of the cavern floors. The highest domepit is in Koonalda and has a height of at least 160 ft (50 m.); the ruckle beneath is 85 ft (25 m.) high.

The deep cave plans are very simple; they mainly consist of one long hall, along which rounded bends link straight, probably joint-controlled sections. Only Koonalda has any real branches; in its case one side branch lies 80-90 ft (25-28 m.) above the level of the main hall and the second branch. The general trend of the caves is perpendicular to the coast but the directions do in fact range from NE-SW round to NW-SE.

The floors of the caves consist in parts of angular roof fall, in parts of gravel, silt and clay. Brackish lakes occupy parts of the floors. These range from shallow ones only a few feet deep to very clear, deep and large lakes. The lake in Weebubbie, for instance, is about 500 ft (150 m.) long, 40-100 ft (12-30 m.) wide and 20-30 ft (6-9 m.) deep. The levels of some lakes are known to oscillate as much as 30 ft (6 m.) although there are no river courses in the deep caves which have lakes. These bodies of standing water lie in the regional watertable, which has been contoured by WARD (1945) on the basis of groundwater levels in the various bores put down in the plains. The porosity of the Wilson Limestone has been given as 26% by King and to postulate a continuous watertable in this rock is perhaps more widely acceptable than in crystalline limestone where the question of 'independent karst vessels' or 'karst watertable' is still a very debateable issue. The total absence of dripstone and flowstone deposits in the deep caves may bear on this question because it can be maintained that the high porosity and infrequency of joints may promote seepage of water through the whole rock mass and minimise dripping.

Abra-kurrie Cave does not reach down to the watertable and differs in other respects also from the other deep caves. The rocky slope from the entrance includes a large proportion of water-rounded boulders and the gently inclined floor of the main cave level is almost entirely covered by stream-laid sediments which become finer to the lower end. Intermittent stream courses extend most of the length of the cave, finally running along the foot of the sidewalls and eroding them until they disappear beneath the sediment fill. This difference is obviously related to the fact that a blind valley leads to the entrance, not a simple collapse doline. In the highlying



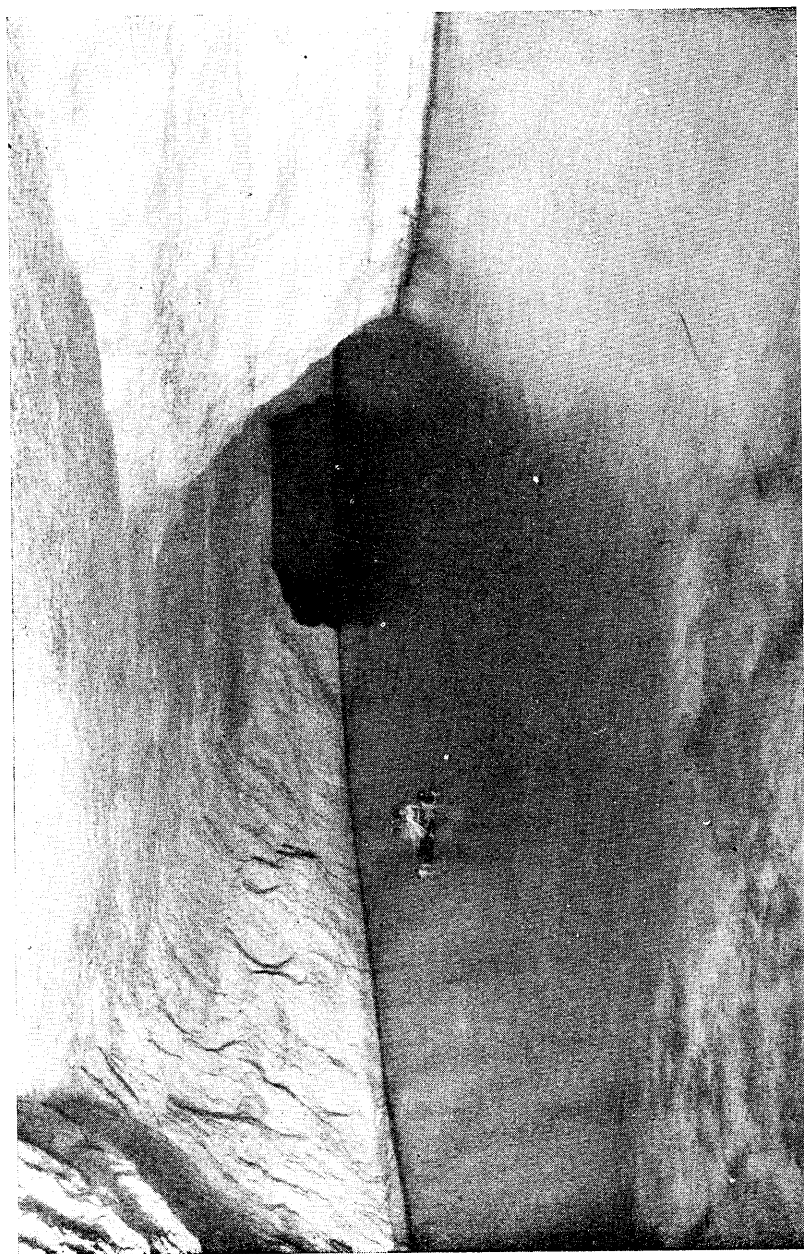


Photo by H. Fairlie-Cunninghame

WEEBUBBIE CAVE: the lake

Northwest Passage at Koonalda Cave there is also evidence of fastflowing water action but here it is relict.

KING has argued that the deep caves are of phreatic origin. But his argument reveals a misleading confusion of the Davis-Bretz theory of solution by slow-moving groundwater well below the watertable with Swinnerton's theory of solution by fast-moving water just below the watertable, which is in itself an oscillating level. TRATMAN (1957) has recently suggested the term 'para phreatic' for these latter conditions but in many ways they have more in common with an advanced stage of vadose stream development. I have discussed King's arguments in detail in my full report and there is not space to repeat it here. In my view the smoothly-arched walls, the rounded domepits and the apse-like ends of halls of the deep caves are not the product of phreatic solution. Rather are they the equilibrium forms resulting from cave breakdown and rock weathering in this context of a weak rock, lying horizontally and but poorly jointed. The presence of *tafoni* (honeycomb weathering) on certain walls in Weebubbie and Koonalda Caves, the widespread occurrence of chalk dust on walls and floors show the readiness of the chalk to crumble away. Moreover the masses of fallen rock retain the angularity they possessed when they fell. If the chambers were completely waterfilled, to smooth by solution the roofs and walls, how then did the fallen blocks escape solution? Moreover the gentle gradient of the cave floors and general trend of the caves towards the coast down the watertable surface, although cited by KING as phreatic characters, support rather classical vadose theory or that of Swinnerton.

It is possible that the theory put forward by GLENNIE (1954) to explain the 'master-caves' of N. W. Yorkshire may fit the deep caves of the Nullarbor Plain. He postulated small scale phreatic preparation as a first phase. Then there is the development of rising and larger stream passages at the outflow from the karst, to which he gave the name of 'artesian' but which fall into the category of 'conduits à eau forcée' of the French literature. These cause an emptying of the upper levels of the phreatic system, which are then modified by vadose stream action and cave breakdown. But the most substantial cave development takes place at the lower ends of these vadose passages where narrow phreatic passages still separate them from the 'artesian' outflows. Here water backs up after rains and there is considerable oscillation of the water level; this is the locus of the big, level master caves. It can be seen that in this respect Glennie's theory is a modification of Swinnerton's. Our knowledge is still far from sufficient to say whether this theory can really be applied to the Nullarbor Plains. There can be little doubt about an early phase of phreatic preparation though down in the Wilson Bluff Limestone it may have been very localised along the few joint-planes. So-called 'artesian' outflows under pressure are not known definitely along the coast though H. Y. L. BROWN (1885) claimed that such exist and the circumstances in many ways resemble those of Yucatan where there are well known submarine



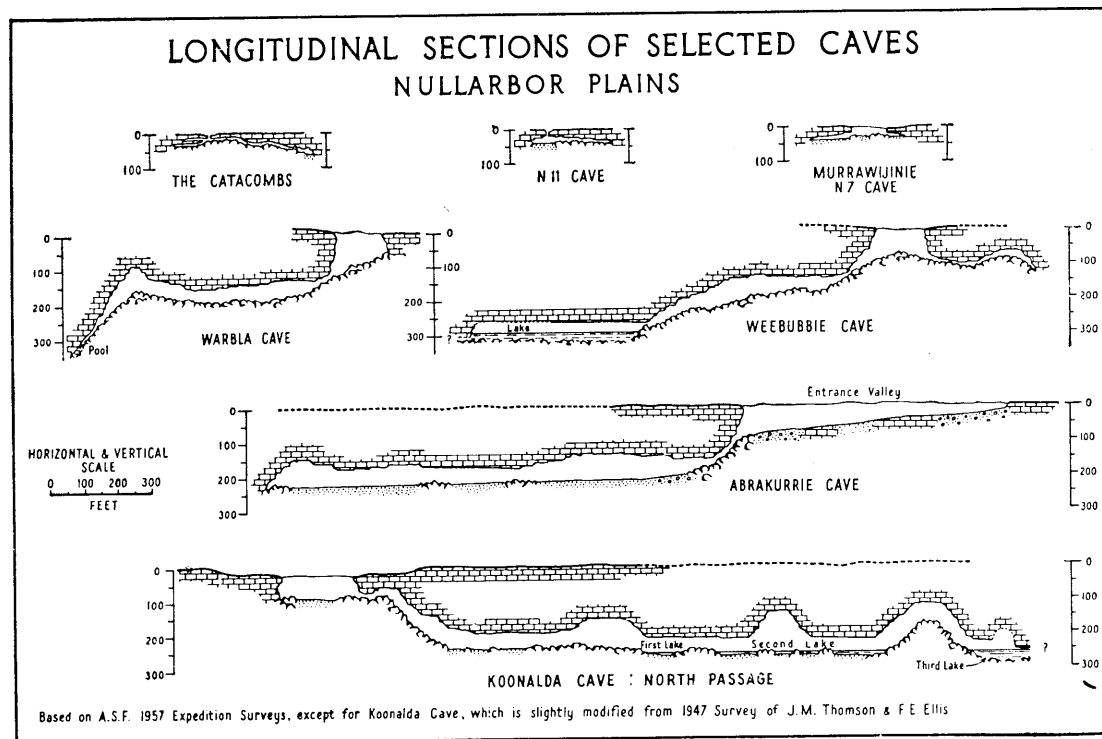
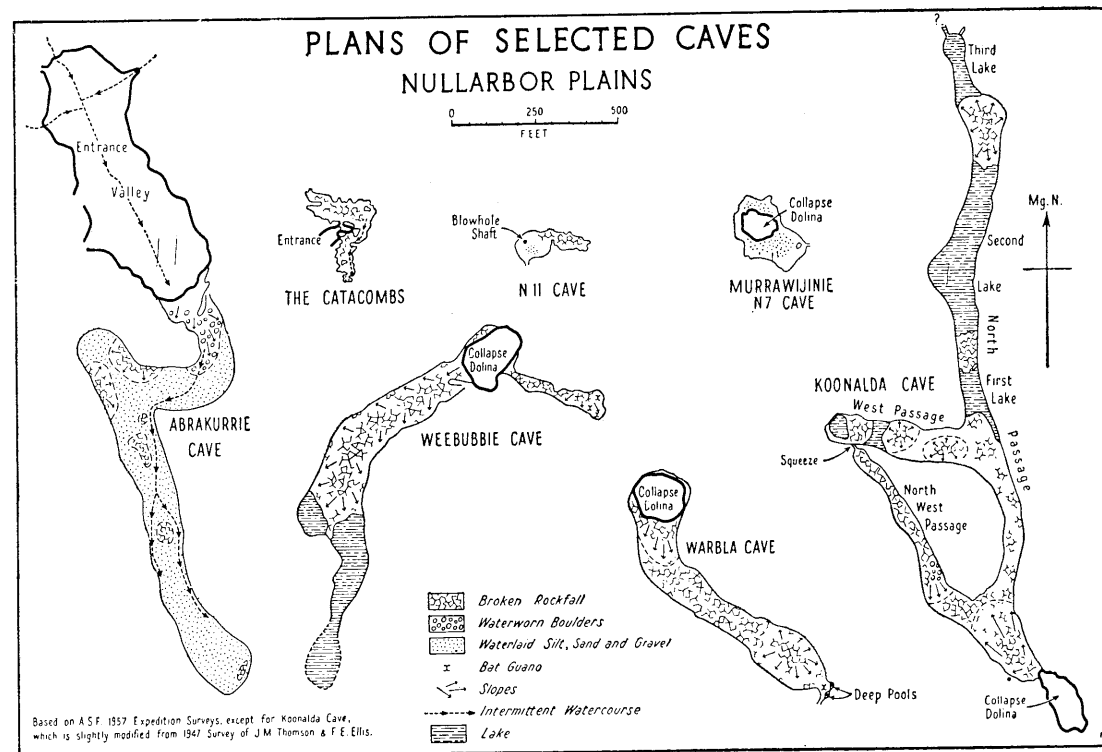


Fig. 3

springs or 'posas' off its coast. More positive evidence and argument in favour of employing Glennie's theory here is necessary; at the moment all that can be said is that it seems to fit our present meagre data best.

GENERAL DISCUSSION OF THE UNDERGROUND MORPHOLOGY

Finally King's views that there is little cave development taking place today and that the present caves are largely the product of Pleistocene pluvial periods need discussion.

The general appearance of the caves today does suggest that the chief modification taking place now is by cave breakdown. The intermittent stream courses in the shallow caves and in Abakurrie seem to be mainly transporting debris rather than eroding rock. This is to be expected where rainfalls are low, evaporation high and the vegetation cover, which is the chief source of carbon dioxide in underground water, so meagre. Two figures for calcium carbonate content of waters given by KING and four of my own samples range from 75 mg/l to 237 mg/l, the high values coming from drips and the low values from the lakes. Even the low ones fall within the range of values from areas of known active cave formation e. g. in Ireland. However the intense concentration of salts by evaporation of runoff in arid countries must be remembered; Corbel cites values of 500 mg/l of calcium carbonate in Saharan waters. However Corbel also states that Saharan waters are almost devoid of free carbon dioxide. Four samples I collected from Nullarbor Caves had free carbon dioxide values ranging from 7-13 mg/l. These should permit further significant solution of limestone. Nevertheless the overriding factor is the small total available amount of water, even though runoff on the Plains goes underground remarkably quickly. There can be little quarrel with the view that cave excavation today is on a very slight scale.

Turning to the question of Pleistocene pluvials, it is true that from the Lake Eyre region to the east there is evidence of much higher lake levels in the Pleistocene and that the salt lake region of Western Australia immediately to the west is regarded as providing evidence of stream courses where none exist now. It is very likely that the Nullarbor did experience heavier precipitation at one or more times in the Pleistocene.

Nevertheless it is hard to attribute to the increase of rainfall to be expected of Pleistocene pluvials here such a rise in watertable as is required by the zone of intense phreatic preparation close to the surface of the Plains. Near the coast the rise in watertable necessary is 200-300 ft (60-90 m.) The possibility that the rise in watertable may have been due to changes in the relative level of land and sea must also be borne in mind. Interglacial high sea levels may have provided the conditions for the high level phreatic preparation of the Plain. The glacial periods with their

lowered sea levels would also lower watertables and it is with the glacials that the pluvials are correlated here. These may have been times of lowered watertables but of strong vadose stream action down to and at the watertables because of heavier rainfall and increased runoff.

Thus changing sea level as well as changing climate will have to be reckoned with in elucidating the evolution of the Nullarbor caves and as yet we know little of either in this region. Many writers have regarded the Nullarbor Plains as exceedingly rich in caves. We must beware of confusing absolute numbers and density of caves. Probably some 200 caves are known at present but only 5 deep ones have so far been discovered. For an area four times that of Switzerland these are far from large figures. It is true that the Plains have not much more than begun to be explored speleologically and it is hard to assess their richness in caves at the moment. However some parts have been fairly well examined e. g. near Nullarbor Station and there the caves seem to be thinly scattered. So it may well prove that the karst of the Nullarbor Plains is retarded in development both of underground features as well as of superficial ones. Pleistocene pluvials do not appear to have ameliorated the climate very drastically in favour of karst development.

Nevertheless Australian speleologists will find much to engage their attentions in the future here and in two respects at least this karst region seem to exhibit features of some individuality, namely the intensity of phreatic preparation of the Nullarbor Limestone and the development of large caves in a limestone which approximates to chalk, the Wilson Bluff Limestone.

#### References

- Only papers to which specific reference is made are cited below; for a fuller bibliography see J. N. JENNINGS, *A Preliminary Report on the Karst Morphology of the Nullarbor Plains* (to be published by the Australian Speleological Federation).
- BROWN H. Y. L. — *A Report on the Geological Character of the Country passed over from Port Augusta to Eucla*. Parl. Pap. S. Australia, N. 45 of 1885.
- GLENNIE E. — *The Origin and Development of Cave Systems in Limestone*. Trans. Cave Res. Group Great Britain, III, 75-83, 1954.
- GIBSON C. G. — *Geological Features of the Country Lying Along the Line of the Proposed Route of the Transcontinental Railway*. Bull. Geol. Surv. W. Australia, N. 37, 1909.
- JONES J. W. — *Examination of the Country Northeast of Eucla*. Parl. Pap. S. Australia, N. 191 of 1880.
- KING D. — *Geological Notes on the Nullarbor Cavernous Limestone*. Trans. Roy. Soc. S. Australia, LXXIII, 52-58, 1950.
- THOMSON J. M. — *The Nullarbor Caves System*. Trans. Roy. Soc. S. Australia, LXXIII, 48-51, 1950.
- TRATMAN E. K. — *A Nameless Stream: Suggested New Term*. Cave Res. Group Great Britain Newsletter, N. 68-9, p. 6, 1957.
- WARD L. D. — *The Occurrence... of Underground Water in South Australia*. Bull. Geol. Surv. S. Australia, N. 23, 1945.

## SECTION II

Chimie, Météorologie souterraine

Géophysique

## Sobre el origen de las vermiculaciones arcillosas

### Résumé

Dans la grande gallerie supérieure de la Cueva del Reguerillo (Sala de los Murcielagos, Madrid, España), l'auteur a découvert des dépôts vermiculés d'argile dans les plus diverses phases de leur formation. D'après l'étude de toutes les formes on doit chercher l'origine des vermiculations dans la progressive dissication d'une mince couche d'argile colloïdale qui recouvrait, sans solution de continuité, la surface où se trouvent. En éfect, on peut observer le passage progressif des le recouvrement presque total par l'argile (le colloïde a abondance d'eau) jusqu'a la phase finale (pre-sque desséché) en passant par diverses phases intermediaires. Dans une phase peu évoluée a l'aspct d'un veritable negatif photographique de ce que sera son aspect final, c'est a dire ce qui apparait plus ou moins vermiculé sont les espaces vides qui commencent à apparaître dans la couche argileuse (qui commence à perdre de l'eau et souffre une rétraction).

### INTRODUCCION

Las vermiculaciones arcillosas (1) han sido, hasta el presente, muy poco estudiadas. Ello es probablemente debido al hecho de tratarse de unas microformas extraordinariamente localizadas y desligadas de las grandes líneas generales de la evolución geomorfológica hipogea.

---

(1) Los espeleólogos españoles denominan a estas microformas *piel de leopardo*. Ni esta denominación ni la de vermiculaciones les es totalmente apropiada, pues, como se verá, en el transcurso de su evolución morfológica varia mucho su aspecto, apareciendo unas veces como gusanos y otras como manchas de piel de leopardo. Hemos conservado, no obstante, la denominación de JEANNEL y RACOVITZA a fin de no complicar la ya de por si poco ordenada terminología espeleológica.

Fueron citadas por primera vez por JEANNEL y RACOVITZA, quienes las hallaron en la Pesterea Mare de la Soronista (Rumanía) (1). Se trataba de vermiculaciones muy simples, en forma de U o Y y sin anastomosis. Su origen lo atribuyeron a los degoteos del agua sobre las paredes carentes de irregularidades.

Posteriormente, DE JOLY describió, en la Grotta de Postumia (Yougoslavia), unas formas poligonales, constituidas por filamentos de arcillas, que posiblemente pueden integrarse en el grupo de las vermiculaciones arcillosas (2). Según el citado autor, su génesis hay que buscarla en la corrosión sobre calizas arcilloso-margasas, de tal manera que el exceso de arcilla se dispone sobre las crestas limitantes de las cúpulas en formación.

En una nota presentada al I Congreso Internacional de Espeleología (3), RENAULT analiza con algún detalle el posible origen de tan curiosas formas, basándose en las observaciones realizadas en el Gran Aven de Canjuers (Francia). Cree que su génesis va íntimamente ligada a la anisotropía de la solubilidad de las calizas, la cual es causa de variaciones en el volumen de los productos de decalcificación eliminados, correspondiéndose las bandas con las líneas de máxima precipitación de la arcilla residual. Es por ello que el citado autor, al agrupar todos los tipos de vermiculaciones en un cuadro sintético, las considera como formas de depósito correspondientes a la familia de las vermiculaciones estructurales.

En el transcurso de las investigaciones realizadas durante la expedición G. E. S. — G. U. M., 1957, a la Cueva del Reguerillo (4), tuvimos la suerte de descubrir un magnífico ejemplo de tales formas, que, por hallarse sus diversas zonas en diferentes fases de su evolución morfológica, permitió un análisis morfogénico.

#### LOCALIZACION DE LAS VERMICULACIONES ARCILLOSAS DE LA CUEVA DEL REGUERILLO

Todas las formas descubiertas se hallan en la gran galería superior de la caverna, concretamente en la Sala de los Murciélagos y cámaras adyacentes. Se encuentran además, sin excepción, desarrolladas en las

- (1) JEANNEL R., RACOVITZA — 7<sup>a</sup> *Enumeration des grottes visitées*. Biospeleologica, n. 54, p. 431, 1 fig. 1929.  
 (2) DE JOLY R. — *Ruissellements et percolations*. Congrès d'Erfond, Comité d'Études des Eaux Souterraines, pp. 54-61, 1934.  
 (3) RENAULT PH. — *Dépôts vermiculés d'argile de decalcification*. 1er Congrès International de Spéléologie, T. II, Sec. 2, pp. 365-69, 1 fot. Paris 1953.  
 (4) Las principales características de la mencionada cavidad, de unos 4 km. de longitud, se hallarán en la introducción de: *Sobre algunas formas periglaciares desarrolladas en la Cueva del Reguerillo*, trabajo presentado en la Sección 1 del Congreso.

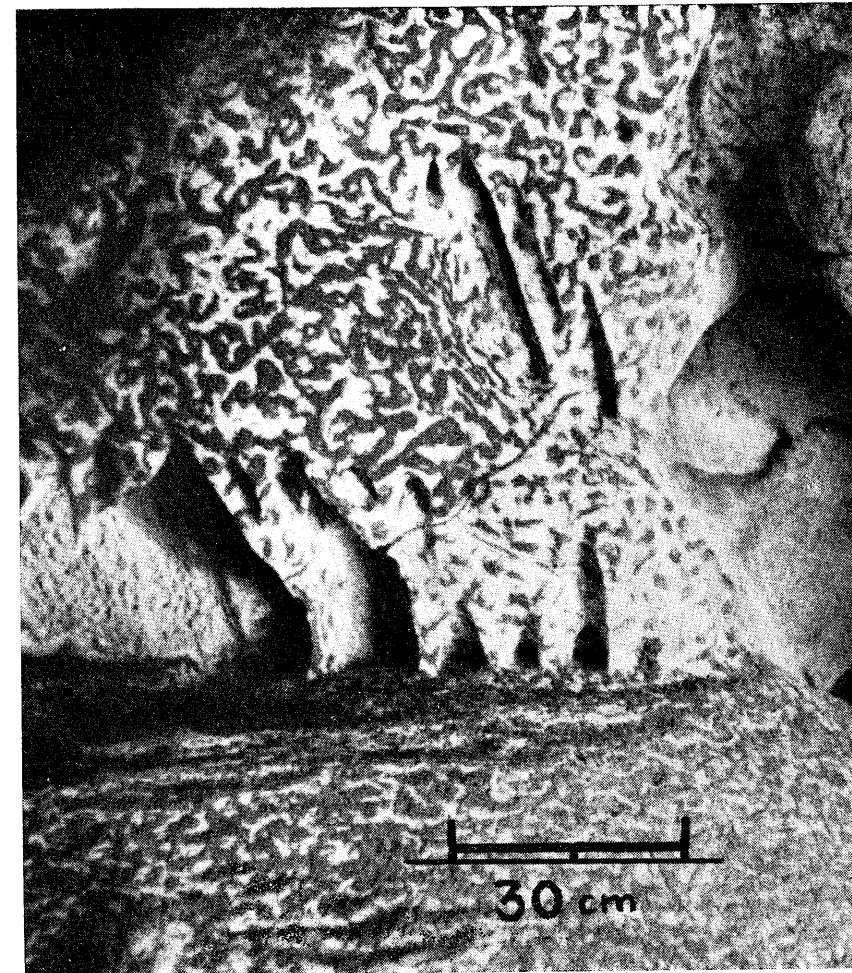


Foto: F. Monmany

Fig. 1 — Cueva del Reguerillo. Vermiculaciones arcillosas en la fase B (*piel de leopardo*).

partes más elevadas de las paredes que limitant la sala, cerca del punto en que comienza la inflexión de la bóveda.

Su localización no guarda la menor relación con el substrato sobre el cual se apoyan, hallándose desarrolladas por un igual sobre las calizas cretácicas, con o sin muestras de erosión, que sobre las costras quimiolitogénicas de revestimiento. Se encuentran, incluso, sobre las estalactitas terminales en que se resuelven algunas coladas litoquímicas, y sobre depósitos de reconstrucción erosionados.

#### MORFOLOGIA Y MARFOGENESIS

##### a) Morfología

La morfología de las vermiculaciones arcillosas varía extraordinariamente en el curso de su evolución, hasta el extremo de que, caso de haberse hallado las dos fases extremas en distinta caverna, o aún en zonas separadas de la misma, sólo un muy detenido estudio hubiera permitido dilucidar que se trataba de un mismo fenómeno.

Pero en la Cueva del Reguerillo no existe tal problema, puesto que, sin solución de continuidad, de una manera progresiva, gradual, puede observarse el paso lateral desde la primera e la última fase de su evolución. A fin de poder efectuar una descripción sistemática, hemos considerado arbitrariamente tres estados: dos fases extremas y una fase intermedia. Repetimos, no obstante, que se puede seguir el cambio sin ningún salto brusco.

##### 1) Fase 1ª: *vermiculaciones negativas* (A, fig. 2)

Llamamos vermiculaciones negativas a esta primera fase, debido a que su aspecto es exactamente el de un negativo fotográfico de lo que sera el depósito en la fase final de su evolución (comparar A con C, fig. 2). En efecto, la roca aparece casi enteramente recubierta por una capa de arcilla coloidal, que posee gran cantidad de agua. Esta ha sufrido una cierta retracción y la disminución volumétrica se ha traducido en la aparición de gran número de pequeñas soluciones de continuidad vermiculiformes.

Durante esta fase, la relación de superficies arcilla/roca desnuda (o costra litogénica) ( $S_a/S_d$ ) presenta un elevado valor.

##### 2) Fase 2ª: *piel de leopardo* (B, fig. 2)

En esta fase de la formación, la disposición de las zonas arcillosas recuerda vagamente las manchas de la piel de un leopardo (fotografía, fig. 1). (En lenguaje espeleológico corriente se denominan también así las demás formas).

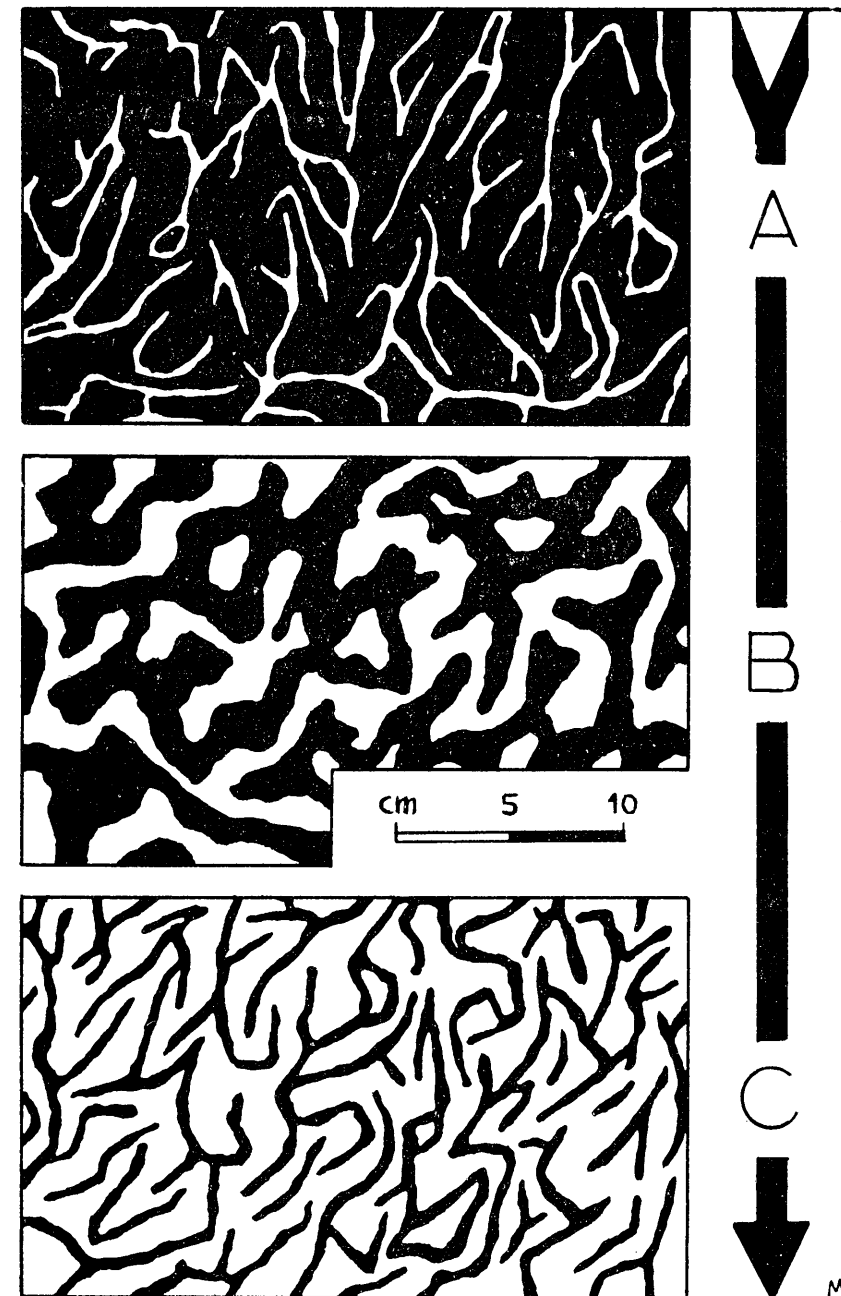


Fig. 2 — Tres fases de la evolución de las vermiculaciones arcillosas. A - *vermiculaciones negativas*; B - *piel de leopardo*; C - *vermiculaciones arcillosas*. (Observese la progresiva disminución de la relación  $S_a/S_d$ ).

El coloide arcilloso retiene una cantidad bastante elevada de agua, pero en una proporción mucho menor que en la fase A. La relación  $S_a/S_d$  tiende a la unidad.

3) Fase 3<sup>a</sup>: *vermiculaciones arcillosas* (C, fig. 2)

Las superficies ocupadas por la película arcillosa han quedado reducidas a simples formas vermiculadas. Su disposición no obedece a ninguna regularidad. (En algunas áreas parece adivinarse un cierto orden en la disposición, pero un detenido examen geométrico revela que se trata de una ilusión, debida a la tendencia que tiene el ojo humano a crear alineaciones inexistentes entre conjuntos de objetos semejantes dispuestos al azar).

La arcilla retiene una cantidad de agua muy reducida, e incluso, en algunos puntos extremos, se halla prácticamente seca, presentando un aspecto semipulverulento. La relación  $S_a/S_d$  presenta valores muy bajos. La relación  $S_a/S_d$  presenta valores muy bajos.

b) *Morfogénesis*

En la región de la Sala de los Murcielagos pueden hallarse formaciones aisladas en las fases A, B o C, pero existe una zona en que se observa, como ya hemos citado, un paso gradual, sin solución de continuidad A - C. La proporción de agua retenida disminuye paulatinamente de un extremo a otro (1), de tal manera que es función del punto ocupado por la zona que consideremos. La relación  $S_a/S_d$  es asimismo función del punto ocupado por la zona que consideremos, apareciendo evidente una correlación entre ambos factores.

Tenemos pues que la evolución sigue el siguiente sentido,

Vermiculaciones negativas → piel de leopardo → vermiculaciones arcillosas  
 $S_a/S_d > 1 \longrightarrow S_a/S_d \approx 1 \longrightarrow S_a/S_d < 1$   
 ————— Disminución proporción  $H_2O$  —————

(1) Ello obedece a una causa espeleometeorológica ya que es igual la edad de las diferentes zonas. Podríamos decir que la tal causa ha hecho envejecer con distinta rapidez los dos extremos de la formación.

Así pues, el origen de las vermiculaciones arcillosas hay que buscarlo en la progresiva desecación de una delgada capa de arcilla coloidal, en un principio uniforme y sin solución de continuidad, la cual, aportada a través de alguna fisura de la roca (diaclasa, plano de estratificación), resbaló lentamente extendiéndose por la pared. La pérdida de agua provocó una retracción de la masa, disminuyendo progresivamente la relación  $S_a/S_d$ , hasta llegar a las típicas vermiculaciones arcillosas (1).

(1) A nuestra manera de ver, este es el mecanismo que engendra las vermiculaciones arcillosas típicas, pero no pretendemos aplicarlo a toda suerte de microformas originadas por el depósito de arcillas sobre roca caliza o costras litogénicas. Creemos que pueden muy bien existir otras formas no típicas que obedezcan a un origen diferente.

## Contribution à l'étude des concrétions carbonatées

### Résumé

L'examen de diverses grottes de France, notamment de celle de Moulis (Laboratoire souterrain du C.N.R.S. dans les Pyrénées ariégeoises) a conduit à préciser les conditions de saturation ou de sursaturation des solutions bicarbonatées nécessaires à la genèse des concrétions normales et excentriques, de calcite et d'aragonite, ainsi qu'à reconnaître divers types de mondmilch constitués par de la calcite, de l'hydromagnésite  $[4 \text{ CO}_3\text{Mg}, \text{Mg}(\text{OH})_2, 4 \text{ H}_2\text{O}]$  et de la huntite  $[(\text{CO}_3)_4 \text{ Ca Mg}_3]$ , suivant qu'on se trouve dans des cavernes calcaires ou dolomitiques. Des essais, poursuivis pendant 2 ans en laboratoire, ont permis la reproduction artificielle, à volonté, des principaux types reconnus.

### INTRODUCTION

Le Centre National de la Recherche Scientifique a réalisé depuis 1950 à Moulis (Ariège) un laboratoire souterrain essentiellement destiné à l'étude de la biologie des animaux cavernicoles; mais il s'est trouvé que la Grotte de Moulis, heureusement choisie par le professeur R. Jeannel en raison de sa riche faune, était en même temps un remarquable centre d'études cristallographiques, grâce à l'abondance de ses concrétions de types variés. Son directeur actuel, le Prof. A. Vandel, a bien voulu nous charger d'en faire l'étude en liaison avec F. TROMBE et PH. RENAULT (1).

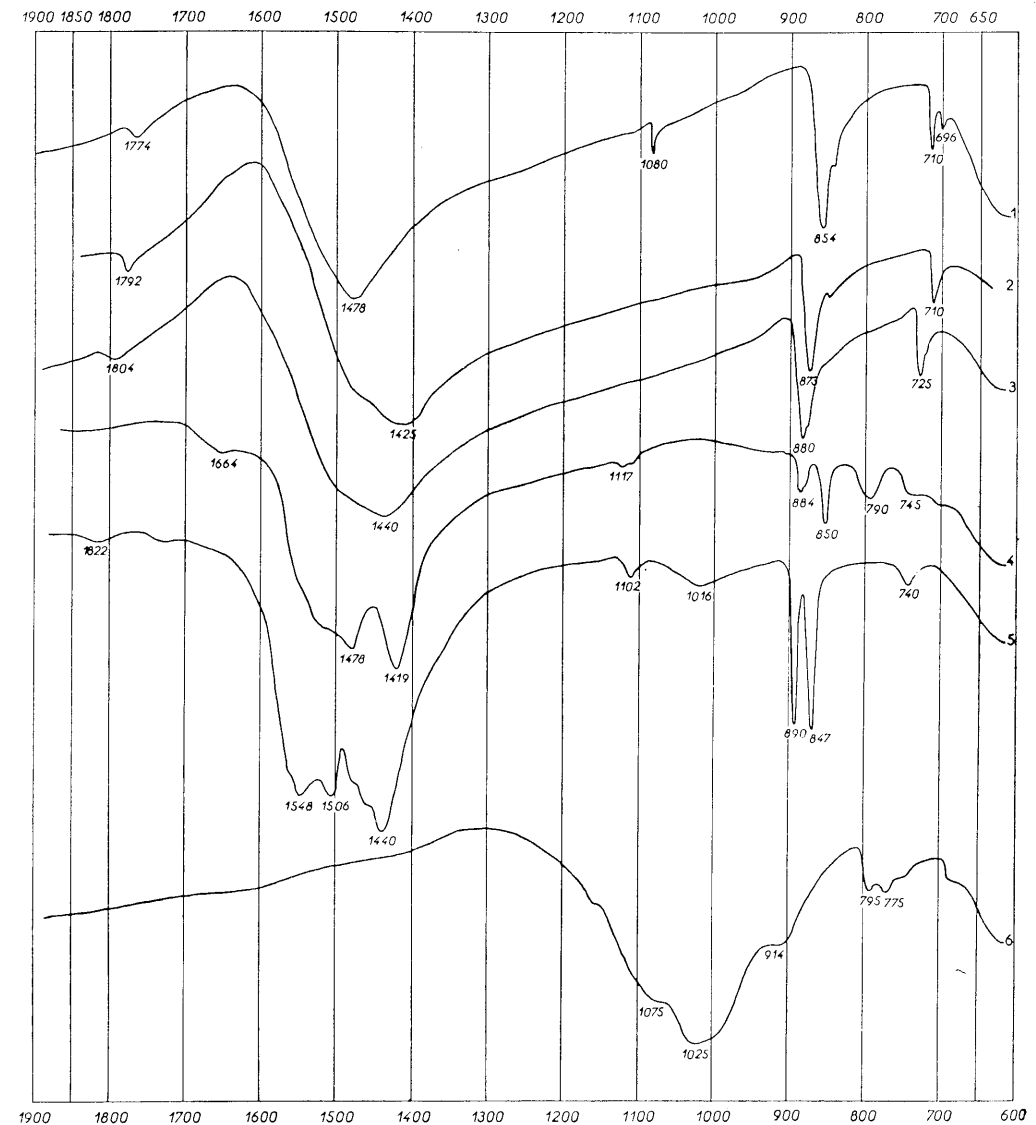
(\*) Professeur de Géologie à l'Institut National Agronomique (Paris), Président du comité National Français de Spéléologie, Membre de la Commission de Spéléologie du Centre National de la Recherche Scientifique.

(1) GÈZE B. et RENAULT PH.: Morphologie des concrétions de la Grotte de Moulis (Ariège), *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, t. 78, 1955, p. 400.

TROMBE F. et FOEX M.: Identification de la calcite et de l'aragonite dans la Grotte de Moulis (Ariège) et le Gouffre de Saint-Paul (Haute-Garonne, *ibid.*, p. 410.

POBEGUIN TH.: Sur les concrétions calcaires observées dans la Grotte de Moulis (Ariège), *C.R.Acad. Sciences*, t. 241, 1955, p. 1791.

GÈZE B.: Les cristallisations excentriques de la Grotte de Moulis, *Publication du C.N.R.S.*, 1957, 16 p. texte, 90 photos.



Spectres infrarouges dans la région de 650 à 2000  $\text{cm}^{-1}$  enregistrés avec un appareil Perkin-Elmer à double faisceau et à prisme en CNa. 1 = Aragonite; 2 = Calcite; 3 = Dolomite; 4 = Hydromagnésite de Moulis; 5 = Huntite de la Clamouse; 6 = Argile de Moulis.

Les positions des bandes sont exprimées en nombre d'ondes, valeur inverse de la longueur d'onde, énoncé en  $\text{cm}^{-1}$ . Les abscisses correspondent aux longueurs d'onde et les ordonnées aux intensités des radiations dans le spectre.



Les premiers résultats obtenus, fort encourageants, nous ont alors poussés à rechercher des termes de comparaison dans d'autres cavernes françaises ou étrangères, à préciser les conditions de genèse des concrétions de calcite ou d'aragonite, ainsi que du « mondmilch », enfin à effectuer en laboratoire la reproduction expérimentale des principaux types reconnus dans les grottes (1).

Nous devons aussi remercier MM. Balsan, Gigon, de Joly, de Lavour, Martin, Renault et Rouire qui nous ont transmis un certain nombre d'échantillons ayant utilement complété la série de ceux que nous avons recueillis nous-mêmes.

Sans doute sommes-nous encore loin d'avoir résolu tous les problèmes posés, mais il nous a semblé utile de présenter ici l'essentiel de nos conclusions, afin que les auteurs qui travaillent dans d'autres pays puissent les confronter avec les leurs et les discuter en connaissance de cause.

#### I. ÉTUDE DES CONCRÉTIONS NATURELLES

Cette étude repose d'abord sur des observations réalisées sur place dans les cavernes, puis sur des examens au microscope en laboratoire, enfin sur l'exécution des spectres infrarouges d'une trentaine d'échantillons de Moulis et d'une cinquantaine d'échantillons provenant d'autres grottes (2), de diagrammes de rayons X (3) et d'une trentaine d'analyses spectrographiques d'émission (4).

Le graphique que nous publions dans la présente note reproduit les enregistrements des spectres infrarouges des principaux minéraux

(1) GÈZE B. : A propos du Montmilch ou Mondmilch, *Bull. Com. Nat. Spéleo.*, 1955, n. 3, p. 2.

GÈZE B., LAGRANGE R. et POBEGUIN TH. : Sur la nature d'un revêtement occasionnel des parois ou du sol grottes (« montmilch »), *C.R.Acad. Sciences*, t. 242, 1956, p. 144.

POBEGUIN TH. : Reproduction expérimentale de concrétions de carbonate de calcium, *Ann. Spéleo.*, t. 12, 1957, p. 5.

BARON G., CAILLÈRE S., LAGRANGE R. et POBEGUIN TH. : Sur la présence de huntite dans une grotte de l'Hérault (la Clamouse), *C.R.Acad. Sciences*, t. 245, 1957, p. 92.

(2) Les spectres infrarouges, avec un appareil Perkin-Elmer à double faisceau et prisme en CINA, ont été réalisés au Laboratoire de Recherches Physiques de la Sorbonne, sous la direction de M. Jean Lecomte, Directeur de Recherches au C.N.R.S.

(3) Les diagrammes de rayons X par la méthode Debye-Scherrer ont été faits au Laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne, sous la direction du professeur Jean Wyart.

(4) Les analyses spectrographiques, entre 2 300 et 5 900 Å, ont été faites par Melle R. Lagrange au Laboratoire de Chimie analytique de l'Institut d'Hydrologie et de Climatologie de la Sorbonne.

dont il sera question, afin de montrer l'intérêt et la précision de cette méthode d'analyse.

Rappelons en premier lieu que la grande majorité des concrétions résulte d'un dépôt de carbonate de calcium par les eaux, mais que celui-ci peut exister sous des formes diverses. La plus courante, en même temps que la plus stable, est la *calcite*, qui cristallise dans le système rhomboédrique. On peut aussi trouver des cristaux d'*aragonite*, variété orthorhombique moins fréquente et moins stable que la calcite. Une troisième variété de carbonate de calcium anhydre, la *vatérite*, a peu de chances de se former, et surtout de se conserver, vu son instabilité en milieu aqueux. Le *carbonate de calcium* dit *amorphe* (gel calcaire) est encore plus instable, mais peut être stabilisé par la présence de phosphate de calcium dans certaines conditions. Quant à l'*hexahydrate de calcium*, étant donné ses conditions très particulières d'apparition (température inférieure à 0°) et sa très grande instabilité, il n'a jamais été observé dans les grottes, bien que sa formation transitoire ait été proposée par quelques auteurs pour expliquer la précipitation de certains « mondmilch ».

Il existe aussi des concrétions de *gypse* [ $\text{SO}_4\text{Ca}, 2(\text{H}_2\text{O})$ ], de *phosphate de chaux* [ $(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}_3$ ], parfois de *phosphate d'alumine*, de *silice anhydre* ou *hydratée*, etc...; mais nous ne les envisagerons ici que très incidemment.

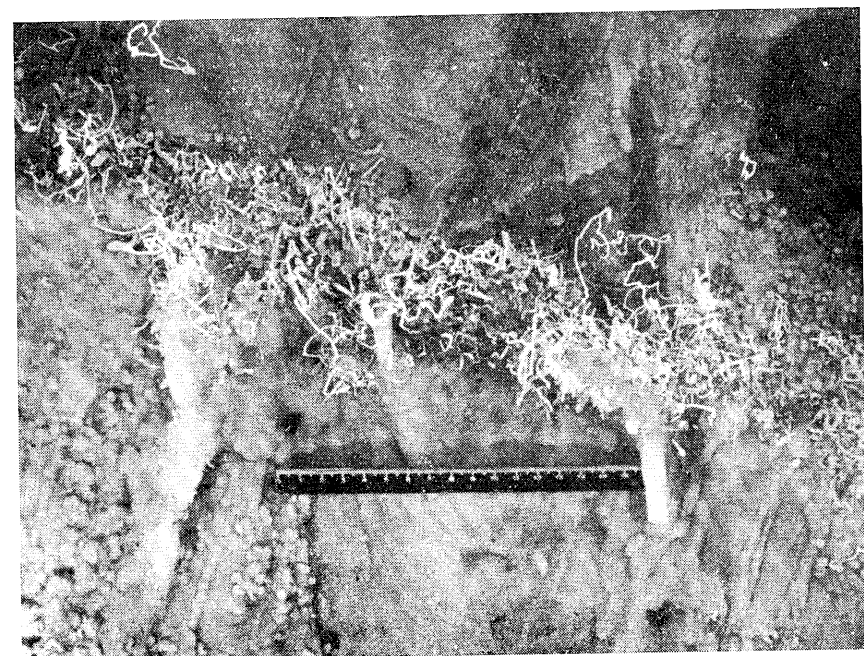
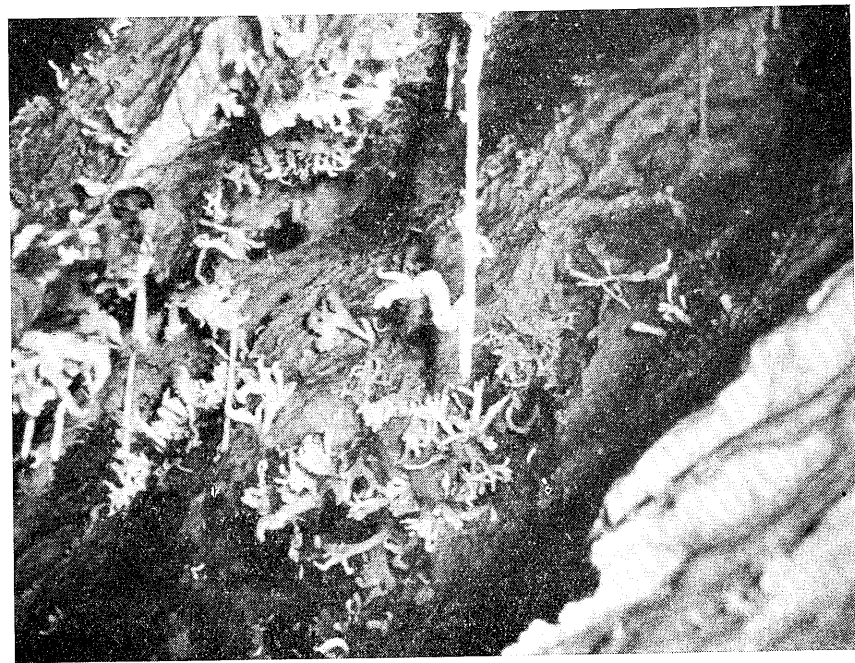
1°) *Les concrétions « normales »* (*stalactites, stalagmites, draperies, coulées, etc.*). Toutes celles que nous avons observées sont en calcite mais elles contiennent fréquemment des impuretés qui les colorent (fer, parfois manganèse). À Moulis, toutes contiennent aussi un peu de magnésium (teneur de 1 à 5% en général), ce qui est normal puisque la grotte est creusée dans des calcaires dolomitiques et dolomies [ $(\text{CO}_3)_2 (\text{Ca}, \text{Mg})$ ]. Il existe en outre des traces de silice, d'alumine et de titane.

Signalons cependant que les stalactites fistuleuses élémentaires, dites vulgairement « macaronis » sont en calcite pure. Lorsqu'elles sont plus épaisses, pleines, parfois en bouquets, elles sont aussi le plus souvent en calcite pure, avec fréquemment une partie périphérique transparente et cristallisée d'une façon radiale bien définie, tandis que leur partie axiale est opaque et formée de calcite anarchique.

Très exceptionnellement, nous avons rencontré des revêtements stalagmitiques en phosphate tricalcique, ceux-ci ne pouvant d'ailleurs se réaliser, semble-t-il, que dans des conditions très particulières, qui ont été étudiées dans le Quercy et le Gard (1).

2°) *Les concrétions « excentriques »* (Planches I à III). Nous utilisons ce terme dans son sens habituel français, c'est-à-dire pour désigner

(1) GÈZE B. : Les gouffres à phosphate du Quercy, *Ann. Spéleo.*, t. 4, 1949, p. 89.



2

PLANCHE I. — 1: Excentriques de calcite sur parois dolomitiques et sur stalactites fistuleuses de calcite (Grotte de Moulis).  
— 2: Excentriques de calcite alignées sur une fissure colmatée par de l'argile, qui intéresse à la fois la paroi dolomitique et son revêtement stalagmitique (Grotte de Moulis).

des concrétions dans lesquelles les forces de cristallisation prédominent par rapport à l'influence de la pesanteur, quelle que soit leur nature minéralogique. Les stalactites n'ont alors pas de « centre » (en coupe), ou plutôt pas d'axe plus ou moins proche de la verticale.

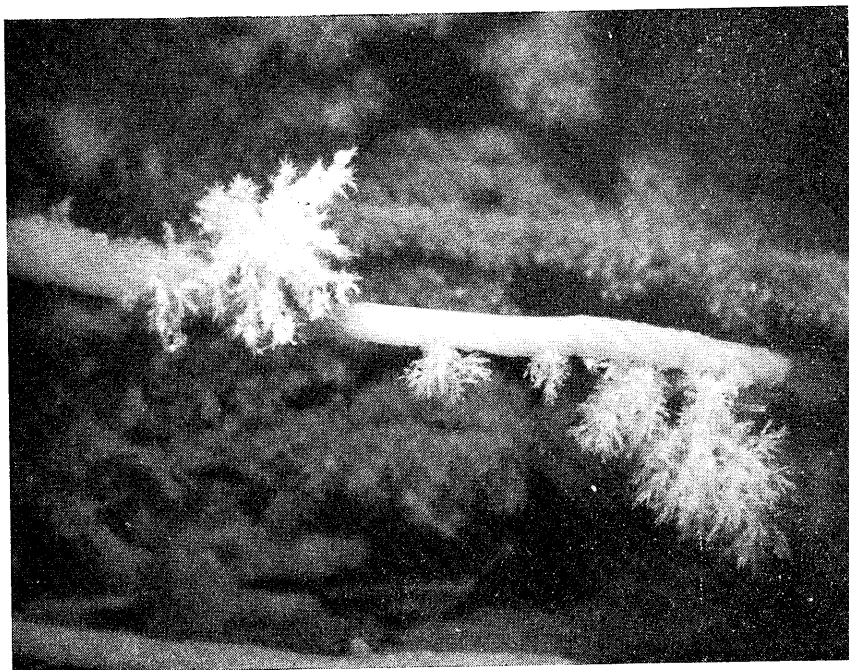
Nous avons constaté que les types très irréguliers, « filiformes », « vermiformes », ou « serpentiformes », « ramilles », etc. sont soit en calcite, soit en calcite mélangée à un peu d'aragonite. De plus, les formes buissonnantes et en « choux-fleurs » montrent fréquemment la présence d'argile. Le même fait se retrouve dans les petites pointes et formes tubulaires qui hérissent parfois la surface de macaronis altérés opaques, ce qui tendrait à prouver que ces excroissances résultent d'un suintement postérieur à la genèse du tube principal et d'un type un peu différent.

Les touffes, houppettes ou rosaces de cristaux très fins et très aigus, pouvant passer à de petites baguettes rayonnantes ou prenant parfois un magnifique aspect « plumeux », sont en aragonite pure, mais elles cristallisent rarement sur la roche nue et présentent presque toujours un support (petit tubercule, concrétion « normale » ou « excentrique ») en calcite ou en mélange de calcite et d'aragonite. Ce sont les belles aiguilles transparentes d'aragonite qui sont les plus pauvres en magnésium (moins de 1%).

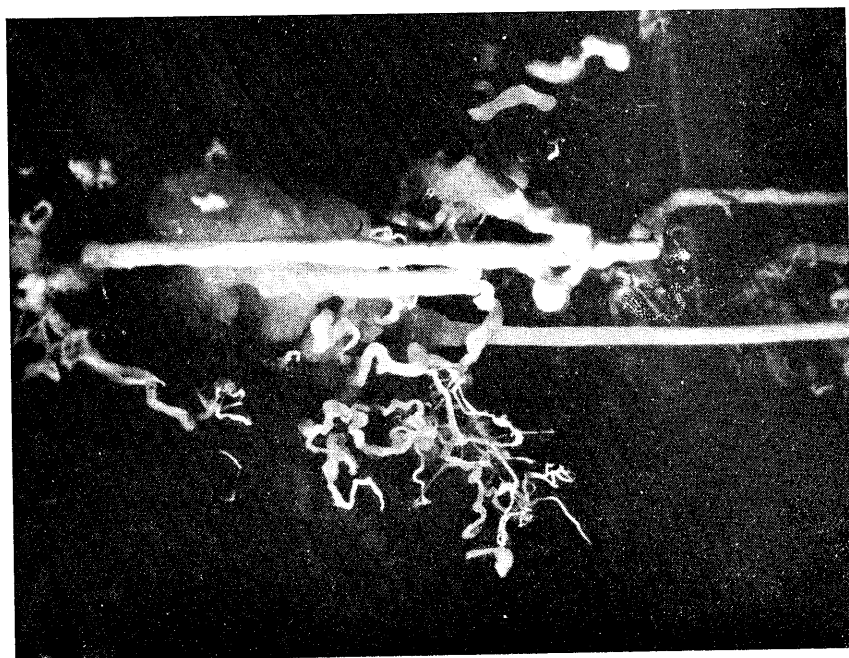
Il semble que le développement des formes excentriques, qu'elles soient de calcite ou d'aragonite ne peut se réaliser que si la solution carbonatée qui les alimente arrive par des conduits capillaires ou par des pores assez fins. En effet, la croissance sur des stalactites fistuleuses normales s'observe seulement lorsque celles-ci sont bouchées: la solution gagne l'extérieur en s'infiltrant entre les clivages de la calcite, d'une façon lente et par un suintement quasi imperceptible. Lorsque les excentriques naissent directement sur la roche nue, celle-ci n'est pas un calcaire compact à fissures larges, mais un calcaire finement poreux (exemple des calcaires crayeux du Périgord à la grotte du Grand Roc, près des Eyzies), plus fréquemment encore, un calcaire dolomitique, ou une dolomie (exemples des grottes de Moulis dans l'Ariège, de Courniou et de la Clamouse dans l'Hérault, d'En-Gorner dans les Pyrénées-Orientales, etc.).

On peut alors considérer que les capillaires, souvent observés dans les excentriques, ne sont que les prolongements de ceux de la roche sur laquelle elles se développent. Dans ce cas, leur « germination » aussi bien sur les parois ou le sol qu'à la voûte s'explique simplement, car les minuscules suintements qui les causent parviennent de tous côtés dans les cavités et non d'une façon préférentielle vers la voûte, comme c'est le cas pour les calcaires largement fissurés.

La pousse sur des stalagmites, sur de vieilles concrétions qui ne paraissent plus alimentées normalement, ou parfois sur des ossements épars sur le sol, peut sembler encore plus étrange. Elle s'explique cependant de la même façon: on trouve toujours des suintements capillaires dans ces masses dont la calcite constituante peut très bien se dissoudre



2



1

PLANCHE II. — 1: Excentriques de calcite sur stalactites fistuleuses de calcite colmatées (Grotte de Moulis).  
 2: Touffes « plumieuses » d'aragonite sur stalactite fistuleuse de calcite colmatée, déviée de la verticale par un courant d'air venant essentiellement de la gauche de la photographie (Grotte de Moulis).

et se reconcrétionner quasi sur place en provoquant la genèse d'excentriques. Peut-être n'est-il même pas nécessaire qu'il y ait alimentation par des eaux venant de l'intérieur de la roche encaissante. L'eau de condensation apportée par l'air humide de la caverne, qui contient du gaz carbonique, semble suffire dans bien des cas.

En outre, le rôle de l'argile dans la naissance des excentriques paraît souvent capital. Sa réaction acide permet la remise en mouvement des carbonates déjà concrétionnés (exemple de la pousse d'excentriques sur des revêtements stalagmitiques fissurés, au dessus d'argile). De plus, l'argile, qui joue aussi le rôle « d'accumulateur d'humidité », colmate fréquemment des fissures trop larges pour que des excentriques puissent y apparaître. La perméabilité en grand de la roche fissurée est remplacée par une porosité en petit qui laisse suinter les solutions très lentement et se montre donc spécialement favorable à la genèse d'excentriques : filiformes ou vermiformes de calcite, parfois touffes d'aragonite, pouvant contenir en leur sein des minéraux de l'argile, sont innombrables dans ces conditions.

Enfin, l'observation des excentriques dans les cavernes nous montre déjà le rôle incontestable des courants d'air, qui nous sera précisé par l'expérimentation. Ils ne semblent pas obligatoires pour les excentriques de calcite, qui grandissent souvent en tous sens, bien que l'hypothèse de petits « circuits de convection » quasi imperceptibles demeure la plus vraisemblable pour expliquer les formes qui paraissent éviter un obstacle, se diriger au contraire vers un point privilégié (fond d'une cupule, perforation dans une paroi, espace entre deux concrétions), ou qui s'enroulent sur elles-mêmes en donnant des spirales et des tores complets. Par contre, la grande majorité des touffes et « plumets » d'aragonite s'allongent manifestement du côté d'où vient un courant d'air prédominant. On peut même dire qu'il se développe des concrétions d'aragonite uniquement dans les portions de cavités où les courants d'air sont nettement sensibles. Nous en donnerons plus loin l'explication.

3<sup>o</sup>) *Types variés de concrétions* (« gours », « sapins », « perles », « disques », « feuilles », etc.). Incidemment, nous avons réalisé quelques observations sur ces types divers, pour lesquels nous ne chercherons pas d'ailleurs à présenter ici autre chose que des remarques sommaires.

Tous les dépôts de gours que nous avons étudiés sont en calcite seulement chargée en impuretés courantes (argile notamment). Il en est de même pour la très curieuse formation du « Quai aux fleurs » signalée par G. de Lavour à Padirac (aiguilles branchues de calcite dont nous ne connaissons pas d'équivalent). Dans la plupart des cas, l'explication habituelle de la genèse des gours par dépôt de calcite flottante sur un obstacle limitant un bassin d'eau tranquille, ou de dépôt direct dans la zone d'évaporation maxima à la tête d'un petit rapide, nous paraît devoir être retenue.



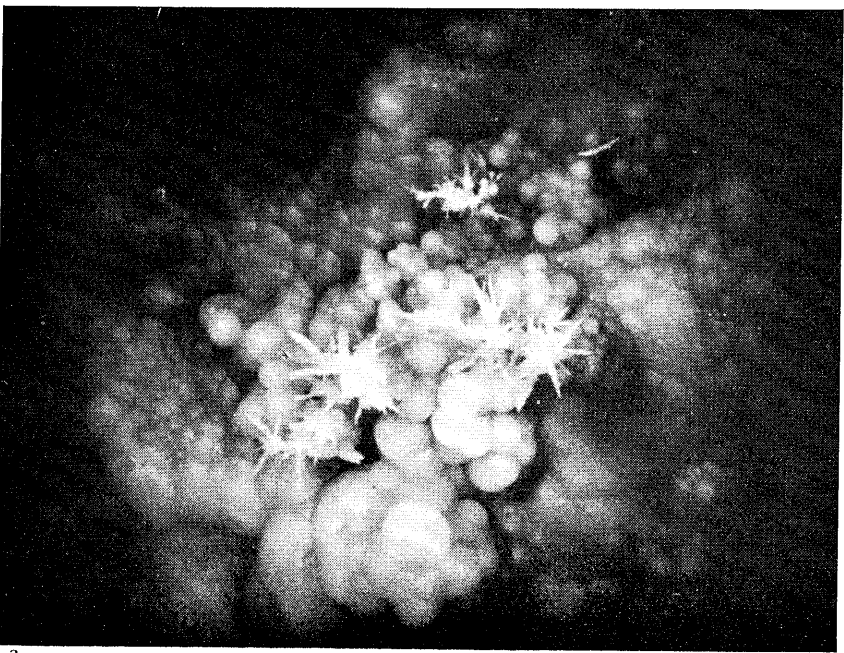
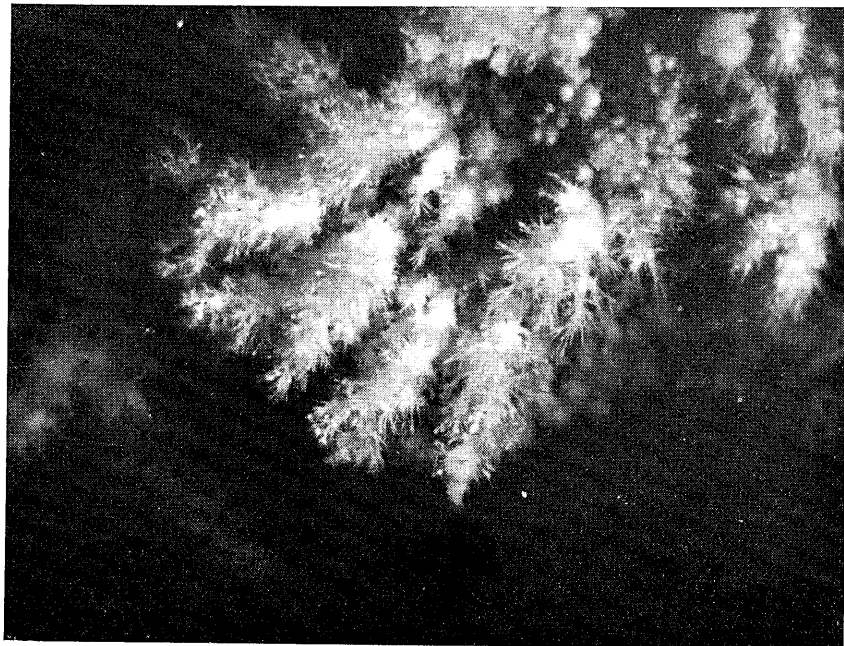


PLANCHE III. — 1: Grandes touffes «plumeuses» d'aragonite sur parois dolomiques (Grotte de Moulis).

— 2: Petites houppes d'aragonite sur «choux-fleurs» et revêtements stalagmitiques de calcite (Grotte de Moulis).

Dans le creux situé en amont d'un gour, naissent fréquemment au dessous de l'eau de beaux cristaux de calcite en « dent de cochon », qui peuvent se terminer à la surface de l'eau par des « calices de calcite » de coupe quadrangulaire ou triangulaire (Grotte du Grand Roc et gouffre de Proumeyssac, près des Eyzies; grotte d'En-Gorner, près de Villefranche de Conflent; grotte de la Clamouse, dans les gorges de l'Hérault). Sur le rebord du gour, ou également en amont, lorsqu'il est sec semble-t-il, peuvent apparaître des sortes de fausses stalagmites de calcite, très mélangée à de l'argile, et qui atteignent plusieurs centimètres (exemple des « Cent-mille soldats » de la grotte de Trabuc, dans le Gard).

Un type voisin correspond à ce que nous avons appelé des « sapins d'argile » à Moulis, où ces concrétions se développent aux dépens du dépôt argileux d'un lac temporaire : mais dans ce cas la base de la minuscule concrétion est en calcite et aragonite, tandis que ses pointes sont en calcite et argile (1).

Les perles des cavernes que nous avons étudiées (Grotte de la Clamouse, Aven d'Orgnac) sont exclusivement formées de pellicules de calcite disposées concentriquement et parfois recristallisées radialement (pisolites normaux). Cependant, des perles provenant de la source thermique de Lamalou-les-Bains (Hérault) nous ont montré une partie centrale formée d'un mélange de grains de calcite et de touffes de très fines aiguilles d'aragonite. La température élevée des eaux explique sans doute la genèse d'aragonite dans ce dernier cas très spécial.

Enfin, en liaison avec l'une des expériences qui sera mentionnée plus loin, il nous semble que l'on peut expliquer la genèse des curieux « disques » ou « palettes » et des grandes « feuilles » des stalagmites du type Aven Armand ou Aven d'Orgnac, tous en calcite, par des remontées des solutions carbonatées et non par de problématiques effondrements d'anciens planchers stalagmitiques ou éclaboussures de gouttes tombant des voûtes. A l'aven d'Orgnac notamment, nous avons constaté la présence de véritables petits gours d'eau stagnante à la base du « pétiole » des grandes feuilles (qui dépassent parfois le mètre). A la façon des « sels grimpants », la solution calcitique remonte le long de la feuille pour aller former un nouveau dépôt sur le bord supérieur, lieu d'évaporation maxima, et permettre ainsi une croissance à peu près continue d'après un mode très différent de celui des stalagmites courantes.

4<sup>o</sup>) *Le mondmilch*. La substance blanchâtre, onctueuse au toucher et plastique lorsqu'elle est gorgée d'eau, qui revêt parfois les parois

(1) CAUMARTIN V. (*C.R.Acad. Sciences*, t. 245, p. 1758) a reconnu dans les « sapins d'argile » de Moulis des colonies très denses de *Perabacterium spelei* (nov. gen., nov. sp.) et suppose que cette bactérie pourrait être à l'origine de ces curieuses formations.

rocheuses ou les concrétions des cavernes et à laquelle on donne le nom de mondmilch, montmilch, bergmilch, etc. nous a réservé plusieurs surprises.

D'abord, il nous est apparu que cette appellation était appliquée à des minéraux fort différents et qu'il ne s'agissait donc que d'un « faciès » commun à ces divers minéraux placés dans des conditions analogues. Schématiquement, nous sommes amenés à distinguer :

a) *mondmilch d'altération physique ou biologique* semblant résulter d'une attaque des concrétions calcitiques normales. Dans tous les cas, les stalactites, stalagmites, coulées, qui se transforment ainsi, prennent un aspect « pourri » et ne semblent plus « vivantes », c'est à dire en phase de croissance du point de vue des spéléologues. R. de Joly (1) avait déjà envisagé le processus d'altération physique en supposant un effrittement des concrétions après dessèchement; V. Caumartin (2) a proposé récemment une influence biologique prédominante. En tout cas, nous avons observé un tel type de mondmilch dans de nombreuses cavernes, par exemple: Aven d'Orgnac (Ardèche), Grotte du Portillou et Tute Lacoste près de Moulis (Ariège), Grotte du Bichon (Jura neuchâtelois), Grotte de Cacahuamilpa (Mexique), etc.

Le plus fréquemment, on a affaire à un mondmilch « sale » où de l'argile s'associe à des cristaux à contours mal définis sous le microscope ou en filaments tordus, enchevêtrés et fibreux. Néanmoins, les passages existent aussi vers des types plus « propres » à peu près dénués d'argile, dans les mêmes cavités. Il semble qu'il s'agisse toujours d'un mondmilch calcitique, un seul cas (Tute Lacoste) ayant indiqué en plus la présence de dolomie.

b) *mondmilch de néogénèse*, paraissant se former directement sans la présence antérieure nécessaire de concrétions normales ou excentriques, mais pouvant se trouver en rapport avec elles.

Exceptionnellement, le passage existe ici aussi à des types plus ou moins riches en argile, cependant on a affaire le plus souvent à un mondmilch « propre », pratiquement dénué d'impuretés. Les cristaux sont nets sous le microscope (généralement baguettes droites, dentelées ou curvilignes, fins fuseaux ou granulations suivant les types), mais il peut s'agir de minéraux variés :

(1) « Faisons le point », *Actes 1er Congr. nat. Spéleo., Mazamet, 1939*, p. 24.

(2) Selon cet auteur (*op. cit.*) l'analyse chimique des stalactites de la grotte de Cougnac (Lot), recouvertes de mondmilch, révèle la présence, outre le carbonate de calcium, de carbonate de fer, de phosphates, de chlorures, de sulfates et de nitrates en quantité suffisante pour permettre, dans ce milieu humide, l'installation du *Perobacterium spelei*, puis d'une florule microscopique qui, par la production de tartrates et de succinates, provoquerait la désagrégation du substratum, donc le développement du mondmilch.

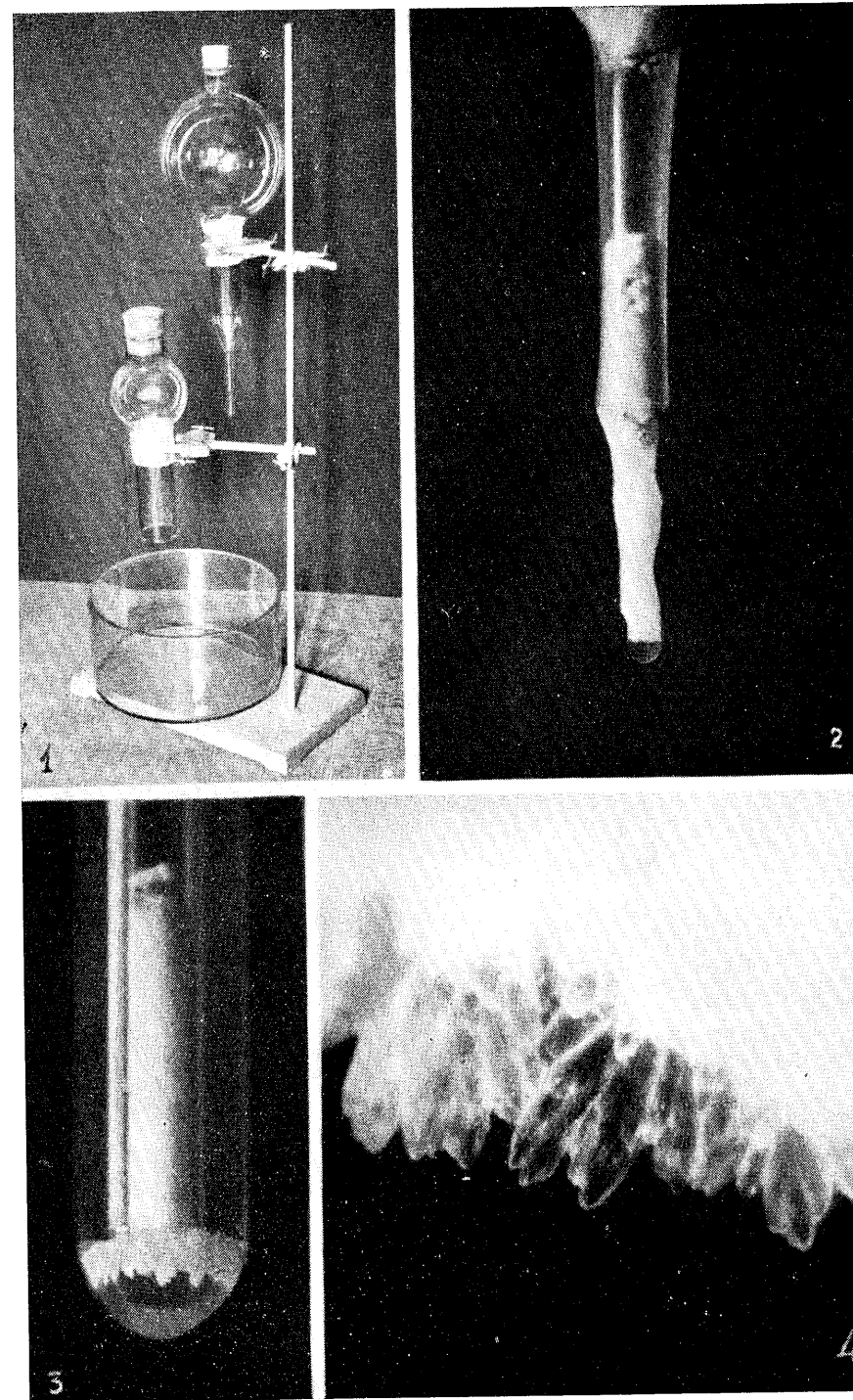


PLANCHE IV. — 1: Appareils utilisés pour les essais de reproduction artificielle: tube à boule, ampoule à décantation, cristalliseur (réduit 12 fois).  
 — 2: Stalactite fistuleuse (« macaroni ») de calcite, formé à l'extrémité du tube d'écoulement d'une ampoule à decantation (x 1,25 environ).  
 — 3: Début de la formation d'un « macaroni » (x 3 environ).  
 — 4: Extrémité du « macaronid » n° 2 (x 50 environ).

1. Cas des grottes dans les calcaires: Le mondmilch est toujours calcitique, ainsi que nous l'avons vérifié pour les grottes de Clapade (Millau, Aveyron), de l'Espugne (Saleich, Haute-Garonne), l'aven d'Ornac et le gouffre Antoine (Jura suisse).

2. Cas des grottes dans les dolomies: Le mondmilch est soit de la calcite soit de l'*hydromagnésite* [ $4\text{CO}_3\text{Mg}$ ,  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ,  $4\text{H}_2\text{O}$ ], ainsi que nous l'avons trouvé à Moulis, à la grotte de Malaval (Lozère), à la grotte d'En-Gorner (Pyrénées-Orientales). L'hydromagnésite de Moulis ne contient que très peu de calcium (de l'ordre de 1‰ à 1%) et seulement des traces (plus petit que 1‰) d'autres corps.

La grotte de la Clamouse (St-Guilhem-le-Désert, Hérault) nous a livré un mondmilch à la fois calcique et magnésien formé de *hunitite* [ $(\text{CO}_3)_4\text{CaMg}_3$ ]. Ce minéral, découvert dans une grotte américaine (Culant Creek, Nevada) et indentifié par Faust en 1953, n'avait jamais été signalé ailleurs à notre connaissance.

Il semble intéressant de noter en outre que ces divers mondmilch magnésiens sont associés à la présence d'aragonite en fines aiguilles ou en cristaux plus gros et souvent corrodés, dans tous les cas observés. Bien plus, dans la grotte d'En-Gorner, l'hydromagnésite pure se trouve seulement en paquets blancs sur les cristaux d'aragonite, tandis que le mondmilch formé au voisinage, directement sur paroi rocheuse, est en calcite pure. Nous n'avons pas encore d'explication satisfaisante à proposer.

Dans le cas de mondmilch de néogénèse calcitique, il peut y avoir dissolutions et recristallisations répétées, de sorte que les cristaux restent propres tout en présentant des traces de corrosion (calcite d'En-Gorner par exemple). Par contre, les aiguilles d'hydromagnésite ne paraissent jamais remaniées.

c) *mondmilch de réaction chimique* (1), semblant résulter de l'attaque des concrétions calcitiques par le guano de chauve-souris notamment. À la grotte de la Zinzulusa (près de Santa Cesarea, côte d'Otrante, Italie), un mondmilch très abondant et d'aspect typique ne renferme en réalité ni calcite, ni aragonite, ni carbonate magnésien. C'est un phospho-carbonate dont on peut supposer qu'il s'est formé par réaction du phosphate d'ammoniaque présent dans le guano qui encombre la grotte sur le carbonate de calcium des parois et des concrétions antérieures à ce dépôt organique.

Ces exemples nous montrent qu'il est impossible de distinguer à l'oeil ce que peut être réellement un mondmilch. Le microscope lui-même ne suffit pas, les cristaux étant extrêmement petits dans la majorité

(1) Paragraphe ajouté après le Congrès et faisant état des premiers résultats de l'étude d'échantillons recueillis au cours des excursions de ce Congrès.

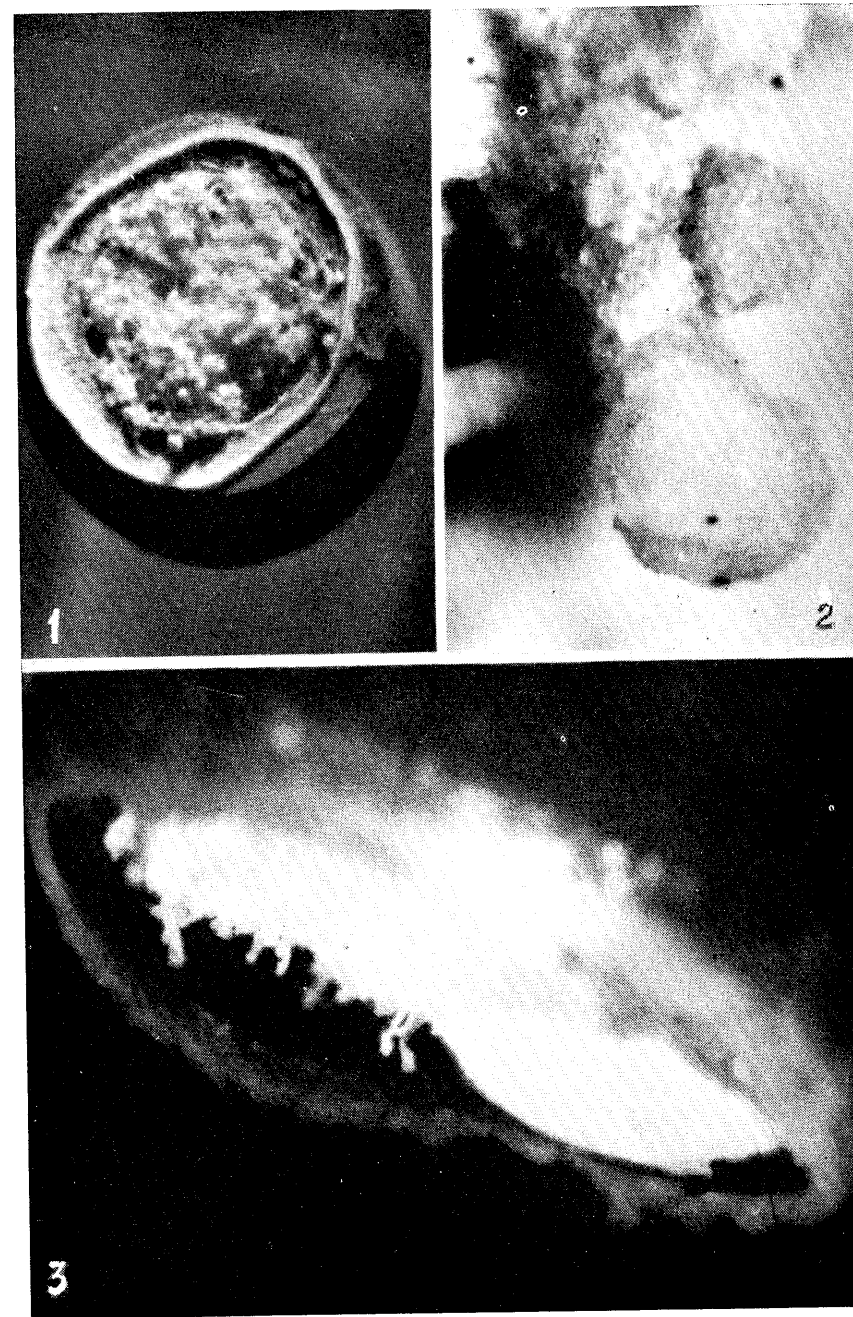


PLANCHE V. — 1: Extrémité du tube d'écoulement d'une ampoule à décantation, prolongé par un petit tuyau de caoutchouc, avec suintement irrégulier (x 4,5 environ).  
— 2: Détail des protubérances de calcite de l'extrémité du tube précédent (x 60 environ).  
— 3: Petites excentriques formées au bout du tube d'écoulement d'une ampoule à décantation, avec arrêts et reprises de l'écoulement (x 14 environ).

des cas. Des spectres infrarouges, des diagrammes de rayons X (qui ne sont valables que dans le cas où les produits sont cristallins) et des analyses spectrographiques d'émission (pour préciser les traces d'éléments étrangers) sont nécessaires.

## II. ESSAIS DE REPRODUCTION ARTIFICIELLE

A partir d'une solution obtenue en agitant du  $\text{CO}_2\text{Ca}$  pur pulvérisé dans de l'eau de Seltz puis en laissant reposer, et à l'aide de quelques appareils très simples, il a été possible de reproduire au Laboratoire un certain nombre de concrétions analogues à celles observées dans les grottes et de comprendre le mécanisme de leur formation.

1.) *Reproduction de concrétions « normales » et « excentriques ».* (Planches IV et V).

a) Des ampoules à décantation sans robinet, de tailles diverses, dont le tube d'écoulement est bouché à la partie inférieure par de la ouate hydrophile bien tassée pour filtrer la solution et régulariser le débit, ont laissé couler des gouttes très lentement (toutes les 2 à 5 minutes, ou quelques gouttes par jour). Au bout du tube s'est formé une stalactite fistuleuse, tube creux régulier dit « macaroni », de 5 à 7 mm de diamètre, poussant sensiblement de  $\frac{1}{2}$  à 1 cm par mois (pour une goutte toutes les 2 à 5 minutes). Si le débit est plus rapide, il ne se forme rien ; s'il ralentit beaucoup, le tube calcaire ne croît plus mais tend à se boucher. Si la goutte ne tombe plus, l'extrémité du tube restant humide, il ne se forme pas de macaroni, mais un revêtement plus ou moins épais de cristaux enchevêtrés en protubérances diverses. Dans le premier cas, l'apport constant de solution ne permet pas une sursaturation dans la goutte et c'est de la calcite qui se forme ; dans le second cas la solution s'évapore au fur et à mesure qu'elle suinte, elle peut se sursaturer et il se forme soit de la calcite soit de l'aragonite - ceci, même à une température de 11 à 12°. S'il y a des arrêts et des reprises de l'écoulement, il peut se produire des changements de direction au cours de la croissance des petites protubérances calcaires et il y a apparition - en modèle réduit - d'excentriques (de l'ordre de  $\frac{1}{2}$  à 1 millimètre).

b) De gros tubes en forme de verres de lampe, obturés à la partie inférieure par une couche d'argile en poudre fine de 3 à 6 cm de hauteur maintenue par de la soie à bluter, et soigneusement bouchés à la partie supérieure, ont été utilisés pour laisser suinter extrêmement lentement la solution bicarbonatée à travers l'argile. Suivant les conditions, il se forme soit de la calcite, soit de la calcite et de l'aragonite, soit même de la calcite et de la vaterite (si la température est supérieure à 15 ou 16° et l'évaporation suffisamment rapide).

2°) *Reproduction de types variés de concrétions (« perles », « bulles », « mondmilch »)* (Planche VI).

a) L'étude de l'écoulement des gouttes provenant des ampoules à décantation dans des récipients divers a permis d'intéressantes observations : de petites perles de caverne ont pu être fabriquées en laissant tomber les gouttes soit dans un petit cristalliseur rempli jusqu'aux bords de terre tamisée, soit dans un godet de cire à modeler de courbure adéquate (il ne s'en forme pas dans des verres de montre, la courbure du fond étant insuffisante).

b) Dans certains cas les éclaboussures provenant de la chute des gouttes peuvent se calcifier instantanément à leur surface et donner de petites bulles calcaires creuses à pellicule extrêmement fine, analogues aux « calcite bubbles » décrites par Warwick et Railton (1).

c) De l'argile provenant de la grotte de Moulis ayant été placée en mottes irrégulières dans le fond d'une boîte de Petri, si l'on fait arriver lentement de la solution bicarbonatée dans le fond de la boîte de façon qu'elle imbibe l'argile par voie ascendante, le liquide entraîne certains sels solubles de l'argile, en particulier des produits soufrés, et les concrétions qui se forment, apparaissant toujours à la partie la plus élevée des reliefs, sont constituées par du gypse et non par du calcaire. Ce gypse est cryptocristallin et fait songer à un faciès de mondmilch.

d) Le suintement par un orifice très fin situé à l'extrémité supérieure d'un petit tube de verre horizontal a donné un revêtement mince sur les parois extérieures du tube ; dans un cas, ce revêtement a révélé, au microscope, une structure analogue à celle de certains mondmilch calcitiques.

## III. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Quelles conclusions pouvons-nous tirer de ces expériences, en les rapprochant des observations faites sur les concrétions naturelles ?

D'abord qu'il est possible, dans des conditions expérimentales simples, de reproduire la majeure partie des concrétions trouvées dans les grottes, à la taille près évidemment puisque nous ne disposons pas des siècles nécessaires à la formation de certaines d'entre elles. A partir d'une même solution, que l'on peut considérer comme saturée à la température de l'expérience (ces températures variant entre 10 et 20°) et avec des appareils élémentaires, il est possible d'obtenir revêtements, stalactites

(1) Voir « British Caving », London, Routledge and Kegan Paul, 1953, p. 64.



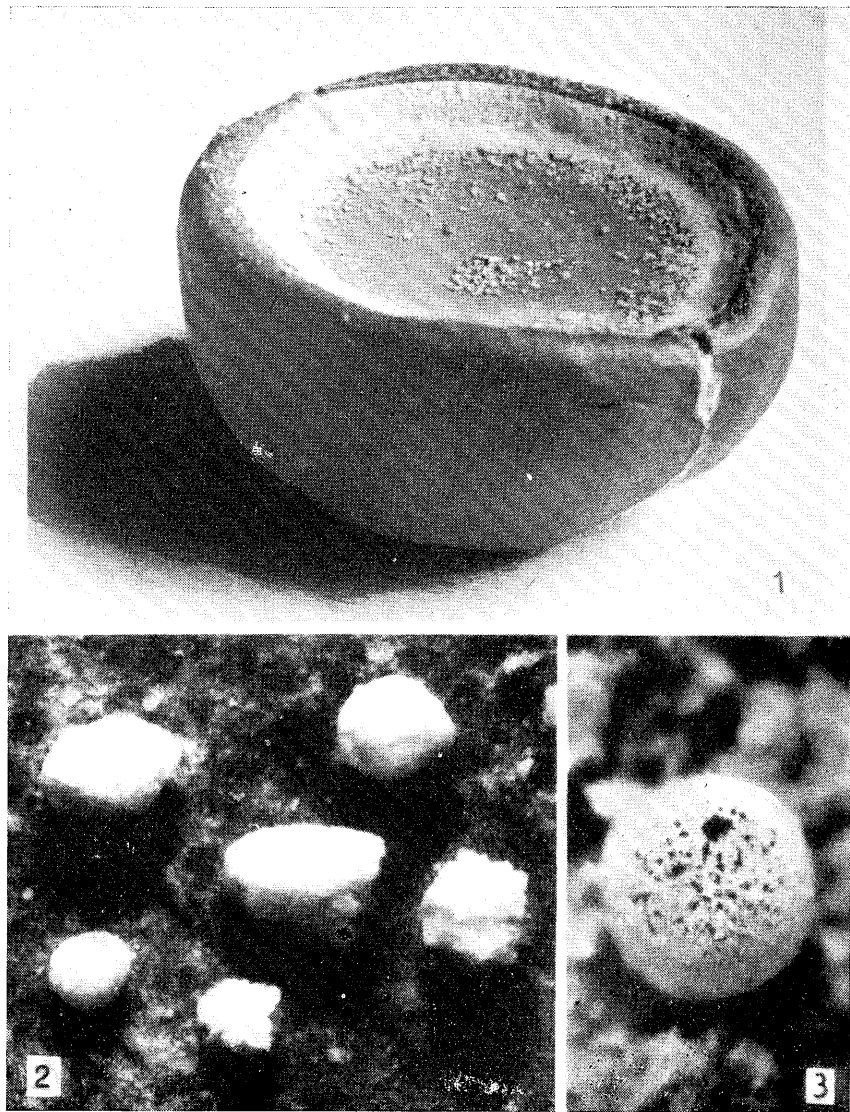


PLANCHE VI. — 1: Godet de cire à modeler (grandeur naturelle).  
 — 2: Perles de calcite dans le fond du godet de cire (x 17,5 environ).  
 — 3: Bulle creuse de calcite sur argile, dans une petite boîte de Petri (x 50 environ).

pleines ou fistuleuses, « choux-fleurs », excentriques et même mondmilch dans des temps de l'ordre de l'année, parfois de quelques mois.

Ensuite que l'apparition de calcite ou d'aragonite, voire même de vatérite, peut être expliquée par une loi physique simple: le fait essentiel réside dans les possibilités de saturation et de sursaturation des solutions bicarbonatées à leur émission, cette sursaturation dépendant elle-même, bien évidemment, de la pression du gaz carbonique dans l'atmosphère environnante, des facilités d'évaporation et de perte du  $\text{CO}_2$  dissous, donc de facteurs comme les courants d'air et le degré d'humidité de cet air.

Lorsque la cristallisation est lente dans un milieu renouvelé (apport régulier d'eau bicarbonatée qui goutte en certains points ou coule le long des parois) la concrétion formée est toujours en calcite: revêtements, draperies, macaronis,... Lorsque apport et évaporation sont de même ordre, la solution peut se sursaturer, dépasser la limite de sursaturation en calcite et atteindre la limite de sursaturation en aragonite, et c'est alors cette dernière qui précipite (en effet, quelles que soient la tension du gaz carbonique et la température, l'aragonite est toujours un peu plus soluble que la calcite). Donc, si l'eau persiste sans couler, s'évaporant au fur et à mesure de son apport, la concrétion peut être formée, suivant le degré de sursaturation atteint, soit par de la calcite, soit par un mélange de calcite et d'aragonite, soit par de l'aragonite. Si la tension du  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère est faible et la température suffisamment élevée, il peut même précipiter de la vatérite, mais les conditions nécessaires à son apparition doivent être rarement réalisées dans les grottes; de plus, il faut que l'assèchement de la concrétion se fasse relativement vite, sinon la vatérite, instable en milieu aqueux, se transforme en calcite.

Ceci permet de comprendre et d'expliquer l'apparition, à Moulis et dans d'autres grottes, de merveilleuses touffes transparentes d'aiguilles d'aragonite sur des macaronis de calcite, aragonite se formant vraisemblablement en des points de suintement lent (fines fissures?) et se développant sur une génératrice du tube calcaire, dans le sens du courant d'air. En ce qui concerne les stalactites excentriques de calcite, présentant de brusques changements de direction, il semble que leur apparition soit conditionnée par deux phénomènes: suintement à travers un substratum à pores très fins (souvent de l'argile, parfois, une concrétion calcaire déjà formée) et suintement très irrégulier, allant d'une humidité qui peut être considérable à la dessiccation, avec alternance des périodes d'écoulement et d'arrêt, probablement dans des zones de courant d'air variables; les reprises du dépôt peuvent alors se faire soit sur d'autres faces du cristal de tête (angle correspondant au rhomboèdre de calcite), soit en un autre point de la concrétion (bifurcations), soit dans une direction quelconque. A Moulis, il est fréquent de voir des plages de fines excentriques entourées d'auréoles d'humidité sur le plafond ou les parois argileuses de certaines salles, ou le long des fissures de la dolomie bouchées par de l'argile.

En ce qui concerne l'imprégnation remontante des argiles à l'air libre par la solution bicarbonatée, les substances chimiques contenues dans ces dernières jouent un très grand rôle, en particulier les produits soufrés: comme nous l'avons vu, ce sont des sulfates qui précipitent préférentiellement par évaporation rapide aux sommets des reliefs.

Cette étude « *in vitro* », bien que sommaire, permet, semble-t-il, de comprendre les processus d'apparition d'un grand nombre de concrétions rencontrées dans les grottes, tant au point de vue de leur forme que de leur constitution.

### Discussion

M. DUBOIS: Quel est le pourcentage de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  contenu dans l'eau recueillie dans le cristalliseur et a-t-on pu établir une relation entre la quantité initiale de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , celle employée pour la formation de la concrétion et celle finalement recueillie ?

M. GÈZE: Ces mesures n'ont pas été faites dans nos expériences. D'ailleurs, les conditions étant un peu artificielles (gaz carbonique à refus dans le réservoir d'alimentation) on ne pourrait conclure directement pour la genèse des concrétions dans les grottes.

M. DUBOIS: La nature pétrographique du récipient influence-t-elle la forme et la composition des perles formées ?

M. GÈZE: Dans nos expériences, il n'y a pas eu d'influence sur les perles, mais je rappelle le fait cité dans la communication, à savoir que, sur un bloc d'argile placé dans le récipient, se sont développées, par remontée, des petites concrétions sulfatées et non carbonatées.

M. CIGNA: Comment avez-vous fait pour la détermination de la calcite et de l'aragonite dans les concrétions ?

M. GÈZE: Nous avons employé la réaction de Meigen pour des reconnaissances rapides, mais les études précises ont été faites avec des spectres infrarouges et des diagrammes de rayons X.

M. CHOPPY: Il est certain que, comme l'a dit Monsieur Gèze, des stalactites déformées par le vent, soit en plumeau, soit empâtées et présentant une forme globuleuse, croissent en sens inverse du courant d'air d'été. Toutefois dans certaines grottes (Grotte des Deux Soeurs - Isère - France) ou l'inversion du courant d'air est démontrée ou très vraisemblable (Grotte E. D. F. du ravin d'Arpidia - Basses Pyrénées - France) on peut se demander si ce n'est pas au contraire le courant d'air d'hiver qui est responsable du phénomène.

## Observations sur les dépôts des cavités du Massif du Mont Perdu (Pyrénées Centrales)<sup>(1)</sup>

### Résumé

Au cours de récentes explorations dans les grottes glacées du Mont Perdu de nouvelles observations sont venues compléter celles signalées lors du Premier Congrès International de Spéléologie. Elles se rapportent à l'évolution des différentes cristallisations de glace.

Lors du premier Congrès International de Spéléologie en 1953, nous avons présenté avec J. DU CAILLAR (1) une série d'observations effectuées la même année dans les cavités glacées du massif du Marboré - Mt Perdu. Depuis lors, notre groupe a organisé chaque année une expédition dans ce massif. De nouvelles cavités glacées ont été explorées. De même, nous avons pu étudier l'évolution des formations glaciaires dans les cavités déjà connues. C'est la synthèse des faits observés durant 6 années, entre 1953 et 1958, que nous donnons ici.

### I. - LOCALISATION DES CAVITÉS GLACÉES ET CONDITIONS DE LEUR EXISTENCE.

Le massif du Mt Perdu est le plus haut massif calcaire d'Europe Occidentale culminant à 3.352 m. La zone prospectée se situe entre le Taillon (3.143 m.) à l'Ouest et le Sound de Ramond (3.130 m.) à l'Est. C'est une zone de terrains calcaréo-schisteux d'âge Crétacé supérieur - Eocène, d'environ 8 kms de long sur 1,5 de large, d'altitude comprise en moyenne entre 2000 et 3000 m. Le versant nord français est très abrupt (cirque de Gavarnie) et dépend du bassin versant atlantique. Le

(\*) Spéléo-Club Alpin Languedocien, Montpellier (France).

(1) Recherches effectuées par le Spéléo Club Alpin Languedocien.

versant sud espagnol est de pente plus régulière et se rattache au bassin versant méditerranéen.

Actuellement, nous avons exploré: 32 grottes glacées; une cinquantaine de gouffres glacés.

Ces chiffres ne se rapportent qu'aux cavités trouvées glacées de manière permanente, c'est-à-dire où la glace persiste pendant les mois d'été. Il existe, en plus, un assez grand nombre de cavités glacées temporaires (hiver-printemps) dont nous ne tenons pas compte ici.

Dans toutes les cavités du massif, la glace résulte de la congélation de l'eau. Nous n'avons observé nulle part la transformation directe de névés en glace, comme c'est le cas pour la glace d'un glacier de surface. L'élément réfrigérant essentiel est l'air froid, dû à la grande altitude. Les possibilités de renouvellement d'air dans une cavité auront une grande importance dans la glaciation. Aussi il convient de distinguer, avec F. TROMBE (2), deux grands types de cavités glacées:

- 1) - cavités non aérées;
- 2) - cavités aérées.

#### 1 - CAVITÉS NON AÉRÉES.

Ce sont des grottes ou des gouffres isolés sans relation actuelle avec des réseaux hydrologiques et, par suite, sans circulation d'air. Elles jouent le rôle de véritables pièges à air froid, ou se solidifient toutes les petites arrivées d'eau (percolation, eau de fonte de névé). Ces cavités se répartissent ainsi dans le massif:

À partir de 2000 m.: gouffres à neige, généralement sans glace avec possibilité de formations de glace lorsqu'il existe des salles latérales.

À partir de 2.200 m.: gouffres à neige avec glace toujours présente.

À partir de 2.500 m. (versant N) et 2.600 m. (versant Sud): grottes glacées.

Cet étagement des cavités glacées paraît logique, le gouffre étant morphologiquement un meilleur piège à air froid que la grotte.

Pour le massif, on constate que:

Les cavités de ce type sont les plus nombreuses: plus des trois quarts de celles explorées.

Leurs dimensions sont toujours modestes: gouffres de 10 à 80 m. de profondeur - grottes de 10 à 100 m. de longueur. Ainsi, le volume total de glace, surtout pour les gouffres, sera faible.

Les données physiques déterminant la glaciation (température, pression, degré hygrométrique) paraissent constantes par suite de l'absence de circulation d'air. Il en résulte une grande stabilité dans l'aspect glaciaire des cavités: au cours de 6 étés d'observations, nous n'avons constaté aucune variation notable des formations de glace, malgré d'importantes va-

riations de la température moyenne externe de chaque été. Il semble que la masse de glace de chaque cavité constitue un élément réfrigérant permanent et stable pouvant s'opposer aux variations positives de la température externe.

Il paraît exister pour chaque cavité un « équilibre glaciaire » qui doit permettre la formation de nouvelles glaces et la fonte des anciennes. De cet équilibre résulte le fait que chaque cavité a une morphologie glaciaire typique non variable au cours des années, malgré la formation constante de nouvelles glaces.

#### 2 - CAVITÉS AÉRÉES.

Les cavités aérées sont celles en relation avec des réseaux hydrologiques dans lesquels les différences de pression entre les divers orifices conditionnent l'installation de courants d'air plus ou moins violents. Pour toutes les cavités de ce type, le brassage d'air constitue un fait capital qui, suivant les saisons et les divers points du réseau, va favoriser ou empêcher toute glaciation. Le phénomène de glaciation sera donc avant tout évolutif, s'opposant ainsi nettement au caractère statique des cavités non aérées.

Dans le massif du Mont Perdu, il y a lieu de considérer pour les réseaux aérés, le cycle suivant:

Régime d'hiver et de printemps: *glaciation*.

Régime d'été et d'automne: *déglaciation*.

Remarquons que ce rythme est semblable à celui qui se produit annuellement pour les névés et glaciers de surface en montagne.

#### A - RÉGIME D'HIVER-PRINTEMPS - FACTEURS DE GLACIATION.

Dans le massif du Mt Perdu, les chutes de neige sont très abondantes: 3 à 7 m. par an. L'épaisse couverture neigeuse obture tous les orifices, le grand froid empêche la fonte (température moyenne d'hiver à l'observatoire du Pic du Midi de Bigorre à la cote 2870: -15).

Donc, au total, pendant la majeure partie de l'hiver, il n'y a aucune possibilité de formation importante de glace. Notons que dans les cavités, le froid s'atténue rapidement: les thermomètres à minima placés par Rosh depuis 30 ans à la grotte Devaux ne sont pas descendu au dessous de -3, alors que la grotte Devaux constitue le point le plus bas du grand réseau du Gave de Pau souterrain et par suite, celui qui doit, théoriquement, contenir les masses d'air les plus froides de ce réseau. Il n'en reste pas moins que nous avons la preuve que l'air des cavités atteint des températures nettement inférieures à 0°.

Au début de la fonte (printemps) les premières eaux de fonte ou de percolation vont arriver aux points bas ou restent les masses d'air les plus froides. Il va ainsi se former de grandes quantités de glace. Le meilleur exemple est celui de la grotte Devaux, point de résurgence du Gave de Pau souterrain. Il s'y produit au printemps un amas très important de glace qui obture complètement la grotte et empêche l'eau de résurger. Ce barrage souterrain arrive à résister de 15 à 30 jours puis semble céder sous la pression de l'eau, mais il en reste encore de nombreux fragments visibles pendant les mois d'été. Ce phénomène explique le retard de mise en route de la Grande Cascade du Cirque de Gavarnie par rapport aux autres cascades du même Cirque, alimentées par la fonte directe des névés.

Donc, il semble qu'au moment de la fonte des neiges, se produisent les plus grandes accumulations de glace.

#### B - RÉGIME D'ÉTÉ-AUTOMNE - FACTEURS DE DÉGLACIATION.

Dès que la fonte est assez importante pour dégager les orifices des cavités, il s'établit un régime de courants d'air descendants, dont l'importance est fonction de la longueur et du dénivelé du réseau. L'air chaud aspiré en surface balaie l'intérieur des cavités provoquant des réchauffements notables. Dans toutes ces cavités aérées, nous avons observé l'été des températures variant de +2 à +6. même dans les cavités de très haute altitude (plus de 300 m.). Dans ces conditions, toutes les glaces qui ont pu se former disparaissent dans les galeries principales (4) aérées et ne persistent que dans quelques galeries latérales (piège à air froid). Nous avons ainsi exploré sur 2,2 km. de longueur la grotte Devaux (2840 m.) sans rencontrer de glace si ce n'est dans 3 petites salles latérales à l'entrée. De même, à l'Aven du Marboré (2900 m.) on ne trouve aucune glace sur plus de 1,2 km. de galeries explorées. De manière générale, tous les avens en relation avec des réseaux souterrains sont déneigés et sans glace par suite de l'importante entrée d'air extérieur.

Cependant, lorsque dans les réseaux souterrains, le dénivelé est tel que la circulation d'air produite est faible, il semble intervenir deux facteurs importants pour les conditions de déglaciation:

*La position altimétrique de l'isotherme moyen 0° pendant les mois d'été :*

Dans le massif cet isotherme se situe vers 2700 m. Toutes les cavités aérées sous cette cote sont généralement sans glace. De plus, l'isotherme peut subir durant des années exceptionnelles de grands déplacements positifs ou négatifs occasionnant ainsi, dans les cavités, des gels ou des dégels très spectaculaires parce que très rapides. Durant l'été 1957, le réseau lapiaz des Izards - grotte Casteret s'est presque entièrement déglacé en moins d'un mois. Les grands piliers de glace de plusieurs mètres

de périmètre signalés en 1929 par N. CASTERET et existant encore en 1956 se sont effondrés; cette année-là, pour faire la traversée complète du réseau, il était nécessaire de s'immerger dans 1,50 m. d'eau. Par contre, en 1958, la grotte glacée Casteret était à nouveau, entièrement reglacée.

*Le microclimat externe régnant aux alentours de la cavité: expositions, présence de névés ou de glaciers, chutes d'eau...*

Ces facteurs peuvent créer des anomalies positives ou négatives dans le tracé de l'isotherme 0° et conditionner ainsi l'installation de glace. Nous avons pu en observer de beaux exemples dans les grottes glacées du Casque et de la Tour du Marboré. Dans quelques cas, il y a influence réciproque entre la cavité glacée et l'extérieur: ainsi dans les points bas des réseaux souterrains, l'existence d'un courant d'air froid sortant conditionne l'établissement d'un névé de surface qui lui-même refroidit les abords de la cavité. Cette observation s'avéra très fructueuse pour nos prospections: toute ouverture de galerie ayant à sa base un névé était l'assurance d'une grotte à circulation d'air. C'est ainsi, qu'en 1953, nous avons découvert la Grotte Glacée n. 1 des Izards d'où sortait un violent courant d'air froid. L'obturation, définitive par la glace, de l'étréture d'entrée pendant l'hiver 1953-54 a amené dès l'été 1954 la disparition du gros névé des Izards, pourtant mentionné sur la carte Schrader levé il y a plus de 60 ans.

En conclusion, il semble que dans les cavités aérées quelle soit leur altitude, il y a tendance générale, au cours de l'été, à la disparition complète ou partielle de la glace. Cette disparition est complète dans tous les amonts des réseaux souterrains et dans les galeries principales aval. Sauf cas locaux (salles ou galeries latérales formant pièges à air froid), la masse de glace accumulée dans le réseau aval sera toujours très réduite.

#### C - CLASSIFICATION DES CAVITÉS AÉRIÉES.

L'état glaciaire d'une cavité aérée dépend de la position qu'elle occupe dans un réseau souterrain donné et surtout de l'aptitude de ce réseau à créer une circulation d'air. Aussi à chaque type de réseau souterrain, correspondra un certain nombre de possibilités de cavités glacées. Nous conservons pour la définition de ces types la classification proposée dans notre dernière note (1):

##### *Réseaux profonds.*

Largement développés dans la masse calcaire et de dénivelé important: absence presque totale de glace sur toute la longueur du réseau (réseaux de l'Aven du Marboré, du Gave de Pau souterrain, etc...):

Cavités situées dans l'amont du réseau: absence totale de glace. Tendance à la fonte des névés de surface près des points d'absorption d'air.

Cavités situées dans l'aval du réseau: possibilité de faible accumulation de glace, strictement limitée aux zones de sorties ou aux galeries latérales.

#### *Réseaux superficiels.*

Situés à faible distance la surface topographique et de dénivelé faible (grotte glacée Casteret, grottes du Casque, etc...).

Cavités sous la cote 2700: absence totale de glace sauf cas local.

Cavités au dessus de la cote 2700: possibilités d'importantes masses glaciaires sur tout l'ensemble du réseau. La persistance de ces glaces dépendra directement de la variation de position de l'isotherme  $0^{\circ}$  des mois d'été, c'est-à-dire de la durée d'insolation pendant l'été.

#### *Réseaux mixtes.*

On ne connaît dans ce massif qu'un réseau de ce type (réseau de la grotte des Izards) peu éloigné de la surface topographique mais à dénivelé important (360 m.) occasionnant de forts courants d'air:

Amont du Réseau: absence totale de glace.

Milieu du réseau: importante masse glaciaire due à la proximité de la surface, avec cependant une fonte très active.

Aval du réseau: non pénétré.

## II. - ÉTUDE DES FORMATIONS GLACIAIRES

Dans notre précédente note (1), nous avons distingué dans les cavités 4 variétés de formations glaciaires: 1) glace compacte; 2) glace en concrétions; 3) glace transparente; 4) cristaux de glace.

Actuellement, cette discrimination entre ces variétés de glaces nous paraît ne présenter qu'un simple intérêt descriptif et ne doit pas être conservée. Par contre, il est indispensable de distinguer, au point de vue minéralogique, deux types distincts de glace dans les cavités:

La glace vitreuse.

La glace cristallisée.

### 1 - GLACE VITREUSE.

Variété cristalline amorphe. C'est la forme la plus couramment rencontrée. Suivant les conditions du dépôt, elle prend un aspect translucide, un aspect concrétionné ou un aspect transparent:

Aspect translucide.

La glace de type translucide se rencontre essentiellement sur le plancher des cavités. C'est une glace non pure car elle se forme dans la zone où il y a le maximum de possibilités d'accumulation d'impuretés. Son aspect est bleuté translucide, très caractéristique, semblable à celui d'un glacier de surface. On la trouve sous forme massive, recouvrant le sol des cavités avec parfois des épaisseurs de plusieurs mètres (d'où le nom erroné de glacier souterrain). Dans plusieurs cavités, elle est stratifiée, « les joints de stratifications » étant soulignés par des différences de couleurs dues à de fins amas d'impuretés. Dans la grotte n. 2 des Izards, on compte 11 « joints de stratification » sur une épaisseur totale de 2,50 m. de glace. Ces joints correspondent probablement à des cycles climatiques.

Aspect transparent:

La glace transparente est une glace translucide purifiée, sans aucune impureté ce qui lui donne sa transparence exceptionnelle (vision parfaite des détails de la paroi rocheuse sous des épaisseurs de glace dépassant 5 m.). Dans toutes les cavités, où nous l'avons trouvée, la glace transparente tire toujours son origine d'une cheminée remontante dans le plafond de la cavité. Ces conditions sont semblables à celles déjà décrites et figurées pour la grotte Devaux (1). Elles expliquent l'origine de cette variété de glace: solidification d'eau ayant perdu par gravité les impuretés qu'elle gardait en suspension.

Aspect concrétionné:

C'est la forme la plus spectaculaire et la plus connue, provenant de la solidification d'eau de percolation, ou d'eau tombant directement d'un névé. Suivant le type d'alimentation, on pourra observer des concrétions en glace translucide ou en glace transparente avec souvent passage de l'une à l'autre. Ce phénomène confirme que glace translucide et glace transparente sont une même variété avec un taux d'impuretés différent.

### 2 - GLACE CRISTALLISÉE.

Il s'agit des cristaux de glace caractérisés par leurs facettes cristallines. Les cristaux de glace sont fréquents dans la plupart des cavités étudiées. Ils se présentent:

Soit sous forme de monocristal hexagonal, de plusieurs centimètres carrés de surface avec de nombreuses stries d'accroissement très visibles;

Soit sous forme d'aggrégat de cristaux associés ou maclés. Ces « touffes » cristallines sont toujours très belles mais elles tendent à dégénérer en amas de glace perdant peu à peu toute forme cristalline et pouvant même se transformer en glace vitreuse conservant dans sa trame le fantôme de quelques cristaux.

Toutes nos observations confirment que dans les cavités du massif l'évolution de ces cristaux est très rapide. D'un été à l'autre, nous avons

souvent constaté la disparition et l'apparition de cristaux en des points différents. Ainsi, à la grotte n. 2 des Izards, sont apparus en un an des monocristaux géants de plus de 4 cms de long.

Dans tous les cas d'observations, l'origine des cristaux à partir de condensations, dues à la rencontre de deux masses d'air à des températures différentes, semble être l'hypothèse la plus probable. Cependant, dans quelques cas favorables, nous avons pu voir des cristaux se reliant à la paroi par l'intermédiaire d'une petite lentille de 1 à 2 mm. de glace transparente. Cette lentille pourrait représenter le reliquat d'une goutte d'eau de percolation à partir de laquelle s'est formé le cristal, l'accroissement de ce cristal étant ensuite assuré par apport d'eau soit de condensation, soit de percolation.

### Bibliographie

- 1) CAILAR J. DU, DUBOIS P. — *Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude*. Act. 1er Congrès Int. Spéléol., Paris, 1953.
- 2) TROMBE F. — *Traité de Spéléologie*. Paris, 1952.

## Note sur les concrétions de la Clamouse (Hérault - France)

### Résumé

La grotte de la Clamouse, découverte en 1945 par le Spéléo Club de Montpellier, présente une gamme infiniment variée de concrétions. En dehors des formes classiques on y rencontre des types remarquables (fistuleuses géantes, fleurs d'aragonite, etc.) qui lui donnent un cachet tout particulier et qui en font un champ d'études des plus intéressants pour le minéralogiste.

La grotte de la Clamouse (1), découverte en 1945 par le Spéléo-Club de Montpellier, est située dans le département de l'Hérault à une trentaine de kilomètres à l'Est de Montpellier. Elle s'ouvre sur la rive droite du fleuve Hérault quelques centaines de mètres à peine avant la fin de la gorge calcaire qui forme la vallée moyenne de ce fleuve.

Laissant de côté les problèmes que pose cette importante cavité dans tous les autres domaines, nous avons tenu à réunir dans une courte note les observations qui ont pu être faites au sujet des diverses formes de concrétionnement qu'elle présente.

Nous tenons à préciser toutefois que l'étude scientifique détaillée de ces concrétions n'a pas encore été faite. Cette dernière demandera une série d'observations précises qui seront assurément très longues en raison de l'extrême multiplicité des formes rencontrées et surtout à cause du fait que la grotte n'est accessible seulement qu'une partie de l'année, pendant la saison sèche.

Aussi devons nous nous excuser du caractère schématique et presque uniquement descriptif de la présente note et émettre l'espoir qu'une étude à la fois plus scientifique et plus détaillée pourra être réalisée dans les années qui viennent. Le Spéléo-Club de Montpellier s'efforcera de mener à bien cette tâche.

(\*) Spéléo-Club de Montpellier - France.

Pour le moment, notre but principal a été de signaler l'existence du champ d'observations quasi illimité qu'offre la grotte de la Clamouse aux mineralogistes et d'accompagner de quelques considérations d'ordre général les photographies en couleur que nous devons vous présenter. Ajoutons que ces photos (diapositives Kodachrome) ont été, pour la plupart, prises par notre camarade JEAN GOUZES de Montpellier. Quelques unes sont l'oeuvre de notre collègue et ami le Dr GAJAC de Mende.

Le développement total de la grotte de la Clamouse dépasse 4 kms. Sur ce total, près de 3 kms de galeries, c'est-à-dire pratiquement toute la partie fossile, sont abondamment concrétionnés.

La diversité des concrétions qu'on y rencontre est extrême. Aussi notre note sera-t-elle limitée aux formes plus particulièrement caractéristiques et rares.

Dans ce sens nous passerons très rapidement sur les concrétions classiques en signalant simplement l'existence de coulées ou cascades stalagmitiques d'un blanc très pur et celle de coulées colorées en rouge mat par les oxydes de fer ou d'alumine.

Faisant transition entre les concrétions classiques et les formations plus rares: *les pisolithes*. Relativement peu nombreux dans la grotte de Clamouse (quelques centaines seulement) ils rentrent tous dans les diverses catégories citées par notre collègue et ami LOUIS BALSAN dans sa communication sur « les perles des cavernes de la région des Grands Causses » faite au 1er Congrès International de Paris en 1953 (2).

Soulignons toutefois la présence de quelques dizaines de pisolithes de forme cubique aux angles arrondis et de 2 mm de côté en moyenne et celle de perles présentant une ou plusieurs concavités dues au frottement d'autres pisolithes placés dans la même cupule.

Nous arrivons maintenant aux concrétions les plus remarquables:

#### 1) *Les fistuleuses*

Ces stalactites appelées vulgairement « aiguillettes » ou « macaronis » se trouvent dans un assez grand nombre de cavernes. Leur formation et leur croissance ne posent pas de problème particulier. Les fistuleuses de la Clamouse se caractérisent par leur nombre et leurs dimensions. Il y en a en effet plusieurs milliers. De plus, quelques dizaines d'entre elles, pour une épaisseur qui excède à peine 1 cm, dépassent 2 m en longueur. Plusieurs dépassent 3 m. Enfin, la plus longue atteint 4 m 50. Elle est, à notre connaissance, *la plus longue fistuleuse actuellement connue dans le monde*. On peut concevoir sa fragilité si l'on considère que sa longueur représente plus de 400 fois son épaisseur !

Un certain nombre de fistuleuses de la Clamouse rejoignent le sol de la grotte formant ainsi de fines colonnes. Plusieurs d'entre elles se sont curieusement rejointes à leur base et forment un V très allongé et même, dans un cas particulier, un W.

Enfin, quelques fistuleuses en colonne se sont brisées naturellement à un certain niveau créant ainsi de « fausses stalagmites » paradoxalement munies d'un canalicule central.

#### 2) *Les excentriques*

En abordant cette catégorie de concrétions, il convient de signaler tout d'abord l'extraordinaire similitude, dans ce domaine particulier, de la grotte de la Clamouse et de la Grotte de Moulis (Ariège).

Dans deux remarquables études intitulées « Morphologie des concrétions de la grotte de Moulis » et « Les Cristallisations excentriques de la grotte de Moulis » (3) nos amis le Professeur BERNARD GÉZE et PHILIPPE RENAULT ont donné la description et tenté d'expliquer le processus de formation des types d'excentriques qu'ils ont découverts dans cette caverne.

Nous pouvons utiliser presque entièrement leurs observations pour la Clamouse. On y trouve en effet, se présentant sous le même aspect et dans des conditions semblables :

1) *Les excentriques de calcite* : Elles sont généralement filiformes, serpentiformes et vermiformes comme à Moulis. En nombre absolument incalculable (plusieurs dizaines de milliers?) elles se nichent partout, aussi bien sur les parois qu'à même le sol ou encore sur des fistuleuses ou même sur le vieilles coulées stalagmitiques apparemment sans alimentation actuelle.

Pour essayer de comprendre leur processus de formation on en est réduit, comme ailleurs, à utiliser l'étude de PRINZ (4) sur les cristallisations des grottes de Belgique et, en ce qui concerne surtout la théorie des « circuits de convection », celle de l'abbé GLORY (5).

Le Professeur GÉZE a souligné, pour la grotte de Moulis, l'aspect spécialement étrange des excentriques qui paraissent éviter un obstacle et il considère que les « circuits de convection » fournissent la meilleure explication à leur genèse. La Clamouse renferme un magnifique exemple de ces concrétions. Il s'agit d'une excentrique prenant naissance sur une paroi verticale et qui, sur un « trajet » horizontal d'une trentaine de centimètres, contourne en les frôlant, mais sans les toucher, deux petites stalactites classiques.

#### 2) *Les excentriques d'aragonite*

La plupart des types d'excentriques d'aragonite rencontrés à Moulis se trouvent dans la Clamouse et principalement :

- les petites amas de cristaux très fins et pointus réunis en houppettes ou ronces,
- les grandes masses de concrétions du type « plumeux » définies par M. GÉZE. Cette dernière forme caractérise surtout la Clamouse où



elle abonde et donne un aspect très spectaculaire à certains passages (Grand Couloir Blanc - Petit Couloir Blanc).

Comme à Moulis, ces deux variétés d'excentriques d'aragonite « poussent » aussi bien sur les parois nues que sur les coulées stalagmitiques vivantes ou fossiles ou sur les fistuleuses.

Elles sont ainsi souvent associées aux concrétions de calcite et forment avec elles des ensembles complexes pouvant atteindre des dimensions appréciables (plusieurs dizaines de centimètres).

Nous dirons pour terminer quelques mots sur le *montmilch* de la grotte de Clamouse (6) que l'on peut voir, en grande quantité, sur les concrétions d'aragonite dont nous venons de parler.

Une étude scientifique très poussée des échantillons recueillis a permis de l'identifier à un carbonate double anhydre de calcium et de magnésium décrit aux U.S.A. en 1953 et appelé « Huntite ».

La découverte à la Clamouse et la première fois en France, de ce minéral a fait l'objet d'une communication de M. G. BARON et Melles CAILLERE, LAGRANGE et POBEGUIN à la section de Minéralogie de l'Académie des Sciences lors de sa séance du 19 juillet 1957.

### Bibliographie

1. LAURES M. — *Annales de Spéléologie*, Tome I, 1946 p. 106 à 114.  
 » » » » Tome II, 1947, fasc. 4, p. 244 à 247.  
 » » » » Tome III, 1948, fasc. 4, p. 218 et 219.  
 » » » » Tome IX, 1954, fasc. 1, p. 45 à 53.  
 » » *Rassegna Speleologica Italiana*, Anno IV fasc. 2 Guigno 1952 p. 49 à 56.
2. BALSAN L. — Matériaux pour servir à l'étude des perles de cavernes de la région des Grands Causses. *Actes du 1er Congrès International de Spéléologie*. Paris 1953 Tome II pp. 343 à 356.
3. GÉZE B. et RENAULT P. — Morphologie des concrétions de la grotte de Moulis (Ariège). *Bull. Soc. Franc. Minér. Crist.* 1955 LXXVIII, 400-9.  
 GÉZE B. — Les cristallisations excentriques de la grotte de Moulis. Paris 1957.
4. PRINZ — Les cristallisations des Grottes de Belgique. *Mém. Soc. belge de Géologie*, 1908.
5. GLORY — *Spelunca, Bulletin de la Société Spéléologique de France*, N° 7-1936. *La Nature* N° 2988, 1<sup>er</sup> novembre 1936.
6. GÉZE B. — *A propos du montmilch ou mondmilch Bulletin du Comité National de Spéléologie*, 1955 fasc. N° 3.

En matière d'études générales sur la formation des concrétions, il convient de citer particulièrement les chapitres que le Professeur FELIX TROMBE leur a consacrés notamment dans ses ouvrages ci-après:

- « *Traité de Spéléologie* » Payot éditeur Paris 1952 p. 128 à 150.  
 « *La Spéléologie* » Collection « que sais-je ? » Paris 1956.

### Discussion

M. CHOPPY précise qu'au cours d'une visite de la grotte de la Clamouse, il y a quelques années, il a été frappé par la remarquable luminescence des concrétions de calcite que l'on peut constater notamment au moment de la prise de clichés photographiques après l'éclatement des éclairs de magnésium ou des lampes « flash ».

## Note sur les galets de l'exurgence du Drac à Montpeyroux (Hérault - France)

### Résumé

Description sommaire de galets calcaires remarquables, tant par leurs formes que leurs dimensions, découverts dans l'exurgence du Drac à Montpeyroux (Hérault - France).

L'exurgence temporaire du Drac, située dans la commune de Montpeyroux (Département de l'Hérault - France) se présente sous la forme classique d'un entonnoir bouché par des blocs, de la pierraille et du sable (1).

Des travaux de déblaiement, entrepris en 1949 par le Spéléo Club de Montpellier, ont permis de déceler l'existence, dans cet entonnoir, de galets calcaires particulièrement remarquables à divers points de vue. Ces galets méritent une étude très approfondie que le Spéléo Club de Montpellier et, en particulier, son Président, Henri PALOC, se proposent de faire dès que possible.

La présente note, volontairement courte, a donc un simple but de prise de date. Elle sera limitée par conséquent aux caractéristiques principales des formations qui en sont l'objet.

*Nature pétrographique et couleur:* Les galets du Drac sont essentiellement formés de calcaires cristallisés, parfois oolithiques. Leurs teintes sont très variées: blanc, brun, rose, etc. Ils paraissent, pour la plupart, s'être formés aux dépens des couches géologiques qui se trouvent à l'exurgence elle-même: Jurassique supérieur (Tithonique scintillant) et calcaires lacustres du Lutétien.

(\*) Spéléo-Club de Montpellier - France.

*Nombre et Morphologie:* Leur nombre est considérable (plusieurs centaines) Leurs tailles et leurs formes sont extraordinairement diverses. Ils présentent des axes (ou diamètres en ce qui concerne les sphériques) dont les dimensions vont de 1 cm à plus de 15 cm.

Les plus remarquables sont sans doute ceux qui, sous réserve de mesures rigoureuses, paraissent parfaitement sphériques, ce qui est, à notre connaissance, relativement rare. On en trouve d'ovoïdes; certains sont creusés de cupules; d'autres ont une ou plusieurs faces pratiquement horizontales. Il sera intéressant de procéder au calcul des indices d'arrondissement ou d'aplatissement.

*Processus de formation:* Il pose de nombreux problèmes ne pouvant être résolus qu'au prix d'une étude très poussée. Il est probable toutefois qu'une partie des galets du Drac a été formée dans les conditions déjà décrites par HENRI SCHOELLER à propos des galets rodés de la source du Viaduc d'Escot (Basses Pyrénées - France) (2).

Telles sont les quelques indications qu'il nous a paru utile de donner d'ores et déjà à nos collègues à ce sujet en attendant les résultats d'observations scientifiques précises que seront faites dans les mois à venir.

### Bibliographie

1. LAURES M. — Explorations souterraines dans la région de Montpellier *Annales de Spéléologie*, Tome IX, 1954, Fascicule I, pages 50 et 51.
2. SCHOELLER H. — Les galets rodés, nouvelle forme d'usure par un nouveau mécanisme *Annales de Spéléologie*, Tome VII, 1952, Fascicule I, pages 7 à 12.

## Sulla luminescenza di alcune stalattiti calcaree

### Summary

Some researches on stalactites luminescence have been made and results are here reported.

The luminescence spectra of these stalactites, excited by a Wood lamp, have been observed with a spectrograph for visible light.

Two very broad peaks in the luminescence spectrum have been measured at about 4600 Å and 5400 Å.

The presence of some percent of aragonite in the stalactites was detected by the Debye method: Some comparison with the results of other authors is also reported.

### INTRODUZIONE

La grande diffusione verificatasi negli ultimi anni dei « lampi elettronici » per impiego fotografico ha reso molto comune l'osservazione del fenomeno della luminescenza di concrezioni in grotta (19). Questo fatto è dovuto allo spettro ricco di radiazioni ultraviolette emesse da tali lampi ed alla istantaneità della illuminazione che non provoca un eccessivo abbagliamento dell'osservatore.

L'eccitazione della luminescenza di concrezioni calcaree con le sorgenti luminose di comune impiego in grotta è, in generale, debole ed inoltre non è agevole l'osservazione del fenomeno a causa dell'abbagliamento provocato dalla sorgente stessa.

L'impiego dei cosiddetti « lampi al magnesio » ed analoghi, essendo lo spettro di emissione particolarmente esteso verso l'ultravioletto, provoca facilmente la luminescenza delle suddette concrezioni. È stata notata in particolare che specialmente le concrezioni anomale di aragonite presentano questo fenomeno (5).

(\*) Gruppo Grotte Milano - Società Speleologica Italiana.

Da fotografie di spettri di lampade a carburo e di candele, eseguite nel corso della seguente ricerca, si è potuto osservare che, nell'ultravioletto, l'emissione arriva fino a 3200 Å e 3400 Å rispettivamente, in normali condizioni di funzionamento delle sorgenti, analoghe a quelle che si verificano in grotta. È teoricamente giustificata quindi l'osservazione di luminescenza eccitata dalla luce delle lampade ad acetilene riportata da Atanasiu (1).

Numerosi Autori hanno studiato in passato il fenomeno della luminescenza delle concrezioni calcaree o, più in generale, della calcite e dell'aragonite (cfr. più avanti). I risultati tuttavia non sembrano sufficienti a risolvere tutti i problemi inerenti a questo fenomeno. Ciò è anche dovuto alla mancata pubblicazione dei dati sperimentali, essendosi perlopiù limitati tali Autori a dare notizie generiche intorno alle loro ricerche.

L'importanza della conoscenza completa quanto più sia possibile dei dati suddetti è evidente quando si tenga conto del numero veramente enorme delle eventuali variabili e della relativa scarsità delle conoscenze teoriche dei fenomeni involti.

### ESPERIENZE E RISULTATI

Sono stati studiati alcuni campioni di concrezioni calcaree di varia provenienza. In particolare sono state esaminate alcune stalattiti raccolte in grotte della Liguria (N. Italia): tre provenienti dalla Grotta superiore di Iso (119 Li-Ge) (calcare magnesiaco del Trias) ed una dalla Tana della Bazura (55 Li-Sv) (calcare dolomitico del Ladinico).

Il campione in esame, illuminato con luce di Wood, era posto a circa 40 cm dalla fenditura di uno spettrografo per il visibile. Per mezzo di un prisma di Amici poteva venire proiettata sulla fenditura dello spettrografo la luce di un tubo di Plücker a He, il cui spettro è servito per ricavare le lunghezze d'onda negli spettrofotogrammi.

Per non allungare esageratamente i tempi di posa si è tenuta una fenditura di 0,9 mm per gli spettri di luminescenza. Non pare che ciò abbia portato gravi inconvenienti trattandosi di spettri continui.

La illuminazione con luce di Wood durante le pose per gli spettri di luminescenza non ha pure dato alcun inconveniente data la netta separazione dello spettro di Wood dagli altri, se si eccettua l'impossibilità di distinguere una eventuale luminescenza a rapido decadimento da quella persistente.

Nella tavola seguente sono riportati i dati relativi agli spettrofotogrammi della fig. 1.

Spettro	Campione	Tempo di posa (minuti)	Note
A	Iso 1	30	sovrapposto spettro di He
B	Iso 1	45	
C	Iso 1	90	
D	Iso 2	90	
E	Iso 3	90	
F	Bazura	90	

Negli spettri della fig. 1 si può notare a destra una riga (molto allargata a causa della fenditura) dello spettro della lampada di Wood.

Alcuni di questi spettrofotogrammi sono stati microfotometrati e nella fig. 2 sono riprodotti i diagrammi della densità di annerimento. È evidente la stretta analogia e concordanza degli spettri ottenuti, compreso l'ultimo, benchè dato da un campione di provenienza differente dagli altri.

Questi spettri si estendono da 4100 Å a 6700 Å con due massimi, peraltro piuttosto larghi, per 4600 Å (azzurro) e per 5400 Å (giallo-verde). Nella zona compresa fra questo ultimo massimo e i 6700 Å si notano tre bande che potrebbero probabilmente essere messe meglio in evidenza diminuendo la larghezza della fenditura dello spettrografo.

All'osservazione a occhio nudo la luminescenza appare biancastra con tendenza al verde.

Tutti gli spettri sono stati ottenuti con campioni alla temperatura di 23° C. Una osservazione, soltanto qualitativa, ha dimostrato che riscaldando progressivamente un campione, la luminescenza si attenua, però molto leggermente, già per temperature dell'ordine degli 80° C, diventando giallo-bruna verso i 300° C. In seguito al raffreddamento si ristabilisce la luminescenza iniziale.

Per il campione « Iso 3 » si è proceduto anche al saggio di Meingen per la ricerca dell'aragonite, con risultato però negativo.

Una analisi cristallografica con il metodo di Debye ha rivelato invece la presenza, sia pure in piccola quantità, dell'aragonite. Infatti mentre è stato possibile riconoscere numerose righe dovute alla calcite, si è potuta osservare soltanto la più intensa di quelle dovute all'aragonite. (\*)

(\*) Alcuni spettri di Debye di calcite pura, gentilmente inviati dalla Dr. E. Luperto, che qui sono lieto di ringraziare, hanno mostrato la completa assenza della riga in questione, mostrando quindi che essa non può in alcun modo essere dovuta alla calcite.

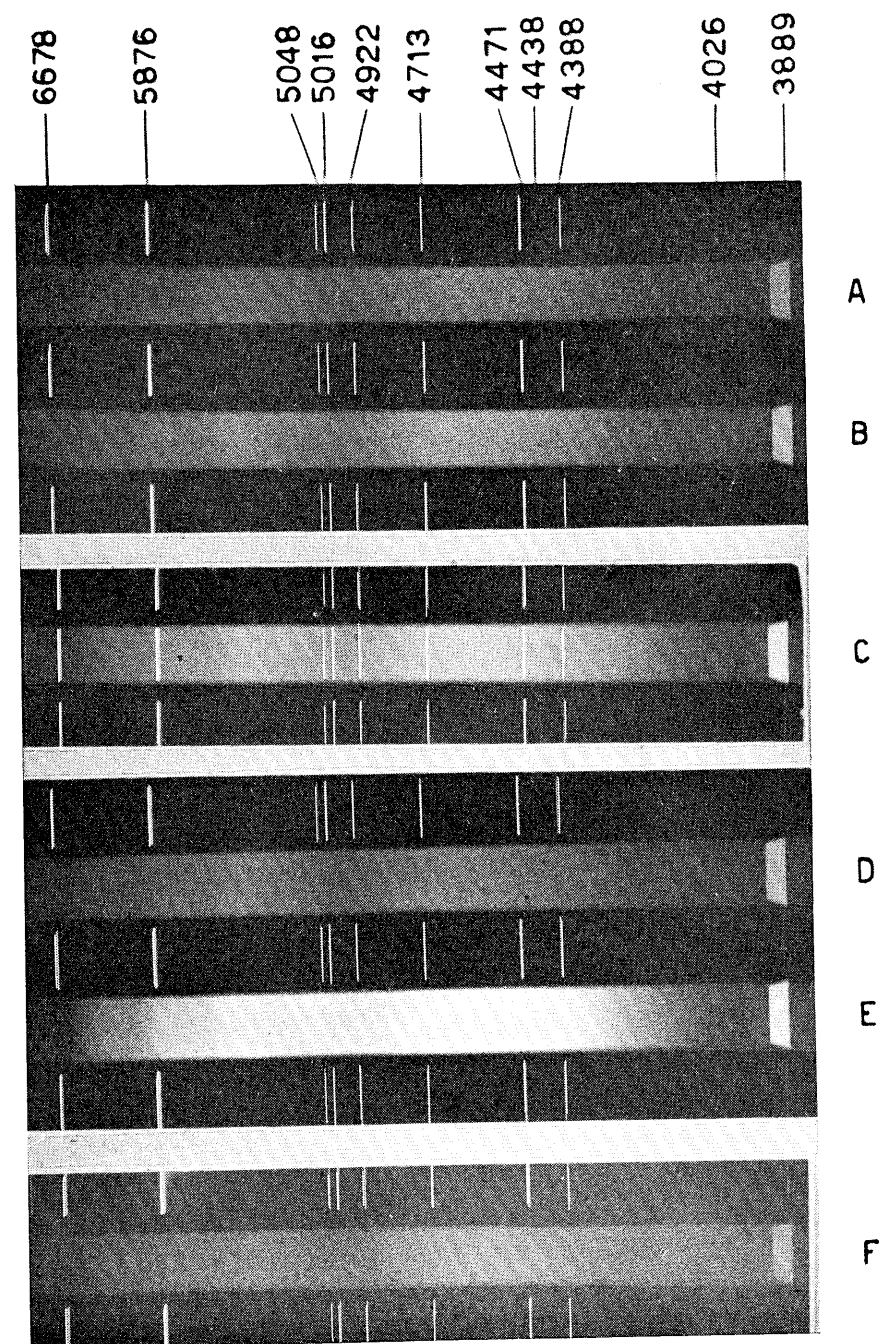


Fig. 1

D'altra parte secondo alcuni ricercatori (2) al di sotto di una certa percentuale, che risulta essere circa l'1-2%, non è più possibile rivelare col metodo di Debye la presenza dell'aragonite in un miscuglio di calcite. Così dal momento che nel caso presente è appena visibile una sola riga dell'aragonite si può dedurre che probabilmente essa è presente in quantità dell'ordine di qualche per cento. È noto d'altra parte che il metodo di Debye presenta alcuni inconvenienti per la determinazione quantitativa dei costituenti, essendo preferibile l'esame degli spettri di assorbimento dell'infrarosso (17) che, purtroppo non è stato possibile compiere nel caso della presente ricerca.

Quanto esposto pone in evidenza l'insufficienza dei comuni metodi generalmente adottati per il riconoscimento delle forme minerali e la necessità di un più vasto impiego dei moderni mezzi di ricerca ad alta sensibilità e precisione.

Sono stati pure esaminati alcuni campioni, provenienti dalla Grotta di Castellana (Bari) di concrezioni calcaree cristalline e di alcune fosforiti prodotte dall'azione del guano dei pipistrelli sulle prime, senza riscontrare differenza apparente tra la luminescenza di tutte queste e la luminescenza dei campioni prima elencati.

#### CONFRONTI

Come abbiamo già innanzi accennato esiste una ricca bibliografia a proposito dei fenomeni di luminescenza della calcite o dell'aragonite.

Un recente lavoro del Prziham (20) riporta i risultati di numerosi ricercatori: per quanto riguarda la calcite, tuttavia, non sembra che sia stato da essi preso in considerazione il suo spettro di luminescenza nel visibile in quanto viene data notizia soltanto di righe nell'ultravioletto (3, 4, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 16, 21, 22).

Secondo Haberlandt (8) si può osservare invece nella calcite e aragonite in paragenesi provenienti da Girgenti (Sicilia) una brillante fluorescenza che, sempre secondo lo stesso Autore, è dovuta alla presenza di zolfo in entrambi i minerali. Aggiunge inoltre che la fluorescenza rossa è dovuta ad impurità organiche.

A causa della mancanza di illustrazioni nella sua nota non è stato possibile confrontare gli spettri fotografati dall'Haberlandt con quelli ottenuti nel corso della presente ricerca. Tuttavia una banda di assorbimento tra 6120 e 6200 Å da lui citata coincide con uno « scalino » nei diagrammi della densità di annerimento riportati in Fig. 2 (particolarmente evidente nello spettro F).

Si potrebbe quindi pensare che l'aragonite, la cui esistenza nel campione « Iso 3 » è stata accertata col metodo di Debye, abbia un qualche ruolo nella luminescenza riscontrata.

Sempre a questo proposito è probabile anzi che il carbonato di calcio sotto forma di aragonite sia ben più diffuso di quanto non si sia ritenuto finora; ciò in quanto metodi adottati per rivelarla non sempre hanno, come si è visto, una sensibilità sufficiente.

Anche in concrezioni provenienti dalla Grotta di Moulis (Francia) si è riscontrata la presenza di una miscela di calcite e aragonite all'esame del microscopio elettronico e con i raggi X (18). Ricerche condotte nel 1938 dal Déribéré con tecniche affini a quelle adottate nel corso di questo studio hanno portato pure a risultati analoghi (6).

Purtroppo anche in questo caso la mancanza di illustrazioni impedisce un confronto dettagliato di tali risultati.

#### CONCLUSIONE

Le ricerche eseguite, unitamente al confronto con i risultati degli studi compiuti da altri ricercatori, fanno pensare che, nel caso trattato, la luminescenza delle concrezioni non sia dovuta ad impurità (\*) bensì ad una caratteristica propria del cristallo: l'eccitone, o il fotoelettrone, in presenza di disturbi reticolari, decadrebbero con più di un livello. I disturbi reticolari potrebbero essere dovuti, forse, alla coesistenza delle due forme, aragonite e calcite, in paragenesi.

Il mancato aumento dell'intensità della luminescenza all'aumentare della temperatura mostrata trattarsi di un fenomeno di fluorescenza di eccezionale durata (fino a oltre 5 secondi dalla fine dell'eccitazione) e non di fosforescenza.

Sarà interessante determinare in futuro le quantità di carbonato di calcio presenti nelle concrezioni come calcite e come aragonite (nonché come altre forme minerali) per porle in relazione con gli spettri osservati, nonché calcolare, se possibile, i valori dei singoli livelli energetici, o delle bande che danno origine a tali spettri.

Sono grato a quanti hanno collaborato alla realizzazione delle esperienze qui descritte: in particolare al Prof. A. Bonetti per avermi messo gentilmente a disposizione tutta l'attrezzatura spettrografica, al Prof. R. Fieschi per le utili discussioni sugli aspetti teorici del problema e le notizie bibliografiche, agli amici Dr. F. e R. Potenza per le informazioni ricevute, G. Oberto ed A. Mugnoli per l'analisi cristallografica col metodo di Debye nonché al Rag. G. Dinale, al Prof. G. M. Ghidini ed al Prof. F. Anelli per avermi procurato i campioni di concrezione da esaminare.

(\*) Cfr. HABERLANDT (7) cui si è fatto cenno nella pagina precedente. Alcune righe riscontrate dal Rasetti (21) nello spettro di fluorescenza della calcite e della fluorite furono dal TOMASHEK (23) attribuite al gadolinio.

## Bibliografia

1. ATANASIU G. — *Rass. Speleol. Ital.*, 10 (4) 155 Como (1958).
2. BARON G., CAILLÈRE S. LAGRANGE R., POBEGUIN TH. — *Com. rend. Ac. Sci.*, 245 92 (1957).
3. BHAGAVANTAM S., PURANIK P. G. — *Nature*, 169 37 London (1952).
4. BROWN W. L. — *Univ. Toronto Stud. Geol.*, No. 35 (1933).
5. CHOPPY J. — *Comunicato al II° Congr. Int. Speleologia*, Bari, il 6 ottobre 1958, II Sezione.
6. DÉRIBÉRE M. — *Com. rend. Ac. Sci.*, 207 222 (1938).
7. FONDA G. R. — *J Phys. Chem.*, 44 435 (1940).
8. HABERLANDT H. — *Chem. d. Erde*, 13 212 (1940).
9. HEADDEN W. P. — *Amer. J. Sci.*, 21 301 (1906).
10. HEADDEN W. P. — *Amer. J. Sci.*, 5 314 (1923).
11. HEADDEN W. P. — *Proc. Colo. Sci Soc.*, 11 399 (1923).
12. IIMORI S. — *Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo*, 20 274 (1933).
13. IWASE E. — *Bull. Chem. Soc. Japan*, 11 513, 523, 528 (1938).
14. KÖHLER A., LEITMEIER H. — *Z. Kristallogr.*, A 87 146 (1934).
15. LEVERENZ H. W. — *An Introduction to Luminescence of Solids* - John Wiley & Sons, 1950.
16. PISANI F. — *Com. rend. Ac. Sci.*, 158 1121 (1914).
17. POBÉGUIN TH. — *Ann. des Sc. Nat., Bot.*, 11 s., 29 (1954).
18. POBÉGUIN TH. — *Com. rend. Ac. Sci.*, 241 1791 (1955).
19. POZZI R. — *Natura alpina*, 6 (1) Trento (1955).
20. PRZIBRAM K. — *Irradiation Colours and Luminescence* - Pergamon Press, 1956.
21. RASETTI F. — *Nature*, 127 626 (1931).
22. SCHULMAN J. H., EVANS L. W., MURATA K. J. — *J. Appl. Phys.*, 18 732 (1947).
23. TOMASCHEK — *Nature*, 128 495 (1931).

## Su una eccezionale sorgente di aria fredda (Provincia di Massa Carrara)

### Summary

Some characteristics and results of thermometric measurements of a perennial spring of cold air (43° F) in Apuane Alps are here described. The phenomenon is not explained because none of the possible reasons seems to be correct when tested by simple calculations.

Nell'estate di quest'anno, (1958), venne a conoscenza di uno di noi (G. C.) l'esistenza di una intensa corrente d'aria a temperatura relativamente bassa (6° - 7° C) in località Canale Grande presso le Cave di marmo di Fantiscritti (Carrara). Il fenomeno è ben noto nella zona e, a detta dei cavaatori che ivi lavorano, si manifesta con la stessa intensità durante tutto il corso dell'anno.

In un sopralluogo compiuto il 31 agosto 1958 in due riprese, notturna e diurna rispettivamente, abbiamo potuto constatare che l'aria fuoriesce dagli interstizi dei cumuli di frammenti rocciosi ai lati della mulattiera che conduce alle cave a monte del parco ferroviario (1). Le coordinate del sito, ricavate dalla tavoletta MONTE SAGRO (96 - III - NE) della carta 1 : 25000 dell'I.G.M. sono: Long. 2° 18' 55" Ovest M.te Mario, Lat. 44° 05' 27", 5 Nord, q. m 441 s. l. m.

Le differenze tra varie misurazioni termometriche eseguite talvolta a pochi decimetri di distanza tra loro, giungono pure a qualche grado, ma non sembrano essere influenzate dall'oscillazione termica diurna dell'aria

(\*) Gruppo Grotte Milano - Società Speleologica Italiana.

(1) I frammenti provengono dalle discariche delle cave soprastanti e sono costituiti prevalentemente da elementi di marmo del volume di qualche dm<sup>3</sup>, o poco inferiori al dm<sup>3</sup>. La potenza del deposito, soprattutto, sulla destra orografica della valle, è imponente, raggiungendo in molti punti parecchie decine di metri e ricoprendo il fianco del vallone per più di un centinaio di metri di dislivello.

esterna (1) essendo invece dovute ad una irregolare mescolazione con l'aria esterna.

Riportiamo qui di seguito l'elenco dei valori riscontrati per la temperatura dell'aria il 31 agosto 1958 nelle ore e nei luoghi indicati, tenendo presente che con punto « A » si intende il lato della strada opposto allo spigolo occidentale dell'osteria di q. 441, con punto « B » lo stesso lato della strada circa 15 metri più a valle, con *esterno superiore* la strada a

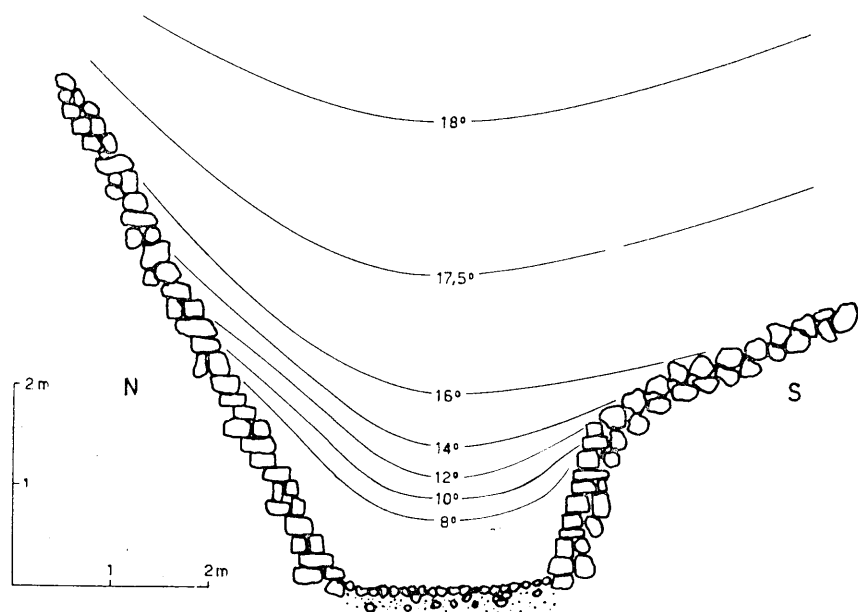


Fig. 1

q. 450 nei pressi di una casa diroccata, con *estremo inferiore* il piazzale sotto la cava a fianco della cabina di trasformazione e con *galleria* la galleria ferroviaria che conduce in Verdichiara a 40 m dall'ingresso Sud. Le temperature sono state rilevate con uno psicrometro a fionda con termometri divisi in quinti di °C ed i valori riportati sono corretti in base alla taratura dei termometri stessi.

(1) Nel corso di una visita effettuata il 21 nov. 1958 alle ore 10.00, dopo la stesura di questa nota, si è misurata una temperatura di 6,0° C nel punto « A » con temperatura dell'aria esterna di 10,4° C misurata più a monte (punto *esterno superiore* - vedi più avanti nel testo). Questi dati mostrano l'indipendenza della temperatura della sorgente d'aria fredda anche dalle oscillazioni stagionali.

Località	Ora	Temp. termometro		Umidità relativa %
		secco	bagnato	
Punto « A »	2.30-2.55	7,8	7,2	91
		8,2	7,5	90
		7,6	7,0	91
	16.05	8,0	6,5	79
		5,9	6,0	100
Punto « B »	3.15	8,4	8,3	98
	15.45-16.00	9,6	8,8	89
		9,8	8,9	90
Esterno superiore	3.00	17,4	17,3	99
		17,5	17,2	98
Esterno inferiore	16.20	23,5	20,1	71
	3.40	18,3	18,2	99
	16.30	23,5	20,4	75
Galleria	3.30	14,6	14,4	98

L'aria fuoriuscente dalla zona descritta si incanala nella sede incavata della mulattiera dando origine ad un autentico fiume di aria fredda con limiti ben definiti per un percorso di parecchie decine di metri e del quale riportiamo una sezione trasversale (fig. 1) rilevata nei pressi del punto « P ».

Abbiamo cercato una spiegazione dell'esistenza di questa sorgente perenne d'aria fredda, veramente notevole per intensità e temperatura. Si potrebbe immaginare che il raffreddamento sia dovuto ad aria non satura che si porti a saturazione evaporando l'acqua contenuta, per esempio, all'interno delle falde di detrito sassoso, e cedendo quindi del calore. Ovviamente il flusso d'aria è poi dovuto alla differenza di densità rispetto all'aria esterna. Al fine di decidere sulla consistenza di una tale ipotesi abbiamo svolto qualche semplice calcolo a carattere, più che altro, orientativo.

La minima umidità relativa misurata nei pressi della sorgente ma al di fuori della sua zona d'influenza, nelle ore diurne del 31 agosto 1958 è risultata essere del 71% (questo valore corrisponde poi anche all'umidità relativa media annua locale) con una temperatura dell'aria di 23,5°C. L'aria con queste caratteristiche, si satura a 17,5°C, perciò è evidente che non può raffreddarsi al di sotto di tale temperatura con il processo di evaporazione dell'acqua. Questo valore è d'altra parte troppo discosto da quello riscontrato sperimentalmente per ammettere che l'ipotesi descritta possa verificarsi.

Un'altra spiegazione del fenomeno potrebbe ricondursi ad uno scambio di calore tra aria e acqua relativamente fredda proveniente dalle quote più elevate della zona.

Considerato allora che l'isoterma media annua locale ridotta a livello del mare è di 15,2°C e assumendo un gradiente termometrico di -0,66°C per ogni 100 metri di aumento di quota, l'isoterma passante per la quota



della sorgente (circa 450 m s. l. m.) risulta di 12,2 °C. Poichè la temperatura minima della sorgente è di 6 °C, si dovrebbe ammettere l'esistenza di uno scambiatore di calore con un'efficienza del 100 % ove circolasse acqua a 6 °C. Ma l'acqua a tale temperatura può provenire soltanto da quote ove la temperatura media annua locale abbia appunto tale valore, cioè tenuto conto di quanto sopra, da quote maggiori di 1380 m s. l. m.

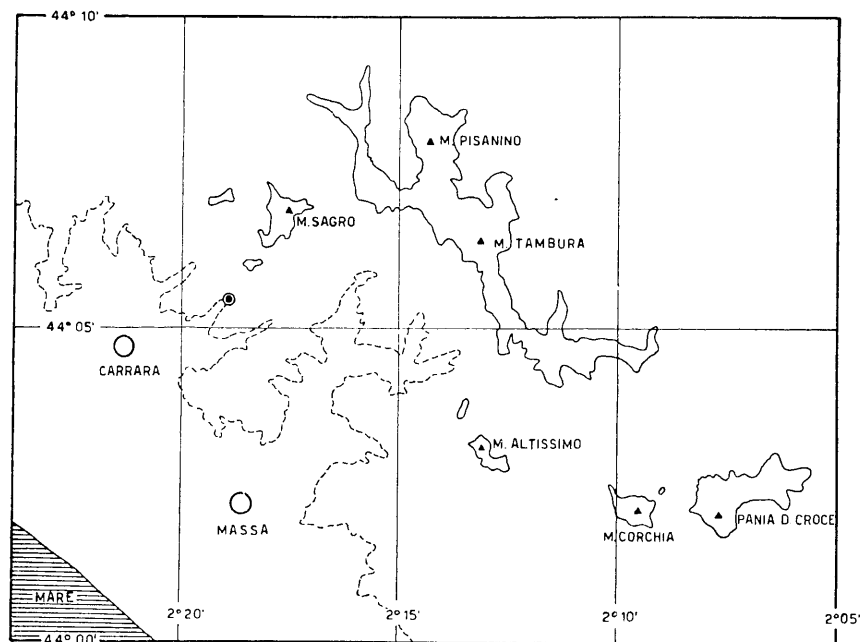


Fig. 2

Dalla fig. 2 appare evidente la limitatezza di queste zone; pertanto ricordando che la quota di 1380 m s. l. m. rappresenta già un limite inferiore in quanto il rendimento di uno scambiatore di calore è lungi dall'essere del 100 %, si può escludere questa possibilità di raffreddamento.

Rimarrebbe un'ultima eventualità e cioè che l'aria si raffreddi lambendo un deposito sotterraneo di ghiaccio. Tuttavia la latitudine e le condizioni climatiche locali rendono molto problematica questa possibilità: non si ha notizie infatti attualmente dell'esistenza di un simile ghiacciaio nelle condizioni sopra esposte.

### Conclusione

Nessuna delle ipotesi prospettate per giustificare il fenomeno riscontrato appare accettabile, nè ai lumi delle attuali conoscenze ci è stato possibile trovarne la vera causa.

Abbiamo tuttavia ritenuto opportuno dar notizia delle nostre ricerche, anche se infruttuose, nella speranza che altri, sulla scorta di questi e di ulteriori dati possano giungere a risultati soddisfacenti, sembrandoci di grande interesse dal punto di vista della meteorologia ipogea, lo studio della sorgente di aria fredda descritta.

## Misure dell'accrescimento delle stalattiti (1)

## Résumé

Dans la Grotte Expérimentale du Carso de Trieste, les allongements de 29 stalactites sont mesurés tous les six mois, en dépendance du type de stalactite, du dégouttement continu et des conditions microclimatiques du milieu. On présente les résultats des mesures faites pendant deux années. Il y a des allongements qui changent d'un maximum de 2 mm/an jusqu'à une régression de 1 mm/an. En moyenne l'allongement est de 0,23 mm/an.

1. PREMESSE. — Sul Carso di Trieste, 6 km a nord della città, è in regolare funzione, dal 1 gennaio 1957, la Grotta Sperimentale di meteorologia ipogea « C. Doria ». Essa appartiene alla Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie, Sezione di Trieste del C.A.I.. La sistemazione a grotta sperimentale è stata eseguita dalla Commissione stessa, il Consiglio Nazionale delle Ricerche ha contribuito all'acquisto degli strumenti. Essa è una tipica grotta dell'altipiano carsico ed è mantenuta in perfette condizioni naturali.

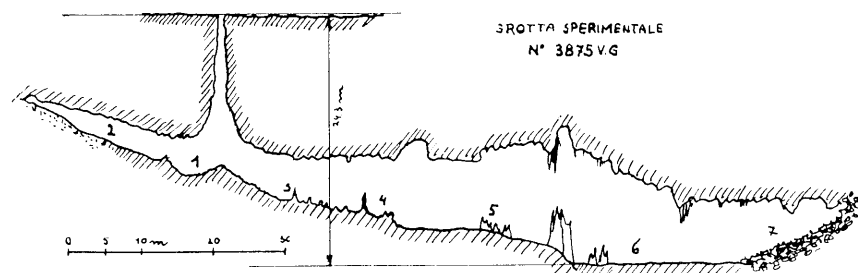


Fig. 1. — Sezione verticale della Grotta Sperimentale (i numeri indicano le posizioni delle stazioni meteorologiche).

(\*) Aiuto Direttore all'Istituto Talassografico di Trieste.

(1) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Alla quota di m 275 sul livello del mare, si apre uno stretto pozzo verticale profondo 20 m, esso è aperto sopra una galleria inclinata lunga 120 m, che presenta ampliamenti vari a forma di caverne, sviluppate specialmente nel senso verticale. La grotta è facilmente accessibile da Trieste. Per la discesa nel pozzo è stata fissata alla parete verticale una serie di quattro scale di ferro. Un sentierino facilmente percorribile conduce alle singole stazioni di misura. Per la sua forma, per la varietà delle sue concrezioni, dei suoi depositi terrosi, delle sue vaschette d'acqua, la grotta si presta molto bene a naturale cavità sperimentale.

In otto stazioni interne si misurano ogni due settimane i principali elementi meteorici e geofisici dell'ambiente ipogeo, con quella accuratezza e precisione che richiedono le minime variazioni delle condizioni interne. I termometri ed i psicrometri sono ad aspirazione e consentono letture esatte sino ad 1/20 di °C. Gli evaporimetri sono letti al centesimo di millimetro. Le eventuali correnti d'aria sono misurate fino alla velocità di 1 cm/sec.. Il gocciolamento dalle stalattiti è registrato con continuità da un pluviografo. Per lo studio completo dei fenomeni microclimatici, microstatici e microdinamici dell'aria, le serie di misure sono eseguite anche a diverse quote verticali.

Scopo di questa nota è di presentare, quale saggio di una ricerca iniziale, i primi risultati sulle misure dell'accrescimento delle stalattiti e delle stalammitti, iniziate recentemente nella Grotta Sperimentale.

I risultati sono limitati al solo allungamento, per le altre dimensioni e per le stalammitti due anni sono insufficienti per avere misure apprezzabili. Anche per il confronto dell'allungamento con gli altri elementi geochimici e meteorologici un biennio di misure è insufficiente.

2. PROCEDIMENTO DI MISURA. — L'accrescimento di una stalattite è funzione di varie circostanze. Queste possono comprendersi in tre gruppi di elementi fondamentali: tempo, composizione chimica dell'acqua, condizioni ambientali.

Per il tempo, quale periodo converrà scegliere la stagione, l'anno o un suo multiplo, secondo la natura e la velocità dell'accrescimento.

La determinazione della composizione chimica si potrà farla anche ad intervalli di più anni; però nell'anno della misura bisognerà eseguirla in ciascuna stagione, perchè la composizione chimico-fisica dell'acqua presenta variazioni stagionali.

Di notevole importanza per l'accrescimento sono le condizioni ambientali. La temperatura, l'umidità, la tensione del vapore, l'evaporazione, le correnti d'aria, il gocciolamento quantitativo dalla stalattite in un determinato tempo, sono tutti fattori che contribuiscono alla sua crescita. Questi elementi converrà misurarli sistematicamente, secondo periodi di almeno un mese. Nel caso delle nostre ricerche queste misure sono eseguite ogni 14 giorni.

Per la misura diretta dell'accrescimento è stato adottato, dopo varie prove, il procedimento che ora sarà indicato. Esso è semplice e pratico e dopo due anni di misure ha dato ottimi risultati.

Sulla stalattite considerata, ad una distanza di circa 2 cm dall'estremità inferiore, secondo l'opportunità di ogni singolo caso, si incide (con una lima ad angolo acuto) una tacca orizzontale profonda da  $\frac{1}{2}$  ad 1 mm. Preso un calibro ordinario, di quelli usati dai meccanici, lo si adatta al particolare uso limando ad angolo molto acuto il braccio superiore e prolungando quello inferiore di circa 3-4 cm, mediante applicazione con saldatura (od altro mezzo) di una breve lamella.

Per misurare sempre sulla verticale si fissa alla parete superiore del del calibro un pendolino. Durante la misura si tiene il calibro in modo che il filo del pendolino sia parallelo all'asta verticale dello strumento. Con un pò di pratica si possono ottenere buone misure sino al decimo di millimetro.

3. PROCEDIMENTO DI RICERCA. — Nella grotta sono stati scelti, in prossimità delle stazioni meteorologiche, gruppi di stalattiti vicine fra loro. Ad ogni stalattite è stato dato un numero, in modo che ogni gruppo inizi con una nuova decina. Così le stalattiti numerate dall' 1 al 6 appartengono al gruppo situato vicino alla stazione meteorica n. 7; quelle dal n. 11 al n. 14 sono vicino alla stazione n. 6; analogamente per le altre.

Le prime misure sono state fatte nell'ottobre del 1956, le successive ogni 6 mesi circa. Le più recenti sono quelle del settembre 1958. Le prossime determinazioni saranno eseguite ogni stagione, perchè si è visto che l'allungamento non è sempre regolare e che alcune stalattiti possono rimanere asciutte anche per vari mesi.

La tabella annessa presenta per ciascuna stalattite l'allungamento complessivo subito nel bienno considerato.

Nella prima colonna è indicato il numero della stalattite. I numeri mancanti rimangono disponibili per altre stalattiti dello stesso gruppo che saranno prese in esame a partire dal 1959.

Nella seconda colonna è indicato il sito della grotta nel quale si trova il gruppo di concrezione esaminato. I numeri corrispondono a quelli delle stazioni meteoriche ipogee. In tal modo l'ambiente (il microclima) dei singoli gruppi di stalattiti risulta perfettamente determinato. Tutti i dati meteorici ed idrologici delle stazioni della grotta sono pubblicati nel lavoro « Meteorologia ipogea nella grotta sperimentale del Carso di Trieste ».

Nella terza colonna si è indicato il tipo di stalattite, cioè se si tratta di una stalattite normale, a lento accrescimento, a forma di cono allungato, oppure di quei tipici cannelli cilindrici sottili e cavi internamente.

Nella quarta colonna si dà il valore medio dell'intensità dello stillicidio. Per praticità di determinazione esso è stato dato mediante il numero di gocce che cadono in un minuto. Così per es.  $\frac{1}{3}$  significa una goccia ogni 3 minuti. Questi valori sono indicativi in quanto essi variano notevol-

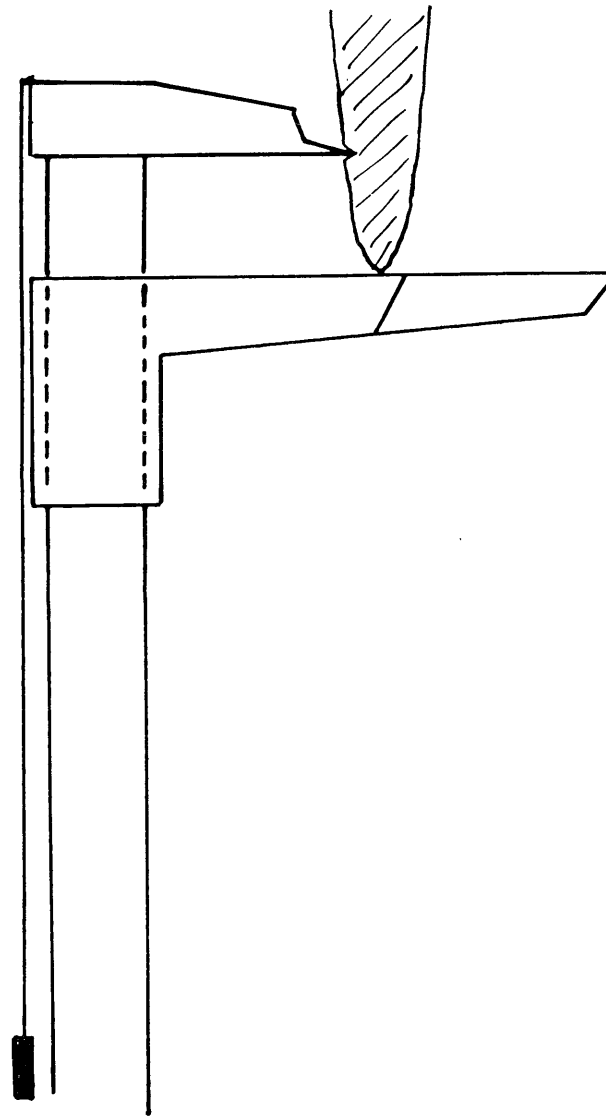


Fig. 2. — Calibro adattato alla misura dell'allungamento delle stalattiti.

mente da stagione a stagione. Esso può variare da un valore nullo (stalattite asciutta o solo bagnata, senza dare gocciolametro), ad uno stillicidio di 5 e più gocce al minuto; in media, come risulta dalla tabella, si ha una caduta di goccia ogni 2 minuti circa.

Nella quinta colonna si è indicato se l'accrescimento, in base alle misure periodiche eseguite, avviene proporzionalmente al tempo oppure in modo irregolare, come per es. quando ad un notevole allungamento segue un periodo stazionario o di regresso.

Nella sesta colonna sono indicati, in millimetri, gli allungamenti verticali complessivi, avvenuti nel biennio considerato. La precisione delle misure è di circa 1/10 di mm. Gli errori massimi sono di circa 2/10 - 3/10 di mm. Si noti che i dati presentati sono il risultato di quattro misure periodiche e che pertanto si basano su misure successivamente confermate. Per es. la stalattite n. 52 presenta un eccezionale allungamento di 5,3 mm; tale valore deriva da misure parziali omogenee fra loro, per cui non si può ammettere un errore ripetuto ben 4 volte ad intervalli di 6 mesi.

Nell'ultima colonna si è indicato il caso di aver trovato, il giorno della misura, a stalattite temporaneamente asciutta, nelle successive determinazioni, finora almeno, lo stillicidio risultava ripreso.

4. RISULTATI E CONCLUSIONI. — È evidente che a due anni dall'inizio di una ricerca sull'accrescimento delle stalattiti in sito non si possono presentare risultati conclusivi. Dall'esame della tabella è possibile però già ricavare dei dati indicativi di notevole valore.

L'impostazione del problema ed il procedimento eseguito, nella loro primitiva semplicità si dimostrano redditizi, lo schema potrà naturalmente essere perfezionato. Risulta conveniente raggruppare le stalattiti in gruppi e scegliere il gruppo vicino ad una stazione microclimatica, cioè vicino a degli strumenti atti a determinare il microclima di quell'ambiente ristretto. Questo confronto non è stato possibile presentarlo in questa breve nota, ma sarà l'argomento di una prossima pubblicazione.

La determinazione del rapporto goccia/minuti dà facilmente la quantità, approssimata, dell'acqua gocciolata. Il valore di una goccia ogni due minuti corrisponde a circa 3 litri per mese. L'evaporazione è data dall'evaporamento, essa annualmente varia dai 5 ai 13 mm, secondo il sito. Così alcune delle principali variabili della funzione allungamento risultano determinate con buona approssimazione, ed il problema può essere già affrontato.

Notevole è il fatto che l'accrescimento può variare fortemente in brevi periodi di tempo, sino ad annullarsi ed anche regredire. Le cause possono essere di ordine generale o specifico. Tra le prime importante è la relazione tra le precipitazioni esterne e lo stillicidio interno. Lo studio di questa relazione è in atto nella grotta mediante pluviografi esterni ed interni.

## ALLUNGAMENTO DELLE STALATTITI

in 2 anni (ott. 1956 - sett. 1958)

Stal. N.º	Staz. N.º	Tipo di stalattiti	Goccia minuti	Allungamento tipo	Allungamento mm.	Osservazioni
1	7	normale	1/2	regolare	+0,2	
2	7	»	1/3	irregol.	0,0	
3	»	»	1/3	regolare	+0,2	
4	»	»	1/2	irregol.	-0,2	
5	»	»	1/3	irregol.	-2,5	
6	»	»	1/4	regolare	+0,7	
11	6	»	1/2	irregol.	+0,3	asciutta nel febr. 1958
12	»	»	1/2	regolare	-0,3	
13	»	»	1/3	irregol.	+1,0	asciutta nel sett. 1958
14	»	»	1/5	irregol.	+1,7	
21	5	cannello	1/2	regolare	+0,7	
22	»	»	1/2	regolare	+1,1	
23	»	»	1/2	regolare	+1,6	
31	4	normale	1/3	irregol.	+0,3	
32	»	»	1/3	irregol.	+1,4	asciutta nel febr. 1958
33	»	»	1/3	irregol.	+0,3	
41	3	normale	1/5	irregol.	-0,1	
42	»	»	1/5	irregol.	-0,5	
43	»	»	1/5	irregol.	-1,1	
51	3	normale	1/2	irregol.	+0,2	
52	»	»	1/2	regolare	+5,3	
53	»	»	1/2	regolare	+0,2	
54	»	»	1/2	irregol.	0,0	
71	2	normale	1/2	irregol.	+0,8	
72	»	cannello	1/2	regolare	+1,1	
73	»	cannello	1/2	regolare	+0,3	
74	»	cannello	1/2	regolare	+1,5	asciutta nel sett. 1958
75	»	cannello	1/2	regolare	+1,6	asciutta nel sett. 1958
76	»	normale	1/2	irregol.	+0,9	

Il valore medio dell'allungamento determinato per ogni gruppo, e la media complessiva di tutti i gruppi, risultano dal seguente specchietto (nel calcolo non sono stati considerati i due valori estremi eccezionali, delle stalattiti n. 5 e n. 52).

Gruppo di stalattiti	Allungamento medio in 2 anni	Allungamento medio in 1 anno
1 - 6	+0,2 mm	+0,10 mm
11 - 14	+0,7 »	+0,35 »
21 - 23	+1,1 »	+0,55 »
31 - 33	+0,7 »	+0,35 »
41 - 43	-0,6 »	-0,30 »
51 - 54	+0,1 »	+0,50 »
71 - 76	+1,0 »	+0,50 »
Media	+0,46 mm	+0,23 mm

L'allungamento medio annuo risulta di 0,23 mm. Valore indicativo già di per se di notevole importanza, ma che ne acquisterà molta di più nel confronto con quelli futuri della stessa grotta e con quelli attuali e futuri di altre grotte.

Certo è che voler calcolare con questo dato l'età delle stalattiti sarebbe una estrapolazione pericolosa, eppure chi non è tentato di farlo? Ma non è a questo che si voleva giungere con questa comunicazione; lo scopo è quello di presentare un saggio di una ricerca, che si può fare in una grotta con mezzi elementari, e i cui risultati possono essere utili in vari campi della scienza pura e applicata. E poi non sarà forse interessante trovare, tra qualche decennio, le tacche incise nelle stalattiti nel lontano 1957? Allora sì che sarà facile determinare gli allungamenti e metterli in relazione con gli altri elementi epi-ed ipogei.

### Bibliografia

- FORTI F. — *Studio sul sistema di grotte n. 3876 V. G., 3875 V. G. e 21 V. G. Alpi Giulie*, Num. unico, Anno 51<sup>o</sup> (1950), Trieste.  
 POLLI S. — *Sulle misure di meteorologia ipogea*. Atti del VI Congresso Nazionale di Speleologia, Trieste, 30 sett. - 2 ott. 1954.  
 POLLI S. — *La Grotta Sperimentale di meteorologia ipogea « C. Doria »* (N. 3875 V. G.). « Atti del VII Congr. Naz. di Speleologia », Como, sett. 1956.

## Meteorologia ipogea nella grotta sperimentale « C. Doria » Carso Triestino <sup>(1)</sup>

### Résumé

Dans la Grotte Expérimentale du Carso de Trieste, les mesures de la température de l'air, de l'eau, de la roche, de l'humidité relative et absolue; de l'évaporation, des courants d'air, du dégouttement continué quantitatif, des niveaux dans les bassins d'eau sont faites tous les deux semaines dans 8 déterminées stations. De ces éléments sont présentés les moyennes mensuelles, de toute saison et annuelles, pendant la période de 1.1.1956 à 31.5.1958. Ces valeurs sont confrontées entre avec celles-ci, mesurées à l'extérieur et puis on examine leur marche.

1. LA GROTTA E LE STAZIONI IPOGEE — La Grotta sperimentale di meteorologia ipogea è stata realizzata sul Carso di Trieste dalla Commissione Grotte della Società Alpina delle Giulie Sezione di Trieste del C.A.I. Essa è stata dotata di strumenti col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche. È stata attrezzata nel 1956 ed è in regolare funzione dal 1 gennaio 1957. La sistemazione della grotta e la scelta degli strumenti sono state fatte in base a cinque anni di esperienze eseguite nella vicina Grotta Gigante. La grotta è stata scelta allo scopo specifico di ricerche scientifiche, presenta pertanto tutti i caratteri tipici di una completa cavità carsica con tutti i fenomeni che in queste si possono trovare. Essa è mantenuta in rigorose condizioni naturali. Una robusta inferriata chiude l'apertura lasciando però libera la circolazione dell'aria.

Si trova a 6 km a nord di Trieste alla quota di 275 m. Uno stretto pozzo verticale, profondo 20 m, termina su una galleria inclinata lunga 120 m, che presenta ampliamenti vari a forma di caverne, sviluppati specialmente in senso verticale. La massima profondità è di 34 metri. Per la discesa nel pozzo sono state sistemate alle pareti verticali una serie di scale di ferro. Un sentierino facilmente percorribile conduce alle 8

(\*) Aiuto Direttore all'Istituto Talassografico di Trieste.

(1) Lavoro eseguito col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

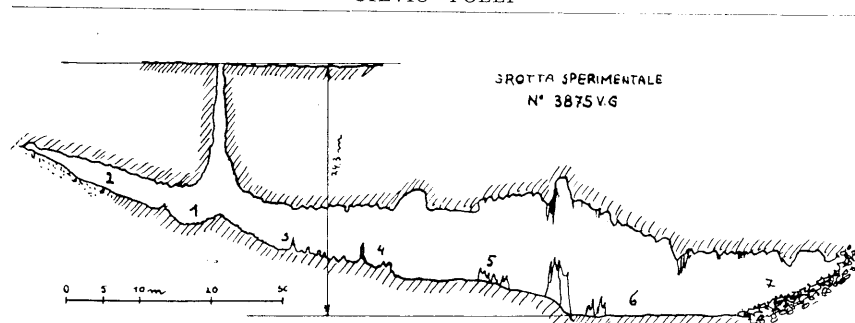


Fig. 1. — Sezione verticale della Grotta Sperimentale (i numeri indicano le posizioni delle stazioni metereologiche).

stazioni di misura. Nel seguente specchietto è indicato il loro numero progressivo, la profondità, la natura del suolo e la loro posizione.

NUMERO	PROFONDITÀ	NATURA DEL SUOLO E POSIZIONE
1	21 m	Cumulo detritico, sotto il pozzo;
2	17 »	materiale di frana, galleria alta;
3	25 »	banco di concrezione, galleria bassa;
4	29 »	» » » » »
5	30 »	» » » » »
5 A	25 »	» » » 5 m sopra la preced.;
6	34 »	banco di argilla, caverna più bassa;
7	29 »	cumulo detritico, al termine della galleria bassa.

Nel mezzo della caverna centrale è stata innalzata una scala verticale di ferro alta 12 m. Su questa scala sono eseguite misure alle altezze dal suolo di m 1, m 3, m 6, m 9, e ciò per lo studio della stratificazione dell'aria.

Ciascuna stazione è dotata di un psicrometro, di un termometro di massima, di un termometro di minima e di un evaporimetro. Le osservazioni sono eseguite a 1,5 m dal suolo. Gli osservatori specializzati, geom. Fulvio Forti e dott. Tullio Tommasini, si alternano rapidamente nelle misure, in modo da non influire con la loro presenza sugli strumenti. Eseguono quasi 50 discese ogni anno in tutte le condizioni di tempo. Il loro lavoro è essenziale alla ricerca e sommamente lodevole.

2. STRUMENTI E MISURE — Data la piccolissima variazione che subiscono col tempo i valori degli elementi microclimatici, la stazione è stata dotata di strumenti molto sensibili e le misure sono eseguite con la massima cura possibile. Ogni causa di errore è stata eseminata ed eliminata. Sono state escluse tutte le lampade con fiamma. La presenza di persone è ridotta al minimo possibile.

Attualmente le misure si eseguono ogni due settimane, sia in ciascuna delle 8 stazioni di misura e sia in altri siti per ricerche scientifiche.

La temperatura dell'aria è determinata esclusivamente con termometri ad aspirazione del tipo Assmann, graduati in 1/10 di °C o in 1/5 di °C, in quest'ultimo caso le ampie divisioni permettono la determinazione sicura del decimo di grado. In 4 delle stazioni interne sono state sistemate coppie fisse di termometri a massima (a mercurio) ed a minima (ad alcool). Non si usano nell'interno della grotta termografi perchè la loro sensibilità è insufficiente allo scopo.

La temperatura dell'acqua si misura nelle vaschette situate nella zona mediana della galleria. Il bulbo del termometro è immerso a 5 cm sotto la superficie dell'acqua. Queste misure interessano varie ricerche; per es. dalla differenza della temperatura tra aria ed acqua (che è di 0,1 a 0,2° C) si può determinare indirettamente l'evaporazione dell'acqua del bacino.

La temperatura della roccia si determina all'estremità di tre fori orizzontali praticati nella parete compatta della caverna centrale. Essi hanno il diametro di 3,5 cm e sono profondi 152 cm, 308 cm, 460 cm. I termometri, con lettura a 1/20° C, hanno il bulbo circondato da materiale coibente che mantiene costante la temperatura per circa 10 minuti. Per la lettura si estraggono dal foro. Questo è sbarrato termicamente ogni 20 cm per evitare ogni possibile propagazione per convezione.

L'umidità dell'aria è misurata esclusivamente mediante psicrometri ad aspirazione Assmann. I termometri, la velocità del ventilatore e lo stato della garza del bulbo bagnato sono continuamente controllati. I valori percentuali dell'umidità e quelli della tensione di vapore si determinano mediante le «Aspirations-Psychrometer-Tafeln» del Deutsch. Wetterdienst.

L'evaporazione dell'acqua è misurata in centesimi di mm di altezza. Sono in uso strumenti a vite micrometrica, fatti costruire appositamente allo scopo. Nelle stazioni 5 e 5A essi sono sulla stessa verticale, uno al suolo e l'altro a 5 m sopra il suolo. Ciò consente di determinare, dalla diversa evaporazione, oltre alla stratificazione dell'aria, anche le lievi correnti aeree nei due siti.

Lo stillicidio è registrato con continuità da un pluviografo. La quantità e la intensità (quantità/tempo) sono messe in relazione con le precipitazioni esterne.

Il livello dell'acqua nelle vaschette è misurato mediante un idrometro. Il livello varia nei bacini durante l'anno e negli anni successivi secondo il regime delle precipitazioni esterne.

L'accrescimento delle stalattiti e stalammitti si esegue mediante apposito micrometro misurando l'allungamento ed i diametri riferiti a tacche

incise sulla stalattite. Le letture periodiche danno la quantità e l'andamento dell'accrescimento delle concrezioni. Di queste determinazioni si dà relazione in una pubblicazione a parte.

Nella grotta si misurano pure le *correnti d'aria* mediante anemometri totalizzatori aventi sensibilità dell'ordine di 1 cm/sec; si fanno determinazioni contemporanee della *pressione atmosferica* alla bocca ed alla massima profondità; si osserva l'accrescimento dei depositi cristallini sugli oggetti posti nell'acqua delle vasche. Si misurano infine le microscillazioni della pressione atmosferica alla bocca d'entrata, in quanto la grotta si comporta quale ottima cavità barometrica.

3. LA CIRCOLAZIONE GENERALE DELL'ARIA NELLA GROTTA. — Per comprendere bene il significato e l'andamento degli elementi meteorici presentati nelle tabelle occorre tener presente come avviene la circolazione generale dell'aria nella grotta. Questo carattere è comune a molte cavità carsiche e pertanto può considerarsi quale esempio tipico.

La grotta è in diretta comunicazione con l'esterno mediante il pozzo sempre aperto. Avviene però che l'aria fredda filtra attraverso il materiale di frana che chiude la estremità inferiore della galleria e penetra nella parte più bassa della grotta. La frana dello spessore di circa 10 m comunica indirettamente con il fondo di una dolina vicina, per cui d'inverno, quando per il raffreddamento aumenta la densità dell'aria, questa filtra sino al fondo della grotta dove rimane stazionaria durante tutta l'estate e l'autunno. Durante questi mesi si riscalda al contatto delle pareti, e nella stagione invernale, sia perchè più leggera, sia perchè spinta dalla nuova discesa di aria fredda, esce dal pozzo d'accesso.

In conclusione la grotta è soggetta nella stagione invernale ad una lieve circolazione d'aria che discende dalla frana (ad una temperatura di 8-9°), attraversa, riscaldandosi, tutta la grotta, ed esce alla temperatura di 10-11°, della bocca del pozzo. Durante l'estate e l'autunno la circolazione è quasi nulla.

4. ELABORAZIONE DEI DATI E RISULTATI. — Tutti i termometri sono confrontati periodicamente con uno stesso termometro campione ad 1/5° C. Le singole correzioni strumentali sono così continuamente controllate. Le letture immediate vengono corrette e trascritte in tabelle, un confronto reciproco mette in evidenza eventuali errori accidentali. I dati così ottenuti risultano tutti omogeneamente corretti e sono pertanto rigorosamente confrontabili fra di loro.

I valori medi sono stati determinati sino ad 1/100° C; e questa frazione ha valore e significato effettivi in quanto sono medie di più valori determinati sino ad 1/10 e ad 1/20° C.

Non essendo possibile, per mancanza di spazio, eseguire un completo esame di ogni tabella, ci limiteremo a mettere in evidenza i principali caratteri che esse rappresentano.

La tab. 1 presenta le temperature medie dell'aria, mensili, stagionali ed annue, rilevate nelle 8 stazioni ipogee. La penultima colonna dà la media delle 8 stazioni, l'ultima colonna presenta la corrispondente temperatura media all'esterno della grotta (determinata dalle medie giornaliere della vicina stazione meteorologica di Opicina). Notevole è il fatto che la media interna risulta di 0,9° C superiore a quella esterna; ciò potrebbe esser dovuto al gradiente geotermico, il che si potrà vedere meglio negli anni futuri.

Dall'esame delle medie annue risulta che la stazione più calda è la n. 2 e la più fredda la n. 6, infatti la prima si trova nella galleria alta alla quota più elevata, la n. 6 si trova alla quota più bassa, vicina alla frana dalla quale filtra l'aria fredda.

Osservando le medie mensili si vede che la temperatura minima nella grotta si raggiunge nel febbraio; la massima in ottobre. Il raffreddamento è molto più rapido del riscaldamento perchè l'aria fredda invernale scende quasi immediatamente nella cavità, mentre deve stazionare lungamente al fondo prima di riscaldarsi e salire. Si noti ancora che delle due stazioni n. 5 e n.5A, sulla stessa verticale, quella superiore è più calda di ben 0,4° C.

La tab. 2 dà i valori medi mensili, stagionali e annui dell'umidità relativa dell'aria. La leggera circolazione invernale implica un lieve scambio d'aria con l'esterno, per cui l'umidità media annua si presenta relativamente non troppo elevata. In grotte senza circolazione si arriva al 98-99%. I valori più alti corrispondono alle stazioni n. 6 e n. 7 situate vicino alla frana terminale, dove l'aria fredda abbassando la temperatura, innalza la percentuale d'umidità. Il valore minimo si ha all'estremità opposta della grotta, alla stazione n. 2, dove la temperatura più elevata fa diminuire l'umidità relativa.

L'andamento dei valori mensili indica un massimo in settembre, quando la circolazione di aria è nulla ed il riscaldamento è massimo, ed un minimo in febbraio-marzo, quando la circolazione ed il raffreddamento sono massimi. Questo andamento è opposto a quello che avviene all'esterno dove l'umidità massima si ha in inverno e quella minima in estate.

La tab. 3 presenta i valori dell'umidità assoluta misurata in g/m<sup>3</sup>. Questi dati sono stati ricavati dalle misure psicrometriche. Mediante le « Aspirations-Psychrometer-Tafeln » si ottennero le tensioni di vapore (E), da queste e dalla temperatura (t), mediante la nota relazione:  $U_{\text{assol.}} = 1,06 E / (1 + t/273,2)$  si determinano i valori dell'umidità assoluta.

La media annua è superiore a quella dall'aria all'esterno della grotta. Il massimo annuo corrisponde alla stazione n. 2, la più elevata e la più calda, il minimo alla stazione n. 6, la più bassa e fredda. Il mese di massima umidità assoluta è ottobre, cioè quello più caldo nella grotta; il valore minimo si ha in febbraio, il mese più freddo. Delle due stazioni n. 5 e n. 5A, l'umidità assoluta maggiore compete alla più alta.



La tab. 4 presenta i dati delle temperature nella roccia, delle temperature nelle vaschette d'acqua ed i millimetri di acqua evaporata nelle stesse.

Le temperature della parete rocciosa sono misurate alle profondità orizzontali di cm 152, cm 308 e cm 460. Le medie annue aumentano con la profondità, quella a 460 cm nella roccia è più elevata della temperatura media dell'aria della grotta, risente di più il calore terrestre. Notevole è lo sfasamento delle temperature estreme rispetto a quelle della grotta ed a quelle esterne. A 460 cm la massima temperatura annua si ha in dicembre, quella minima in aprile. L'oscillazione annua della temperatura in questo punto è stata di  $0,30^{\circ}\text{C}$ .

La temperatura dell'acqua è misurata a 5 cm sotto la superficie liquida di una vasca naturale, di circa  $2\text{ m}^2$  di superficie e della profondità di circa 10 cm. La media annua è più bassa di quella della roccia. E' evidente l'effetto raffreddante dell'evaporazione, anche se questa è molto piccola. I mesi di minima e di massima temperatura sono febbraio ed ottobre, come avviene per l'aria.

L'evaporazione si dimostra non solo apprezzabile ma notevole. La media annua di 9,7 mm corrisponde ad una evaporazione giornaliera di 0,0264 mm, cioè circa 0,1 mm ogni 4 giorni. E' massima nella stazione n. 6, che è la più ventilata e più secca; è minima nella n. 5, che delle tre in esame è quella con aria più calma. La massima evaporazione avviene in gennaio, cioè quando la circolazione dell'aria è massima e l'umidità è bassa; la minima si ha in settembre, con aria ferma e umida elevata.

La tab. 4 dà i valori delle temperature estreme dell'aria e le variazioni di livello nella vasca d'acqua (le due tabelle sono accostate per pura necessità tipografica).

Le temperature massime e minime, sono quelle estreme misurate in ciascun mese, stagione o anno. Sono state indicate pure le differenze tra i due estremi, cioè l'escursione mensile, stagionale e annua. La stazione n. 1 si trova quasi sotto al pozzo e risente della vicinanza di questo, la stazione n. 6 è la più bassa e si trova vicino alla frana da cui filtra l'aria fredda. La prima, più elevata, è più calda, l'altra è la più fredda. Si noti che l'aria fredda di febbraio ( $0^{\circ}\text{C}$  all'esterno) penetra nella cavità attraverso 10 m di frana giungendovi con una temperatura di  $7,9^{\circ}\text{C}$ . Quest'aria fredda impiega poi quasi 10 mesi per riscaldarsi fino ad  $11^{\circ}$  e risalire attraverso il pozzo principale alla superficie. Le escursioni minime mensili si hanno nei mesi estivi quando la circolazione d'aria è minima, le massime in febbraio-marzo quando l'improvvisa discesa della « bora » (vento violento e freddo discendente dall'altipiano carsico) perturba la stabilità termica nella grotta.

Le variazioni di livello dell'acqua della vasca naturale sono strettamente legate al regime delle piogge esterne; perciò accanto alle variazioni di livello interne, sono stati messi, per ciascun periodo di tempo considerato, gli scostamenti delle precipitazioni rispetto al valore medio

normale. Il segno + indica aumento, quello — diminuzione. Per es. nel gennaio 1957 la precipitazione esterna è stata inferiore alla normale di 51 mm; nella grotta il livello dell'acqua è diminuito di 28 mm. È evidente l'andamento parallelo delle due serie di valori. Notevoli sono i valori annui: nel 1957 la pioggia è stata inferiore alla normale (che è di 1080 mm) di 308 mm; nello stesso anno il livello nella vasca interna è diminuito complessivamente di 25 mm.

La tab. 6 presenta i valori medi delle temperature, umidità relativa e assoluta dedotti dalle misure eseguite ad 1 m, 3 m, 6 m e 9 m, sulla scala innalzata verticalmente nel mezzo della caverna centrale. I dati corrispondono ad un ciclo annuo completo e vanno dal giugno 1957 al maggio 1958. Le medie annue indicano chiaramente un aumento progressivo della temperatura con l'altezza. La differenza di temperatura tra gli 8 m di dislivello è di  $0,60^{\circ}$ , a cui corrisponde un gradiente di  $0,075^{\circ}\text{C/m}$ . L'andamento dei valori mensili è analogo a quello già esaminato per le altre stazioni. Si può osservare ancora una maggior stabilità degli strati superiori rispetto a quelli inferiori, sia per la temperatura che per l'umidità, e ciò si può facilmente vedere notando che le escursioni, sia termiche che dell'umidità, sono maggiori presso il suolo che ai 6 ed ai 9 m di altezza.

#### CONCLUSIONI

I dati presentati costituiscono i risultati di appena una piccola parte delle ricerche che si eseguono nella grotta sperimentale. I fenomeni nell'ambiente ipogeo si svolgono molto lentamente e perciò occorre molto tempo per determinarli. Risulta però già da queste prime tabelle quale notevole contributo essi possono portare non solo alla speleologia ma al più vasto campo della geofisica.

Queste tabelle e quelle che saranno pubblicate negli anni successivi costituiranno i dati fondamentali per i calcoli statici e dinamici necessari alla determinazione dell'equilibrio e del movimento delle masse d'aria ipogee. Alla speleologia esplorativa sta succedendo la speleologia scientifica, e questo evolversi è l'indice più chiaro della vitalità e delle possibilità di questa scienza.

## Bibliografia

- CRESTANI G. e ANELLI F. — *Ricerche di meteorologia ipogea nelle Grotte di Postumia* Uff. Idrogr. del Magistrato alle Acque, Pubbl. N. 143, Roma, 1939.
- FORTI F. — *Studio sul sistema di grotte n. 3876 V.G., 3875 VG. e 21 V.G. Alpi Giulie*, Num. unico, Anno 51<sup>o</sup> (1950), Trieste.
- POLLI S. — *Meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste*. Atti del I Congresso Internaz. di Speleologia, Parigi, 1953. Vol. II, Sez. 2, Pg. 307-319. Pure in: *Alpi Giulie*, Trieste Vol. 52 (1953), pg. 22-32.
- POLLI S. — *La Grotta Gigante del Carso di Trieste quale cavità barometrica*. Atti del VI Congresso Naz. di Speleologia, Trieste, 30 sett. - 2 ottobre 1954.
- POLLI S. — *Sulle misure di meteorologia ipogea*. Atti del VI Congr. Naz. di Speleologia, Trieste, 30 sett. - 2 ott. 1954.
- POLLI S. — *Cinque anni di meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste* Atti del VII Congr. Naz. di Speleologia, Como, sett. 1956.
- POLLI S. — *La Grotta Sperimentale di meteorologia ipogea «C. Doria» (N. 3875 V.G.)*. Atti del VII Congr. Naz. di Speleologia, Como, sett. 1956.
- TROMBE F. — *Traité de spéléologie*. Bibl. Scientif. Payot, Paris, 1932.
- VERCELLI F. — *Il regime termico nelle Grotte di S. Canziano*. Le Grotte d'Italia, Vol. V, 2, 1931.

TAB. 1 — TEMPERATURE MEDIE DELL'ARIA NELLE 8 STAZIONI IPOGEE.

Periodo	Stazione 1	Stazione 2	Stazione 3	Stazione 4	Stazione 5	Stazione 5 A	Stazione 6	Stazione 7	Media interno	Media esterno
	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C
1957	10,60	11,50	10,27	9,70	9,37	10,15	8,57	8,90	9,89	1,9
I	10,55	11,45	10,10	9,60	9,15	10,00	8,50	8,65	9,78	4,4
II	10,83	11,40	10,13	9,63	9,33	10,07	8,73	9,00	9,89	6,5
III	10,95	11,60	10,30	9,90	9,65	10,20	9,25	9,40	10,16	10,6
IV	11,00	11,50	10,40	10,00	9,80	10,30	9,50	9,60	10,26	12,5
V	11,30	11,70	10,55	10,35	10,25	10,50	9,95	9,95	10,57	19,9
VI	11,40	11,70	10,70	10,50	10,40	10,60	10,10	10,10	10,69	21,1
VII	11,55	11,75	10,85	10,70	10,55	10,70	10,30	10,35	10,84	19,4
VIII	11,53	11,65	10,96	10,80	10,57	10,70	10,43	10,40	10,88	15,9
IX	11,30	11,65	10,90	10,85	10,75	10,80	10,55	10,55	10,92	11,7
X	11,20	11,65	10,90	10,80	10,65	10,90	10,45	10,50	10,88	7,9
XI	11,05	11,45	10,70	10,35	10,10	10,45	9,45	9,65	10,40	3,4
XII	10,75	11,30	10,55	10,05	9,60	10,30	9,00	9,10	10,08	1,7
1958	10,60	11,20	10,25	9,70	9,25	10,00	8,40	8,70	9,76	4,3
I	10,47	11,17	10,23	9,60	8,97	10,00	8,20	8,47	9,64	3,0
II	10,60	11,40	10,25	9,80	9,30	10,00	8,70	8,90	9,87	8,6
III	11,05	11,60	10,55	10,25	10,00	10,20	9,45	9,45	10,32	16,9
IV	10,60	11,50	10,26	9,77	9,34	10,12	8,62	8,88	9,89	2,7
V	10,93	11,50	10,28	9,84	9,59	10,19	9,16	9,33	10,10	9,9
1957	11,42	11,72	10,70	10,52	10,40	10,60	10,12	10,13	10,70	20,1
Inverno	11,34	11,65	10,92	10,82	10,66	10,80	10,48	10,48	10,89	11,8
Primav.	10,80	11,32	10,50	10,03	9,65	10,25	8,95	9,15	10,81	3,1
Estate	10,71	11,39	10,34	9,88	9,42	10,07	8,78	8,94	9,94	9,5
Autunno	11,07	11,59	10,54	10,24	10,00	10,43	9,59	9,71	10,40	11,3
1957										
Anno										

TAB. 2 — UMIDITÀ RELATIVA NELLE 8 STAZIONI IPOGEE.

Periodo	Stazione 1	Stazione 2	Stazione 3	Stazione 4	Stazione 5	Stazione 5A	Stazione 6	Stazione 7	Media interno	Media esterno
1957										
I	93,0	92,0	91,3	92,5	92,0	89,5	95,0	95,0	92,5	60
II	92,0	91,5	91,0	92,0	92,5	89,0	94,5	94,5	92,1	78
III	91,5	91,3	92,5	92,5	93,3	90,5	96,0	95,5	92,9	63
IV	93,5	93,0	94,5	94,5	95,5	95,5	96,5	96,0	94,9	58
V	96,0	94,0	95,0	96,0	96,5	96,5	97,0	97,0	96,0	58
VI	99,0	97,0	96,5	96,5	97,5	97,0	97,5	98,5	97,4	62
VII	98,5	96,5	96,7	98,0	98,0	98,0	98,0	99,0	97,8	62
VIII	97,5	96,5	98,0	98,5	98,5	98,0	98,0	99,0	98,0	61
IX	97,7	97,5	98,0	99,0	98,3	98,3	98,3	99,8	98,4	68
X	98,0	97,5	99,0	98,5	98,0	98,5	98,5	98,5	98,3	70
XI	98,0	96,0	98,0	98,0	97,5	99,0	98,8	98,0	97,9	67
XII	94,0	95,0	94,5	94,5	94,0	95,5	96,0	95,5	94,9	67
1958										
I	93,0	95,0	93,0	94,0	93,5	93,0	95,5	95,0	94,0	63
II	92,5	94,5	92,0	93,5	92,0	92,0	95,5	94,0	93,3	77
III	93,0	94,3	91,0	92,7	93,0	89,0	96,0	94,7	92,9	54
IV	93,5	94,5	92,5	94,0	95,0	94,0	97,5	96,5	94,7	59
V	96,0	96,0	95,0	96,3	96,5	97,0	98,0	97,5	96,5	62
1957										
Inverno	93,3	92,2	91,6	92,3	92,5	90,2	95,0	95,5	92,8	68
Primav	93,7	92,8	94,0	94,3	95,1	94,2	96,5	96,2	94,6	60
Estate	98,4	96,7	97,1	97,7	98,0	97,7	97,8	98,8	97,8	62
Autunno	97,9	97,0	98,3	98,5	97,9	98,6	98,5	98,8	98,2	68
1958										
Inverno	93,2	94,8	93,2	94,0	93,2	93,5	95,7	94,8	94,1	58
Primav	94,2	94,9	92,8	94,3	94,8	93,3	97,2	96,2	94,7	69
1957										
Anno	95,7	94,8	95,4	95,9	96,0	95,4	97,0	97,2	95,9	65

SILVIO POLLI

METEOROLOGIA IPOGEE NELLA GROTTA SPERIMENTALE « C. DORIA »

TAB. 3 — UMIDITÀ ASSOLUTA IN g/m<sup>3</sup>

Periodo	Stazione 1	Stazione 2	Stazione 3	Stazione 4	Stazione 5	Stazione 5A	Stazione 6	Stazione 7	Media interno	Media esterno
1957										
I	9,1	9,6	8,7	8,5	8,2	8,5	8,0	8,0	8,58	4,5
II	9,0	9,4	8,7	8,4	8,3	8,4	8,1	8,1	8,56	6,3
III	9,1	9,4	8,8	8,5	8,4	8,6	8,3	8,5	8,70	6,1
IV	9,5	9,7	9,1	8,9	8,8	9,2	8,7	8,7	9,08	6,9
V	9,6	9,9	9,2	9,1	9,0	9,3	8,9	8,9	9,24	8,1
VI	10,0	10,2	9,4	9,3	9,4	9,4	9,1	9,2	9,50	12,7
VII	10,2	10,2	9,5	9,6	9,4	9,6	9,4	9,4	9,66	14,3
VIII	10,1	10,2	9,7	9,7	9,6	9,6	9,4	9,5	9,73	12,3
IX	10,1	10,2	9,8	9,8	9,6	9,7	9,5	9,5	9,78	11,3
X	10,1	10,2	9,9	9,7	9,7	9,8	9,6	9,6	9,83	8,2
XI	9,9	10,2	9,7	9,7	9,6	9,9	9,5	9,5	9,75	7,1
XII	9,5	9,9	9,4	9,1	8,9	9,3	8,7	8,7	9,19	5,5
1958										
I	9,2	9,8	9,1	8,9	8,6	8,9	8,4	8,5	8,93	4,6
II	9,1	9,7	8,8	8,7	8,2	8,6	8,1	8,1	8,66	6,3
III	9,2	9,6	8,6	8,5	8,2	8,4	8,0	8,0	8,56	4,4
IV	9,2	9,8	8,9	8,7	8,5	9,0	8,4	8,4	8,86	6,1
V	9,8	10,1	9,3	9,3	9,1	9,3	8,9	8,9	9,34	11,0
1957										
Inverno	9,10	9,57	8,83	8,57	8,37	8,60	8,17	8,13	8,67	5,2
Primav.	9,40	9,67	9,03	8,83	8,70	9,03	8,63	8,70	9,00	7,0
Estate	10,10	10,20	9,53	9,53	9,47	9,53	9,30	9,37	9,63	13,1
Autunno	10,03	10,20	9,80	9,73	9,63	9,80	9,53	9,53	9,78	8,9
1958										
Inverno	9,27	9,80	9,10	8,90	8,57	8,93	8,40	8,43	8,93	5,5
Primav.	9,30	9,83	8,93	8,83	8,60	8,90	8,43	8,43	8,90	7,2
1957										
Anno	9,68	9,93	9,33	9,19	9,08	9,28	8,93	8,97	9,30	8,6

TAB. 4 — TEMPERATURA DELLA ROCCIA E DELL'ACQUA. EVAPORAZIONE

Periodo	TEMPERATURA ROCCIA			TEMP.		EVAPORAZIONE			Media evap. mm
	152 cm	308 cm	460 cm	Acqua		Staz. 1	Staz. 5	Staz. 6	
	°C	°C	°C	°C	mm	mm	mm	mm	
1957	9,88	10,32	10,54	9,15	1,82	1,55	2,49	1,95	
I	9,70	10,18	10,48	9,10	1,76	1,43	2,23	1,81	
II	9,68	10,15	10,42	9,24	1,60	0,78	2,20	1,53	
III	9,73	10,13	10,40	9,60	1,17	0,51	1,14	0,94	
IV	9,85	10,20	10,40	9,75	0,87	0,17	0,85	0,63	
V	9,95	10,23	10,42	10,05	0,60	0,10	0,56	0,42	
VI	10,13	10,35	10,48	10,20	0,44	0,06	0,42	0,31	
VII	10,23	10,43	10,50	10,35	0,40	0,11	0,27	0,26	
VIII	10,38	10,57	10,58	10,43	0,24	0,15	0,28	0,22	
IX	10,43	10,60	10,63	10,48	0,40	0,05	0,26	0,24	
X	10,48	10,65	10,68	10,45	0,58	0,12	0,57	0,42	
XI	10,35	10,68	10,70	9,95	0,77	0,43	1,61	0,94	
XII									
1958									
I	10,15	10,55	10,70	9,60	1,32	0,98	2,57	1,62	
II	9,86	10,30	10,63	9,20	1,86	0,73	2,00	1,53	
III	9,70	10,19	10,50	9,07	2,06	1,24	2,72	2,01	
IV	9,58	10,05	10,40	9,30	1,53	0,62	1,77	1,31	
V	9,75	10,12	10,35	9,70	0,86	0,16	0,99	0,67	
1957									
Inverno	9,89	10,32	10,52	9,28	4,38	3,48	6,32	4,73	
Primav.	9,75	10,16	10,41	9,53	3,64	1,46	9,19	3,10	
Estate	10,10	10,34	10,47	10,20	1,44	0,27	1,25	0,99	
Autunno	10,43	10,61	10,63	10,45	1,22	0,32	1,11	0,88	
1958									
Inverno	10,12	10,51	10,68	9,58	3,95	2,14	6,18	4,09	
Primav.	9,68	10,12	10,42	9,36	4,45	2,02	5,48	3,99	
1957									
Anno	10,07	10,37	10,52	9,90	10,65	5,46	12,88	9,67	

SILVIO POLLI

TAB. 5 — TEMPERATURE ESTREME DELL'ARIA. LIVELLO DELL'ACQUA NELLA VASCA

Periodo	STAZIONE N.° 1			STAZIONE N.° 6			LIVELLO		PREC. Ester. mm
	max.	min.	diff.	max.	min.	diff.	Acqua	Ester.	
	°C	°C	°C	°C	°C	°C	mm	mm	
1957	11,0	10,2	0,8	9,1	8,2	0,9	-28	-51	
I	11,0	9,3	1,7	8,8	7,9	0,9	+70	+24	
II	10,9	9,7	1,2	9,3	8,2	1,1	-34	+65	
III	11,0	10,3	0,7	9,4	8,6	0,8	+35	+39	
IV	11,1	10,5	0,6	9,6	9,0	0,6	-28	+14	
V	11,3	10,7	0,6	10,1	9,4	0,7	+15	-29	
VI	11,4	10,8	0,6	10,3	9,9	0,4	-7	+64	
VII	11,6	11,0	0,6	10,6	10,1	0,5	+36	+20	
VIII	11,6	11,0	0,6	10,7	10,2	0,5	-18	-45	
IX	11,4	10,9	0,5	10,7	10,2	0,5	-1	-88	
X	11,3	10,8	0,5	10,6	9,9	0,7	+7	-69	
XI	11,3	10,7	0,6	10,2	9,3	0,9	+5	-54	
XII									
1958									
I	11,1	10,5	0,6	9,7	8,8	0,9	+28	+52	
II	10,9	10,4	0,5	9,1	7,9	1,2	+48	+28	
III	10,9	10,2	0,7	9,1	7,8	1,3	-8	+30	
IV	10,8	10,3	0,5	9,0	8,2	0,8	+2	-3	
V	11,1	10,4	0,7	9,6	8,7	0,9	-12	-70	
1957									
Inverno	11,2	9,3	1,9	9,6	7,9	1,7	+42	+96	
Primav.	11,1	9,7	1,4	9,6	8,2	1,4	-27	-40	
Estate	11,6	10,7	0,9	10,6	9,4	1,2	-28	+15	
Autunno	11,6	10,8	0,8	10,7	9,9	0,8	-12	-209	
1958									
Inverno	11,3	10,4	0,9	10,2	7,9	2,3	+81	+26	
Primav.	11,1	10,2	0,9	9,6	7,8	1,8	-18	-103	
1957									
Anno	11,6	9,3	2,3	10,7	7,9	2,8	-25	-308	

METEOROLOGIA IPOGEA NELLA GROTTA SPERIMENTALE

TAB. 6 — TEMPERATURA ED UMIDITÀ NELLA CAVERNA CENTRALE  
a 1 m, 3 m, 6 m e 9 m dal suolo.

Periodo	TEMPERATURA, °C				UMIDITÀ RELATIVA, %				UMIDITÀ ASSOLUTA g./m <sup>3</sup>			
	1 m	3 m	6 m	9 m	1 m	3 m	6 m	9 m	1 m	3 m	6 m	9 m
1957-58												
VI	10,45	10,50	10,65	11,00	97,0	97,0	97,0	98,0	9,40	9,35	9,55	9,70
VII	10,60	10,60	10,80	11,00	98,0	98,0	98,0	98,0	9,60	9,60	9,60	9,80
IX	10,80	10,80	10,90	11,15	98,0	98,0	98,0	98,0	9,65	9,75	9,70	9,85
VIII	10,80	10,90	10,97	11,30	99,0	98,7	98,3	97,3	9,80	9,83	9,83	9,93
X	10,80	11,00	10,95	11,15	99,0	98,5	98,5	98,0	9,80	9,80	9,85	9,90
XI	10,80	10,85	10,95	11,15	99,0	98,5	98,0	97,0	9,80	9,75	9,80	9,85
XII	10,30	10,65	10,70	10,90	97,0	98,0	95,5	95,0	8,35	9,20	9,40	9,60
I	10,05	10,30	10,55	10,80	94,0	93,5	93,0	93,5	8,90	8,95	9,05	9,25
II	9,70	10,00	10,30	10,60	93,0	91,5	90,5	92,0	8,60	8,60	8,70	9,00
III	9,50	9,90	10,17	10,50	94,0	91,7	90,0	92,0	8,57	8,57	8,60	8,93
IV	9,80	10,10	10,30	10,70	94,0	92,0	92,0	92,0	8,70	8,60	8,80	8,90
V	10,20	10,45	10,60	10,80	98,0	96,0	95,0	96,5	9,30	9,35	9,35	9,60
1957-58												
Estate	10,62	10,63	10,78	11,05	97,7	97,7	97,7	98,0	9,55	9,57	9,62	9,78
Autun.	10,80	10,92	10,96	11,20	99,0	98,5	98,3	97,4	9,80	9,79	9,83	9,89
Inverno	10,02	10,32	10,51	10,77	94,7	94,3	93,0	93,5	8,62	8,92	9,05	9,20
Primav.	9,83	10,15	10,36	10,67	95,3	93,2	92,3	93,5	9,19	8,84	8,92	9,14
Anno	10,32	10,50	10,65	10,92	96,7	96,0	95,3	95,6	9,29	9,28	9,35	9,53

## La dynamique dans les grottes alpines

### Résumé

La circulation des temps dans les grottes alpines. Beaucoup d'observations et recherches dans les grottes alpines, avant tout dans la Eisriesenwelt du Tennengebirge en Salzburg, la plus grande grotte du monde, ont montré, qu'il y a un grand rapport entre la circulation des temps dans les grottes alpines, leur direction et intensité et aux temps de l'atmosphère, la situation météorologique générale. Il sera donné une classification des grottes alpines du point de vue météorologique. Toutes les connaissances nouvelles sont interprétées par quelques exemples pratiques des matériaux des observations. Ces observations sont très importantes pour la formation de glace en quelques grottes.

La connaissance, que la circulation dans les grottes dynamiques - ce sont les systèmes à deux ou plusieurs entrées - résulte au principe des conduits communicants on pouvait gagner déjà depuis long temps à la base des réflexions de physique et grâce à nombreuses recherches. Elle explique, regardé à larges vues, la variation de la circulation de la grotte en dedans et en dehors par le changement de la saison de la température. En suivant, les points de vue météorologiques seront cités à dynamique dans les grottes alpines, qui examinent non seulement le changement de la circulation de la grotte en dehors et en dedans, mais encore la circulation des temps dans la grotte à conditions tout différentes et par la circulation de la grotte expliquent non seulement par un effet de la température, mais encore par un effet d'une influence dynamique. La existence de ces influences dynamiques est d'autant plus que compréhensible, si on pense, qu'aient liaison tous les systèmes des grottes, surtout les dynamiques, avec le monde extérieur toujours par beaucoup des gorges et gouffres et elles sont par là sans aucun doute une partie de la atmosphère totale. Par ce fait paraissent expliquer non seulement les rapports entre la circulation de la grotte et la circulation atmosphérique, mais encore la jonction de la circulation des temps de la grotte aux temps générales. Un exemple pratique de la technique nous donne pour cela

(\*) Klagenfurt, Radetzkystrasse 6, Österreich.

aussi la structure du tunnel. C'est un système des grottes artificielles dans laquelle les questions de la ventilation ont liaison très proche avec les événements atmosphériques, la pression et la circulation. Mais aussi les grottes statiques - ce sont les systèmes avec une entrée seule - succombent aux influences des temps généraux quoique pas en cette dimension comme les grottes dynamiques, cependant il y a aussi ici un échange faible de l'air, stipulé par les fluctuations continues de pression.

Parce que la dynamique et la variation de la circulation d'une grotte j'ai pu poursuivre du temps d'un passage d'un front des temps avec d'orage en été 1953 pendant une expédition dans la grotte « Geldloch » en « Ötscher » (c'est le nom du mont) en Basautriche, en été 1955, j'ai fait des mesures aussi dans la grotte « Eisriesenwelt » en « Tennengebirge » à Salzburg et beaucoup d'observations pour l'éclaircissement des problèmes de la circulation des temps dans les grottes alpines. Déjà pendant l'événement à court terme an Geldloch, un fait pas très étonnant se montre, que les relations de la température ne soient en aucune façon seulement, qui sert de règle, mais aussi les événements dans l'atmosphère ont une influence très importante, par exemple les variations de pression et les phénomènes des fronts. Les observations dans la Eisriesenwelt montrent en même manière, que la variation de la force de la circulation et le changement de la circulation de la grotte en dehors et en dedans ne soient pas tant en liaisons avec la température, qu'ils montrent plutôt une interdépendance du développement des temps généraux. Bien entendu, la température donne une supposition certaine en atmosphère pour ainsi dire comme une condition préliminaire pour l'activité des événements dynamiques. Ainsi par exemple la condition préliminaire est donnée pour le changement de la circulation dans la grotte, quand la température en dehors domine plus bas ou monte plus haute comme la température de la grotte. Mais le changement même est causé par les influences dynamiques, correspondant le développement de la situation météorologique générale.

À cette connaissance on peut faire une parallèle très claire entre la question de l'influence de la température à la circulation dans la grotte et l'importance de la température dans le développement du temps généraux. Dans toute l'atmosphère la marche annuelle de la température montre une continuité causale certain avec le développement des temps généraux. Donc la neige est très rare en été comme un orage en hiver. Mais en détail les événements dynamiques forment le développement des temps. Le principe égal est valable en petit pour les systèmes des grottes, pour lesquelles, regardé à large vues, la marche annuelle de la température ne peut pas être sans attention. Mais en détail la dynamique et la circulation dans la grotte sont fixées par le développement de la situation météorologique générale. Donc il est très essentiel, qu'on instruit très exactement les influences du développement des temps générales pour la dynamique et la circulation des grottes, au base des connaissances nou-

velles dans la météorologie, parce que les systèmes dynamiques sont en liaison immédiate avec l'atmosphère générale par gorges et gouffres toujours, par lesquelles la jonction est donnée aux développements des temps générales. Déjà par un événement très bref il est démontré dans la grotte Ötscher en BasAutriche, registrent la pression à quelques positions, que la circulation dans la grotte s'élève d'un tiers par une différence de pression dans l'atmosphère durant un passage du front. (6.9.7.1953) Dans le premier passage, en grotte la circulation montait de 3 au 4 m/sec et aux quelques autres passages on a pu registrer un accroissement de la circulation de 0,7 au 1,0 m/sec.

Il était possible de traiter la question de la dynamique et de la circulation dans une grotte à fond mieux dans la Eisriesenwelt, dans un système de la grotte en Salzburg, laquelle est située environ nord-sud. Les points de vue étaient beaucoup plus étendus, les observations commençaient à un moment très favorable et s'étendaient à long temps. Avant tout, le changement de la circulation de la grotte de dedans à en dehors était à concevoir très bien de 13. au 14.6.1955. À ce temps les températures de l'atmosphère étaient en aucune très hautes, elles étaient entre 1500 et 2000 m généralement plus haute comme la température de la grotte toujours et elles ne devaient pas sous le poids de congélation. Dans cette condition préliminaire de la température généralement donnée par le changement de la circulation dans la grotte, les événements dynamiques des temps pourraient se mêler très actifs. Le 12.6.1955, en Nordalpes était influence d'anticyclone affaibli. Une dépression se déplaçait de l'Angleterre à sud-est avec une baisse de pression très forte. Au sud des Alpes la pression était encore en montant.

À cause de cette pression distribution en tous les niveaux de l'atmosphère résulte en gradient sud-nord, qui fait réussir la circulation en dedans. Mais le 13.6., il se montrait un changement fondamental dans la situation météorologique générale. La dépression de l'Angleterre s'était déplacée à est, le sillon en hauteur a passé l'Europe centrale et un coup porté d'un coin de haute pression de l'anticyclone sur l'Atlantique avait lieu avec une hausse de pression très forte.

Parallèle à ce développement une dépression faible se formait méridional des Alpes, par lequel le gradient sud-nord sur les Alpes tournait à nord-sud. Correspondant au suite géographique de la grotte donc la circulation en dehors était fortifiée et se mettait enfin le 14.6. après un jour du calme dans la circulation de la grotte. Avec cela, le changement de la circulation de dedans à en dehors était donné enfin. Quelques autres exemples prouvent l'existence des événements dynamiques tout clairement. Le 1.7.1955, la circulation dans la grotte « Eisriesenwelt » était petit. La situation météorologique générale était un anticyclone sur l'Europe centrale avec un gradient très faible. Le matin du 2.7., la circulation dans la grotte a augmentée sur sa valeur double à un temps, à un lequel il n'y a pas une influence locale de l'échauffement quotidien sur

la circulation de la grotte. Un regard sur la carte des temps nous montre, qu'il y avait un changement dans la situation météorologique générale. Comme au 12.6., une hausse de dépression très forte commençait après le passage d'une perturbation et l'anticyclone sur l'Europe d'Ouest se déplaçait à l'Europe centrale. En suite la hausse de dépression durait d'ouest et du nordouest, tandis que la pression sur l'Europe du sud montrait la tendance baissée, par lequel un gradient du nord à sud résultait sur les Alpes comme le 13. au 14.6. Ce gradient causait dans le système du Eisriesenwelt un renforcement essentiel de la circulation en dehors. Le 3.7., le gradient très fort sur les Alpes était affaibli encore et en suite aussi la composante très forte du nord au sud dans la circulation générale. Bien que, quoique l'échauffement quotidien était très fort et la température au midi était très haute, la circulation dans la grotte restait faible comme le 1.7., parcequ'une dépression sur Ouesteurope avec baisse très fort se déplaçant au nord-est, causait un gradient sud-nord augmentant dans les Alpes.

Ces résultats prouvent par exemple, qu'une classification des grottes seulement par la distribution de la température est très insuffisante et une telle classification ne peut être désignée en suffisant dans la science naturelle, parceque la température nous montre seulement un facteur subordonné des beaucoup des autres en temps. L'intégration d'une caractéristique de la grotte n'est pas la température, mais la dynamique, la conception des temps. Avec la température on ne peut pas même différencier un système des grottes dynamique ou statique. Aussi beaucoup des températures sont seulement des mesures uniques ou fictives ou faites par corrélation ou évaluées suivant selon la température moyenne de l'atmosphère, tandis que les températures des grottes effectives nous montrent beaucoup de variations et différences spécifiques à cause de la circulation dans chacune grotte et dans leurs caves uniques.

Enfin, un phénomène soit indiqué, qu'il représente aussi un effet-dynamique typique en interdépendance de la orographie des montagnes. Cet effet nous montre une augmentation très forte et subite de la circulation dans la grotte après le coucher du soleil dans la vallée du Salzach, ainsi en aucune façon au temps de la radiation plus forte et d'échauffement plus grand. La cause pour cela est, que les rochers raides des montagnes se rafraichit très vite, l'air frais descend très vite dans la vallée suivant leur gravité et comme un vent de la vallée remarquable souffle par la vallée du Salzach avec une force du 6-7 m/sec. Cette direction du vent de la vallée du nord au sud a un effet sussant à la circulation de la grotte et accélère la circulation de la grotte en dehors. Mais ce phénomène paraît seulement bien à une atmosphère en paix et sans événement turbulent. Parceque ce phénomène paraît après le coucher du soleil, sa cause est située sans doute en événement dynamique et on ne peut pas parler d'un influence de la température.

Les observations, fait jusqu'à présent, de la dynamique et de la

importance des événements dynamiques en temps générales pour la circulation dans la grotte nous montrent, qu'une influence ingénieuse à la circulation de la grotte peut être très important pour le thermique et pour les conditions des glâces. La circulation de la grotte est plus forte en années avec une circulation méridionale plus forte dans l'atmosphère et avec un gradient marquant du nord au sud. Dans cette année particulière à temps froids, on peut ouvrir la porte de la grotte à quelques temps, pour obtenir une circulation plus forte et pour favoriser les formations des glâces. En cette connexion il est remarquable, que la circulation du Eisriesenwelt s'augmente pour leur valeur double, quand on ouvre la porte dans la grotte.



## Études sur le milieu des petits réservoirs d'eau des grottes dans les montagnes des Tatras

### Résumé

On a exécuté des études hydrothermiques et hydrochimiques dans 6 grandes grottes des Tatras: Zimna, Mietusia, Kasprowa Nizna, Bystra, Pod Pisana et Bielska. Les mesures concernant la température, le pH, la dureté totale et l'alcalinité de l'eau ont été effectuées, en hiver et en été, dans 41 réservoirs, appartenant aux groupes suivants: petits lacs, petits bassins permanents et temporaires, filets d'eau courante et cours souterrains des torrents superficiels.

On a obtenu les résultats suivants pour les valeurs extrêmes:

température 1° - 5,8° C.  
pH 7,2 - 8,0  
dureté totale de l'eau 65-135 mg CaO/l  
alcalinité 1 - 2,35 ml 0,1 n HCL/l

Les oscillations de la température de l'eau n'ont pas dépassé 1° C. dans le cycle annuel, excepté pour les réservoirs qui se couvrent d'une mince couche de glace sous l'influence du climat du dehors. La saturation en oxygène, étudiée dans une partie des réservoirs, est suffisante (84 - 103%).

Une analyse hydrochimique complète a démontré une oligotrophie extrême des eaux souterraines des Tatras ainsi qu'un contenu de nitrates exceptionnellement élevé (1,08 mg N/l).

Les études thermiques et chimiques dans les eaux des grottes font partie des recherches hydrobiologiques dans les six grandes cavernes des Tatras (Chodorowska, Chodorowski 1959). On a étudié les 5 cavernes des Tatras Occidentales (Zimna, Mietusia, Kasprowa Nizna, Bystra et Wodna pod Pisana) ainsi qu'une seule caverne Bielska dans les Tatras Bielskie en Tchécoslovaquie. Plus de 50 bassins aquatiques ont été l'objet d'investigations pendant l'été et l'hiver.

(\*) Laboratoire d'Hydrobiologie Expérimentale de l'Institut M. Nencki de l'Acad. Polonaise Sci. et Spéléo-Club de Varsovie.

### REMARQUES HYDROGRAPHIQUES

Dans les eaux des cavernes des Tatras il y a trois catégories d'eaux: bassins stagnants, eaux courantes et eaux phréatiques.

#### 1. Les bassins stagnants

Ce sont les petits lacs et mares dans les marmites et dans les crevasse ainsi que sur le remplissage des des cavernes. La plupart de ces bassins est permanente. Certain d'eux, ce sont les mares temporaires apparaissant surtout au printemps et en automne.

#### 2. Les eaux courantes

On peut distinguer les torrents endogènes et exogènes. Les premiers se sont formés sous terre dans les massifs rocheux, tandis que les autres tombent dans les cavernes, comme les torrents épigés déjà formés. La troisième catégorie des eaux courantes dans les cavernes ce sont les petits filets d'eau qui coulent au fond de la galerie.

#### 3. Les eaux phréatiques

Dans les sables et les gravières des remplissages des cavernes il y a une certaine quantité d'eaux interstitielles qui contiennent la faune aquatique. Cette faune est plus riche dans les eaux phréatiques des torrents exogènes et beaucoup plus pauvre dans les alluvions des torrents endogènes ainsi que dans celle du thalweg des torrents temporaires.

Les niveau des eaux dans les cavernes des Tatras est le plus bas en hiver et le plus haut au printemps durant le période de dégels ou en automne pendant la saison pluvieuse. En été le niveau des eaux est très variable en dépendance des pluies. La plupart des bassins dans la partie profonde des cavernes n'était pénétrable qu'en hiver à cause de la quantité d'eau.

### THERMIQUE

La thermique des eaux suit les changements du microclimat des cavernes. On a trouvé des bassins aquatiques dans les zones du « climat statique » de la partie profonde et du « climat dynamique » c'est à dire dans la zone de l'influence du climat extérieur.

Les changement thermiques de l'eau des bassins dans la zone « statique » ne sont pas grands. Ils ne dépassent pas 1°C. Dans les bassins profonds de cette zone il existe une homothermie c'est à dire il n'y a pas du tout de la stratification thermique.

Dans la zone qui est sous l'influence du climat extérieur (zone dynamique) changements thermiques sont un peu plus grands: on a constaté quelques fois des amplitudes de 1,7°C. Cette valeur peut être plus élevée, parce qu'on a observé avant ces recherches, que les bassins de la

zone dynamique peuvent se couvrir de glace en certains hivers. On a constaté aussi des différences entre la température de l'eau et celle de l'air au dessus des bassins. Les moyennes de ces différences sont plus grandes en été (1,8°C), qu'en hiver (0,2°C). JEANNEL (1926) juge que les différences moyennes ne dépassent pas 0,5°C. Il est possible que la différence entre la température de l'eau et celle de l'air peut montrer « l'instabilité thermique » de certaines zones de la caverne.

Les différences entre certaines cavernes ne sont pas très grandes. La plus basse température de l'eau a été observée dans la zone « dynamique » de la caverne Zimna (2,1°C). La plus basse température de l'eau au fond de la caverne, a été trouvée dans la caverne Mietusia (2,4°C - 3,2°C). Des températures plus élevées existent à Bystra (max. 5,8°C), Bielska (max. 5,6°C) et Kasprowa Niznia (max. 4,95°C).

LES CONDITIONS PHYSICO-CIMIQUES

Les premières observations physico-chimiques de l'eau dans les cavernes des Tatras ont été faites par MICHERDZINSKI (1956) à l'occasion de recherches sur la taxonomie et la biologie de Niphargus tatrensis.

Nous avons fait des observations de deux types. Des observations extensives concernant l'alcalinité, la dureté totale et le pH dans environ 50 bassins de cavernes, ainsi que des observations plus intensives dans les 6 stations des cavernes Zimna, Wodna pod Pisana et Kasprowa Niznia (tableau I).

Les analyses dans le type extensif du travail ont été faites dans le laboratoire de terrain ou même dans la caverne. En qui concerne les observations intensives on a examiné l'eau dans le Laboratoire d'Hydrobiologie Expérimentale de l'Institut Nencki à Varsovie après avoir fixé les éprouves dans la caverne.

Les résultats des observations extensives nous ont montré que les eaux de certaines régions karstiques ont un caractère physico-chimique homogène c'est à dire il n'y a pas que de petites différences entre les bassins aquatiques des cavernes appartenant au même régime hydrologique. Ce phénomène distingue nettement les eaux souterraines des petits mares épiées ayant des grandes différenciations chimiques et biologique. Le caractère chimique des eaux dans les cavernes des certaines régions des Tatras dépend de l'origine de l'eau. L'eau qui vient de la région des rochers sédimentaires contient plus de calcium et de magnesium (les valeurs de la dureté totale et de l'alcalinité sont plus élevées et le pH est plus alcalin que dans l'eau des massifs cristallins).

La saturation en oxygène est suffisante. On a constaté une variabilité de 84 à 103%. La stratification de l'oxygène dissout dans le lac souterrain examiné n'existe pas sauf la différence considérable de BOD 5 (Biological Oxygen Demande) et de la décomposition de méthylène bleu entre

RÉSULTATS DES ANALYSES DES EAUX DES CAVERNES

Tableau I

Facteurs	Caverne Zimna		Caverne Pod Pisana		Caverne Kasprowa Niznia	
	Lac « Golyckie »	Lac « Pod przelazem »	Le torrent	Les eaux phréatiques	Lac « Pod Wielkim Kominem »	
	26. I. 55.	12. III. 59.	11. VII. 59.	12. III. 59.	31. VIII. 55.	31. XII. 58.
x) Couleur	0	0	0	25	—	0
Conductivité Ω <sup>-1</sup> ·cm <sup>-1</sup>	—	134x10 <sup>-6</sup>	90x10 <sup>-6</sup>	84x10 <sup>-6</sup>	—	110x10 <sup>-6</sup>
Alcalinité % n 10 HCl	2,0	2,0	1,2	1,2	—	1,6
pH	7,3	7,6	7,4	7,4	—	7,4
Dureté temporaire (CaO)	57,0	56,0	33,6	33,6	—	44,8
Dureté totale (CaO)	63,0	64,4	44,8	53,2	—	53,8
Ca (CaO)	—	64,4	30,8	33,6	—	—
Mg	—	0	5,9	8,5	—	—
N (NO <sub>2</sub> )	1,08	2,0	1,0	1,0	0,1	0,8
N (NO <sub>3</sub> )	0,000	0,000	—	0,000	—	0,000
N (NH <sub>4</sub> )	—	0,12	0,08	0,12	—	—
SO <sub>4</sub>	7,7	18,1	29,6	21,4	—	15,2
PO <sub>4</sub>	—	0,4	0,2	0,2	—	—
Fe	0,15	0,1	0,5	0,5	—	0,2
Mn	0,00	—	—	—	—	—
Cl	1	0	—	—	—	—
Matières organiques (O <sub>2</sub> )	2,10	16,00	12,80	12,80	2,40	2,05
		0,45				4,80

x) Sauf les premiers quatre positions - en mg/l.

la surface et le fond. La demande d'oxygène auprès du fond est environ 2 fois plus grande qu'à la surface.

La quantité de CO<sub>2</sub> varie dans les limites de 2-6mg/1, mais certain pourcentage est toujours agressif. Des valeurs plus élevées ont été observées en été.

L'eau est presque toujours sans couleur. La coloration ne dépasse pas 5 mg/1 Pt, sauf dans le milieu intersticiel où elle s'approche de 25 mg/1 Pt.

On a obtenu des valeurs de pH de 7,2 à 8,0 et une valeur moyenne de 7,8. Il n'existe pas de claires différences du pH entre les différentes cavernes investigées ainsi qu'entre les bassins d'une caverne donnée.

La conductivité est relativement basse (de 70 - 134x10<sup>-6</sup> Ω<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup>). Par exemple la valeur de la conductivité dans les eaux épiquées en Belgique (LELOUP 1954) sur les rochés calcaires atteint 600x10<sup>-6</sup> Ω<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup>.

L'alcalinité varie dans les limites de 1,4 - 2,4 m val/1 CO<sub>2</sub> (moyenne de 1,9 m val/1 CO<sub>2</sub>). Il n'existe que de petites différences entre les cavernes.

La dureté totale varie dans les limites de 35-115 mg/1 CaO. Dans la plupart des cas cette dureté est causée par le calcium; le magnesium y joue un rôle moins signifiant.

On a constaté une quantité de nitrates extrêmement élevée (de 0,7 à 3,0 mg/1 NO<sub>3</sub>). On ne rencontre jamais de si grandes valeurs de nitrates dans les eaux épiquées. Ce phénomène est étroitement lié à la concentration du sol, ainsi qu'avec le manque de plantes vertes et de l'activité probable des bactéries autotrophiques. On connaît une teneur en nitrates bien plus supérieure dans des autres cavernes. DUDICH (1933) note pour la caverne Aggtelek une concentration de 1 mg/1 à 55 mg/1 N(NO<sub>3</sub>), BIRSTEIN ET BORUTZKY (1950) - de 27 mg/1 N(NO<sub>3</sub>) pour les cavernes dans la région de Koutaïssi.

La concentration de l'amoniaque est de 0,08 à 0,34 mg/1 N(NH<sub>4</sub>); la moyenne est de 0,22 mg/1. Les valeurs les plus élevées ont été observées dans le milieu intersticiel assez riche en detritus. Il n'y a pas de nitrites dans les eaux des cavernes étudiées, on n'y a pas constaté également de manganèse.

Les chlorures apparaissent en valeurs très basses montant exceptionnellement jusqu'à 1 mg/1; la moyenne est de 0,2 mg/1.

Les valeurs pour les sulphates sont de 1,7 à 29,6 mg/1; la moyenne est de 11 mg/1. La teneur en phosphates est de 0,2 à 0,8 mg/1; la moyenne est de 0,5 mg/1.

Le fer - de 0,0 à 0,5 mg/1. Les valeurs les plus élevées ont été observées dans la caverne Pod Pisana; les plus basses - dans la caverne Zimna. La valeur moyenne est de 0,1 mg/1. Les valeurs des matières organiques sont très différentes: de 0,45 jusqu'à 16 mg/1 O<sub>2</sub>. En général elles sont plus élevées en été et plus basses en hiver.

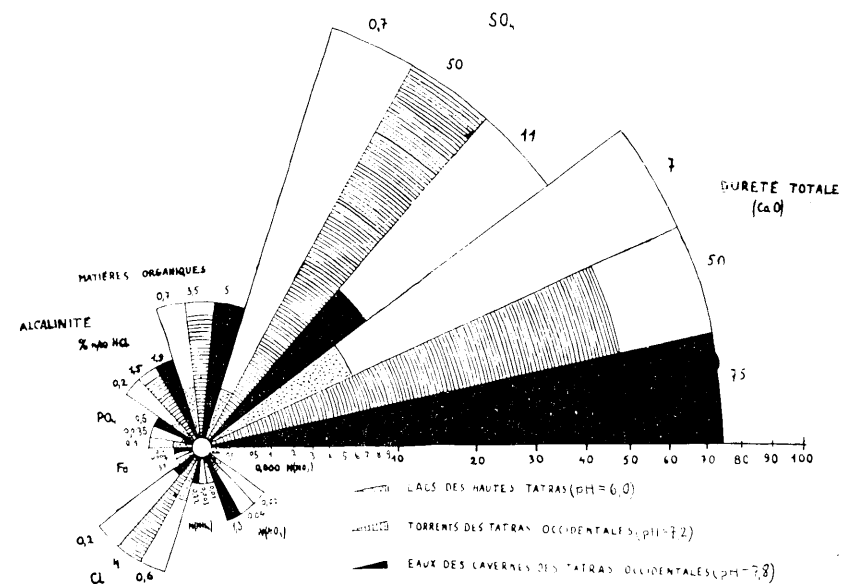


Fig. 1 — La comparasion de la composition chimique des eaux des Tatras.

En comparat les résultats des nos recherches avec les travaux de WLODEK (1929), de STANGENBERG (1937, 1958) et de OLSZEWSKI (1939) sur les eaux épiquées des Tatras, on peut constater que les eaux des cavernes sont en générale plus riches en substances minérales que les eaux épiquées des Tatras Occidentales et des Hautes Tatras. Sur la gravure 1 on peut comparer les valeurs moyennes des eaux des cavernes, des lacs des massifs cristallins et des torrents des Tatras Occidentales. Les eaux des cavernes contiennent beaucoup plus de phosphates, de fer, de nitrates et d'amoniaque que les eaux épiquées des Tatras Occidentales. La dureté totale les matières organiques, le pH et l'alcalinité sont à peu près les mêmes. Au contraire, les quantités des sulfates et des chlorures sont moindres que celles des eaux épiquées des Tatras Occidentales. Les eaux des lacs des Hautes Tatras sont beaucoup plus pauvres en composants chimiques (sauf pour le fer et les chlorures) que les eaux des Tatras Occidentales.

On peut juger que le caractère chimique des eaux des cavernes est plus proche de celui des eaux souterraines profondes (en comparaison avec les résultats d'ALEKIN 1953) que de celui des eaux épiquées. Les eaux des cavernes ne forment pas de milieu autonome, mais constituent une zone intermédiaire entre les eaux épiquées et les eaux souterraines typiques.

References

- ALEKIN O. A., 1953 — *Osnovy gidrochimi*. Leningrad.  
 BIRSTEIN J. A., BORUTZKY E. W., 1950 — *Zizn w podziemnych wodach*. - *Zizn priestnych wod SSSR* 3, Moskwa-Leningrad.  
 CHODOROWSKA W., CHODOROWSKI A., 1959 — *Quelques données sur les études du milieu de petits réservoirs d'eau dans les grottes des montagnes Tatra*. *Biospeologica Polonica I. Speleologia I*, 1/2.  
 DUDICH E., 1933 — *Die Klassifikation der Höhlen auf biologischer Grundlage*. Mitteilungen über Höhlen — und Karstforschung 3.  
 JEANNEL R., 1926 — *Faune cavernicole de la France*. Paris.  
 LELOUP E., VAN MEEL L., JACQUEMART S., 1954 — *Recherches hydrobiologiques sur trois mares d'eau douce*. *Inst.Roy.Sc.Nat.Belg. Mém.* 131.  
 MICHERDZINSKI W., 1956 — *Taksonomia i ekologia Niphargus tatrensis Wrzesniowski 1888 (Amphipoda)*. *Annales Mus.Zool.Pol.* 16, 9.  
 OLSZEWSKI P., 1939 — *Kilka danych o chemizmie wód w okolicy Hali Gasienicowej*. *Sprawozd.Kom. Fizjogr.PAU*, 72.  
 STANGENBERG M., 1937 — *Zur Hydrochemie der Tatra-Seen*. *Verh.Int.Ver.Theor.u.Ang. Limnologie* 8, 2.  
 STANGENBERG M., 1958 — *Ogólny poglad na sklad chemiczny wód rzecznych Polski*. *Pol.Arch.Hydrob.* 4.  
 WŁODEK J., 1926 — *Notatka o koncentracji jonów wodorowych niektórych wód doliny Koscieliskiej i Chochołowskiej w Tatrach*. *Sprawozd.Kom.Fizjogr. PAU*, 60.

Mikroklimatische Untersuchungen in der Höhlen des südlichen Teiles der Kleinpolnischen Hochebene <sup>(1)</sup>

Zusammenfassung

Die dargelegte Arbeit befasst sich mit den mikroklimatischen Verhältnissen in der Höhlen des südlichen Teiles der Kleinpolnischen Hochebene. Es waren drei Höhlen von verschiedenen Bautypen, angesichts der Schwankungen von Temperatur, Feuchtigkeit und Licht, untersucht:

1. Die « Wierzchowska Górna », eine dynamische Höhle mit drei Eingängen.
2. Die « Nietoperzowa », eine statische Höhle mit horizontal entwickelten Gängen.
3. Die « Raclawicka », eine statische Höhle mit vertikal entwickelten Gängen.

Die thermischen Verhältnisse in allen untersuchten Höhlen sind durch folgende Gesetzmässigkeiten charakterisiert:

1. Die jährliche Temperaturamplitude vermindert sich je nach Verschiebung in das Innere der Höhle.
2. Es treten am derselben Zeit auf zwei Temperaturniveaus in der ganzen Höhle.
3. Es treten in allen Höhlen zwei Perioden hervor: ein fünfmonatliches warmes und ein siebenmonatliches kaltes Period.

Die untersuchten Höhlen unterscheiden sich untereinander angesichts der Wärmeaustauschart zwischen denen und der Aussenwelt.

In der Wierzchowska Höhle erfolgt dieser Austausch durch ein, in einer Richtung gelenkte, Luftzug, in der Nietoperzowa Höhle durch zwei gegenseitiggerichtete Luftströme in der Gängen /Zirkulation/, dagegen in der Raclawicka Höhle durch Mischung der zwei senkrecht gerichteten Luftströme.

Die Messungen in den Höhlenvorhöfe haben festgestellt, dass je nach der Verschiebung in das Innere, die Temperatur strebt einem konstantem Wert zu, das für die tiefere Teile der Höhle charakteristisch ist. Die morphologie der Höhle trägt aber zur Störungen in der regelmässigen Verlauf dieser Veränderungen bei.

Die Feuchtigkeit der Höhlenluft unterliegt im Laufe des Jahres nur kleinen Schwankungen. Die festgestellte Veränderungen können nicht auf das Wasserzufluss in die Höhle zurückzuführen werden, vielmehr dürfte man sie als Ergebnis der Temperaturschwankungen anzusehen. Die Untersuchungen der Luftfeuchtigkeit in den

(\*) Anstalt für Pflanzenphysiologie der Jagiellonischen Universität in Krakau.  
 (1) Texte non remis par l'Auteur

Höhlenvorhöfe stellten geringe Schwankungen der aktuellen Wasserdampfdruckes fest, während der Sättigungsdefizit unterlag grösseren Schwankungen auf den einzelnen Niveau's.

Für die Verteilung der Luftfeuchtigkeit in der Höhle ist ihre Morphologie, ähnlich wie mit dem Falle der Temperatur, verantwortlich. Für die Lichtmessungen konstruierte man ein Sonderphotometer, welches ausser der Messung des Lichtes in Luxen, auch die Feststellung der Lichtstrahlenrichtung von maximaler Intensität erlaubte.

Die Belichtung den Höhlenvorhöfe hängt von der Zeit der Höhlenbelichtung ab, was mit der Exposition des Einganges verbunden ist. Die Lichtintensität vermindert sich beträchtlich, je nach der Verschiebung in das Innere, weil der sichtbare Himmelgewölbesektor immer kleiner und die Intensität des zurückstrahlenden und zerstreuten Lichtes immer schwächer wird.

Diese Arbeit war in der Anstalt für Pflanzenphysiologie der Jagiellonischen Universität in Krakau durchgeführt.

## Sand stalagmites and concretions in the Studnisko Cave (Central Poland)

### Abstract

In the Studnisko cave, situated near Czestochowa (Central Poland) the roof and walls of niches and small corridors are covered by strongly cemented sand concretions. Some of those concretions are covered by calcite cover.

Basing on geomorphological and palaeontological data it is stated that filling up of the Studnisko cave with sand has taken place during Riss glaciation, followed by quick cementation of matrix in which concretions have developed. After a great fall during Riss-Würm interglacial or Würm glaciation some corridors were exposed and concretions attached to walls were changed into calcite incrustations with sand cores.

### INTRODUCTION

Sand stalagmites were described in several publications in Australia, Italia, Poland and United States. In Poland those structures have for the first time been described by H. Gasiorowski (1924). His paper dealt with cementation concretions from Mechowa cave near Gdansk (Northern Poland). Waters seeping gradually from the surface along the fissures in boulder clay have dissolved calcium carbonate and deposited it within the underlying fluvioglacial sands. Cementation concretions 1,5 m high have thus developed and after removing of loose sands have changed into sandstone columns.

Slightly different structures were sited by C. A. MALOTT and R. R. SHROCK (1933) from the Lost River cave (USA).

Those were sandy-argillaceous stalagmites which rose from the tilted cave floor in form of small stalactites. They were gradually cemented with secondary calcium carbonate seeping down the roof of the cave.

(\*) Laboratory of Monuments of Inanimate Nature of the Museum of Earth of Polish Academy of Science and Warsaw Speleoclub.

Other structures to which term cementation concretions may be also applied from the genetical point of view, have been described by G. BAKER (1942) and A. GALVANI and G. PERNA (1953) and G. PERNA (1955). Sand stalactites and concretions with sand cores described by those authors attained 9 cm in length and were formed within arenaceous cave deposits due to cementation by secondary calcium carbonate seeping from the cave roof.

In the Studnisko cave we deal with a different kind of sand stalagmites and calcite concretions with sand cores. Those structures have developed in cave corridors filled by sand (Z. WÓJCIK 1960). After partial removing of sand during fall, exposed concretions were shaped into stalagmites and stalactites. The other, on the contrary, situated within sandy cave floor remained typical sedimentary concretions.

New observations of the origin and shape of those structures were recently made by the author during last expeditions to the Studnisko cave.

#### SITUATION OF THE STUDNISKO CAVE

The Studnisko cave is situated in the Sokole Góry reserve about 15 km SE from Czestochowa. Beside it there are many other interesting caves with calcite incrustations. These are: Pod Sokola, Olsztynska, Urwista and Korolowa caves. All those caves are described in K. KOWALSKI's register (1951). Each of them is over 100 m long.

Totally 120 m of corridors and chambers are up to date investigated in the Studnisko cave. An entrance leading to its interior is situated in a roof of bell-shaped chamber 30 m high. That chamber known as « Entrance Chamber » - Komora Wejscioa leads to the subsequent one westward and the latter - to small, strait corridor, from which to the north a flatfissure filled with calcite incrustations turns aside. To the west a great chamber called « Zawaliskowa » is situated. The uneven roof of that chamber also the niches and side corridors are covered by numerous calcite concretions or stalagmites and stalactites with sand cores.

#### DESCRIPTION OF SAND CONCRETIONS

The most characteristic sand concretions occur in a small side corridor in the northern wall of « Zawaliskowa » chamber. Roof and walls of that corridor are covered by spherical and onion-shaped sand concretions. On the floor of the chamber sand concretions occur only within loose sand. They are generally cemented together in form of a set of sandy balls (most frequently two or three balls). Concretions which cover the walls of the cave occur usually in great portions of 100 balls or more. The most

numerous concentrations of balls cover slightly overhung or small niches and old wall pocket. Particular balls are attached to a sandstone layer 10 cm thick, which covers the walls of the corridor. The sandstone is in many places, particularly among concretions, feebly semented. In some places it is completely without cement. Primary horizontal or roughly



Photo: M. Kleiber

Fig. 1 — Arenaceous concretions from the Studnisko cave.

horizontal bedding within concretions is observable. Individual balls are arranged on the primary bedding planes but they are not dependent upon them because they occur in accidentally scattered sets on the cave wall. The balls hanging down the roof or from strongly overhung sectors of the



cave walls are of different shape. Such a concretion consists of sand ball, sometimes 20 cm in diameter and of smaller wedging down concretions.

In general it is of spherical shape and ends in form of a small, reversed cone. They strongly onion-shaped concretions in shape. Due to unevenness of the cave walls onion-shaped concretions and spherical ones penetrate each other.

All large concretions are loaf-shaped and covered sometimes by small sandy balls the latter being the beginnings of future spherical concretion sets. In some cases the concretions attached to the overhung cave walls are covered by thin calcite layer of various thi-

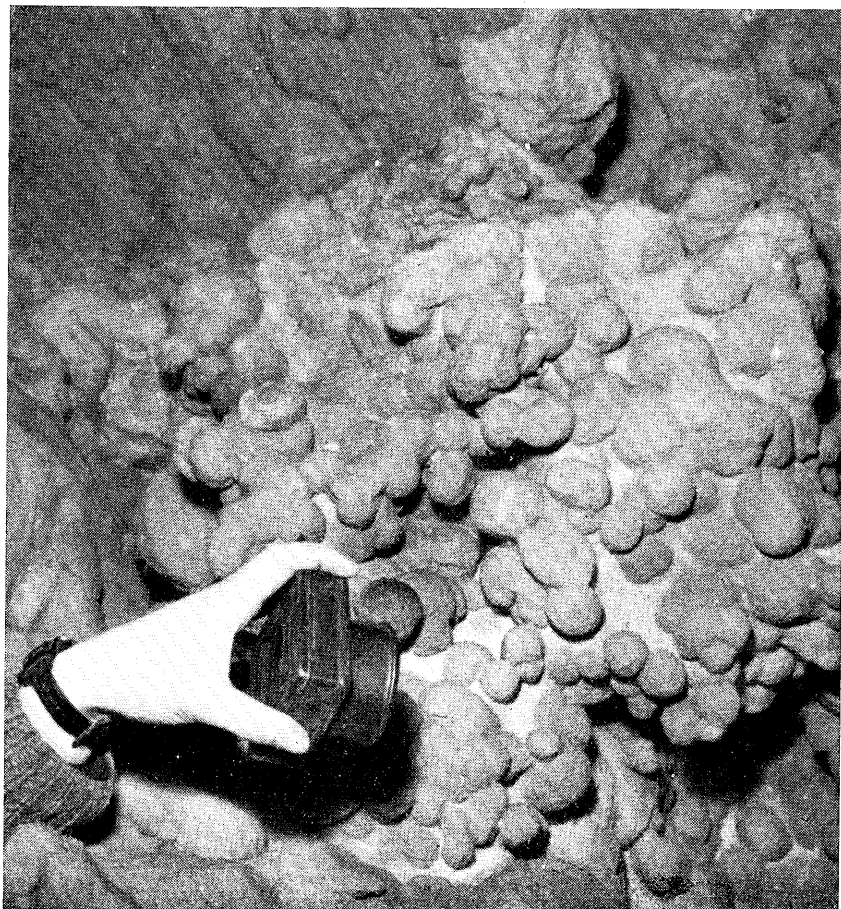


Foto: Z. Wójcik

Fig. 2 — Arenaceous stalagmites from the Studnisko cave.

ckness. Sometimes fine sand is standing out of calcite cover. Sand concretions stand out of the crust only place where the latter has fallen away (fig. 2, 3). Calcite crusts fragmentarily develop also recently, particularly in the northern wall of the cave. Not only outer part of loose sand is cemented but also the bones of dead bats, attached to the cave walls. In the lower part of the corridor the concretions consist of quartz sand, gravel and minute fragments of limestones in which the Studnisko cave has developed. Coarse quartz pebbles (up to 1 cm in diameter) and



Foto: Z. Wójcik

Fig. 3 — Arenaceous stalagmites from the Studnisko cave.

sharp-edged pieces (up to 5 cm) of limestone occur within sandstone which separates the concretions from the cave wall. Quartz gravel occurs also in the shape of small conglomerate lenses within sand concretions situated higher above. All concretions and sandstones attached to the walls of that side corridor consist of quartz sand with an admixture of feldspars (about 3%) and small quantity (2%) of not determined dark minerals. Secondary calcium carbonate is a cement of all concretions, sandstones, conglomerates and even of breccias. Its content is about 15-20%.



## ORIGIN OF SAND CONCRETIONS

Morphological observations of Zawaliskowa chamber in the Studnisko cave have showed that analogous concretions as sited above cover also the niches in many parts of the roof of that chamber. Particular niches are of slightly broadened parts of the corridors. Analysis of corridor pattern indicates that the corridors have formed one system before the origin of Zawaliskowa chamber. All those corridors were filled by sand. In such filled up corridors cementing processes have developed. Secondary calcium carbonate has percolated either through numerous fissures in limestones or through arenaceous series filling up unknown corridors which lead to the surface. As it is evidenced by recently developing calcite covers, secondary calcium carbonate is supplied even in these days. Cementation concretions of the Studnisko cave have developed when the corridors were completely filled by sand and gravel. Kind of concretions depends on direction of water inflow from which calcium carbonate has precipitated. Cementation of sand has taken place during migration of water containing calcium carbonate. Cemented sand was most frequently shaped into loaf-like sandy blocks, sandstone forming layers on the cave walls or regular, spherical concretions. Primarily those concretions have formed radially of one crystallisation center. In the process of growth they joined together into sets of sand balls. Concretions attached just beneath the roof of the corridors could have developed in similar way. As it is showed by the onion-shaped concretions, water supplying calcium carbonate from overlying limestones was here a deciduous factor. Development of spherical concretions ending with reversed cones could have been possible only due to directional seeping of water.

After a great fall which has taken place in that part of the Studnisko cave, old corridors became partly exposed in result of falling of bottom part or walls of old corridors. After that fall loose sand, filling up some parts of exposed corridors dropped on the floor of the newly developed Zawaliskowa chamber. Only portions of sandstones cemented with calcium carbonate and sand concretions situated within them have remained on the walls of the corridors.

From the genetical point of view those sand concretions differ greatly from all other ones up to date described. They resemble those from sandy series in the vicinity of Gdansk (H. GASTOROWSKI - 1924) though they differ greatly in form.

## AGE OF SAND CONCRETIONS

In his last work on sand concretions (WÓJCIK 1960) the author stated, basing on the presence of living fossil beetle *Choleva septentrionis* var. *aquilonia* in the Pod Sokola cave, that these beetles have settled

there during Würm glaciation. The fall which divides now the Studnisko cave from the Pod Sokola cave could have taken place much earlier.

Determination of the possible lower age limit of the origin of the Studnisko cave is difficult due to un-sufficient palaeontological data. A well known site of bone-breccia at Weze near Czestochowa throws some light on this problem. Mammal remnants founded there are of the youngest Pliocene and of the boundary of Pliocene-Pleistocene (J. SAMSONOWICZ 1934). This fact suggests that the Studnisko cave, the greatest one of all known in that area (30 m high, 50 m long and 20 m broad), could also have developed in warm climate of Upper Pliocene. It is probable that the majority of its corridors could have developed during one of glaciations which have twice covered the area of Sokole Góry (Güntz and Mindel).

It should be stressed that the sand occurring within the Studnisko cave could not have been supplied by fluvio-glacial waters of two first glaciations because there is no northern material (i. e. material of Scandinavian derivation) in it. This is a deciduous fact which allows to determine the age of filling up the all depressions between limestone cliffs in the Sokole Góry reserve. It should have taken place during the third glaciation when the margin of Riss continental glacier has stopped in its maximal extent north of Czestochowa.

Rivers transporting arenaceous material from south to north have deposited it before that margin in all depressions. Much higher water level of the Warta river had caused the filling up with water and arenaceous material of some corridors of the Studnisko cave. All that was followed by a period of progressing cementation of arenaceous material. It is difficult to value the duration of that period because of the fall which has divided one cave system into two separate systems - that of the Studnisko - and of the Pod Sokola caves. In the latter one living fossil beetles, related to Swedish forms, have settled. They may be regarded as age indicators for determining the age of the great fall, after which the process of formation of concretions has ceased.

W. SZYMCAKOWSKI (1957) has determined endemic subspecies *Choleva aquilonia gracilentia* ssp. n. and *Catopis tristis infernus* ssp. n. in the Pod Sokola cave. Basing on biogeographical methods he maintains that those subspecies have settled in the Pod Sokola cave during Mindel-Riss interglacial. This contradicts with my statement that filling up with sand of has taken place during Riss glaciation. The fall was much younger. It is to suppose that the beetles sited above have settled slightly later than W. SZYMCAKOWSKI states. The Riss-Würm interglacial was the most favourable period for that event. If that is true, than the great fall of the Studnisko and Pod Sokola caves has taken place at the end of Riss glaciation or at the beginning of Riss-Würm interglacial. From that time sand concretions must have stand out of the surface of fallen part of the Studnisko cave.

## EVOLUTION OF SAND CONCRETIONS

A great fall in the Studnisko cave which has taken place during the last interglacial period has stopped the process of the formation of cementation concretions within deposits of the old cave. On the other hand it did not stop the process of cementation of sandy material. Due to entirely new conditions the cementation processes have changed their character. The particular sand concretions attached to the walls and the roof of the cave began to cover with secondary calcium carbonate. Calcite incrustations, developing on sand concretions even recently, attain some places 5 mm in thickness. They cover the concretions sometimes completely but in many cases the calcite cover is so thin that isolated sand grains stand out of the surface. In that way the sand concretions progressively change into calcite incrustations with sand cores.

## Literature

1. BAKER G. — *Sand Stalagmites*. The Journal of Geology, vol. L, no. 6, 1942.
2. GALVAGNI A., PERNA G. — *Contributo alla morfologia dei prodotti argilloso-sabbiosi di riempimento delle caverne*. Rassegna Speleologica Italiana, anno V, fasc. III, Como, 1953.
3. GASIOROWSKI H. — *Formy zlepiania piaskowca dyluwialnego w Mechowie pod Puckiem (Sur les concretions du gres quaternaire à Mechowo près de Puck)*. Przegląd Geograficzny, Tom, IV. Warszawa, 1924.
4. KOWALSKI K. — *Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne)* Warszawa, 1951.
5. MALOTT C. A., SHROCK R. R. — *Mad Stalagmites*. American Journal of Science, Vol. XXV. 1933.
6. PERNA G. — *Stalagmiti di sabbia e stalagmiti con nucleo di sabbia*. Rassegna Speleologica Italiana, anno VII. Como. 1955.
7. SZYMACZAKOWSKI W. — *Catopidae (Coleoptera) des grottes dans les Sokole Góry près de Czestochowa*. Acta Zoologica Crakoviensis, tom I, No. 4. Kraków, 1955.
8. WÓJCIK Z. — *Sandy dripstones in the Studnisko cave by Czestochowa, Poland*. Rassegna Speleologica Italiana, anno XI, fasc. II. Como, 1959.
9. WÓJCIK Z. — *Piaszczyste nacieki jaskini Studnisko w Sokolich Górach (Jura Krakowsko-Czestochowska) (Sand Stalagmites in the Studnisko Cave in Sokole Góry) (Crakow-Czestochowa Jura Upland)*. Warszawa. 1960.

## Examination of underground Karstwatersystems by chemical methods

## Abstract

I. Cave-discovering methods - known at present - in connection with examination of Karstspring-water; water-coloring, the measurement of quantitative properties of Karstwater and of their changes, the measurement of chemical composition of Karstwater and of its changes.

Definition of necessary concepts; alpha and beta Karstwater, « wide and narrow passages », water-table of Karst, Karstregion etc.

II. The chemical composition of Karstwater and its changes. The change in the concentration of each ingredient as a function of speleological conditions; carbonate-content, ratio of calcium and magnesium ionic concentrations, relative quantity of oxygen dissolved physically, free carbon dioxide.

Disturbing factors which influence the changes in concentration, their elimination. The application of this chemical method in practice.

III. The significance of this new method and the possibilities of its development.

Several decades ago, « discovery type cave-exploration » meant in Hungary the exploration of already known cavities, caverns, and caves. Nearly the same situation existed in the other countries where the science of speleology had started to develop. Only by chance could the speleologists find entirely new caves. Between the two world wars, and especially after the Second World War, speleology started to improve quite rapidly in Hungary where there were many spelunking groups organized mostly of youngsters, tourists, and students. As a result of this, soon all of the holes and cave-entrances that could be found were very well explored and surveyed. As an expectable result of the circumstances described above, a great necessity for exact discovering methods has arisen; methods by which the existence of completely unknown underground networks of cavities could be discovered. The very first method which may be called a physical one was water tracing, which is now a widely used method

(\*) Chemistry Department Cornell University, Ithaca, New York, U.S.A.

in England, France, and the United States, and has also been used in Hungary. However, the information given by water tracing does not say much about the underground water-system, therefore, the search for new exact methods tended toward the physical and chemical examinations of the water of Karstsprings. In this sense, examining the properties of Karstspring water, one could draw conclusions about the karstwater-system belonging to this certain spring. American and British speleologists believe that caves can be developed either above or below the water table. As a matter of fact, the occurrence of considerable cave passages has been noticed below the present water table by Money-maker in Tennessee and Mexico. However, as it will be seen, we consider only that part of an underground water-system, which is located above the water table. We mean by Karstwater-system in general a network of cavities, holes, and any other openings, collecting and carrying water irrespective of whether they are large enough for men to get in. A karstwater-system always has at least one point of discharge; this is a karstspring, which is supplied by this water-system. In general, a part of a karstwater-system is in the phreatic zone (that is to say it is below the water table). We will not pay attention to it, since the so called streamcave-system, which we are interested in, is always in the vadose zone (i. e. above the water table). Streamcave-system designates that part of a karstwater-system which is passable for man.

The concepts of constructive and destructive cave waters, or more precisely karstwaters are well known. Laszlo Maucha has distinguished two components of water entering the karst according to their physical behavior, namely, karstwater alpha and beta. The rainwater percolating down through « narrow passages », cracks, is called karstwater alpha, whose kinetic energy is of the same order of magnitude as the work of absorptive and capillary forces acting on water molecules (percolating or oozing waters). The rainwater going down through « wide passages » is called karstwater beta, whose kinetic energy is much higher than the effect of other forces. Since every cave passage is « wide passage » from this point of view, but not vice versa, so the concept of « wide passage » covers more than that of cave passage.

We define the concept of water table as follows: Water table is a fictitious surface defined by the surfaces of water filling up the crevasses and cavities within a karst region, which are in hydrodynamic equilibrium with each other. This is neither flat, nor parabolic, but a deformed surface depending upon the given morphological and petrographical properties. It is also a function of time corresponding to the meteorological conditions.

All modern theories of cave formation acknowledge the importance of water action either as a solvent or as a transporting agent for rock material. Therefore, it seems fairly obvious that somehow we should be able to get information on the cave by examining the water of its

karstspring. Karstwater alpha and beta are also different in chemical composition. Hereafter, I am going to discuss only the chemical examination of karstwaters, since there is another lecture given by Mr. L. Maucha discussing the physical examination of karstsprings.

At first, we have to say a few words about the solubility of limestone in natural waters. Limestone can be any rock containing more than 50 mole percent calcium carbonate, but most of the limestone found in nature can be considered to be practically pure calcium carbonate, since it usually contains more than 95% calcium carbonate. The calcium carbonate itself is slightly soluble in water freed from carbon dioxide, its solubility depends on the crystal structure. If the water contains carbon dioxide, the degree of its solubility is enhanced. The higher the carbon dioxide concentration, the larger the amount of calcium carbonate that can be dissolved in the form of calcium-hydrogencarbonate or -bicarbonate. It is of interest to note that the water becomes saturated with calcium bicarbonate, when the carbon dioxide is at 15 atm's, although near the saturation the process of carbonate becoming bicarbonate is extremely slow. It takes several months to reach saturation.

Rainwater is an extremely dilute solution of carbon dioxide, whose concentration, when freshly collected, can be considered quite constant. This is because the water particles in the air are approaching equilibrium with the gases, including the carbon dioxide of the atmosphere, before they condense to fall as rain. However, calculating the amount of calcium carbonate which could be dissolved in rainwater saturated with carbon dioxide under atmospherical circumstances (0,03%) comes out much less than is actually found by analysis in natural waters. There are many hypotheses to explain this apparent contradiction. The carbonation of water could occur by the chemical oxidation of organic matter. Similarly in underground streams, the respiration process of algae and other plants will simulate that of animals, since there is a complete absence of sunlight. The soil air always contains much more carbon dioxide than can be found in the atmosphere, so that the rainwater percolating through soil layers increases its carbon dioxide content. The amount of limestone dissolved depends on the carbon dioxide concentration, but not only on this; the physical circumstances such as the velocity of running water, the relative magnitude of the surface of solution with respect to the mass of water, the physical condition of the rock, etc. affect the magnitude of dissolving, since the dissolving of limestone is a result of rather slow, heterogeneous equilibrium-processes.

The karstwaters are characterized by their larger amount of dissolved matter with respect to that of other natural waters. The calcium and magnesium ions are dominating among the cations. The others can be neglected, being present in such a low concentration. There is an almost equivalent amount of hydrogencarbonate anions with the calcium and magnesium ions, and a much smaller amount of chloride and sulphate

ions. A karstwater always contains so-called free carbon dioxide, which is necessary to keep the bicarbonate - carbonic acid equilibrium in balance. A further quantity of it is called aggressive carbon dioxide, which is able to produce further solutional activity. There is always oxygen physically dissolved in karstwater, and if the water has recently been contaminated there is also ammonia in the solution. Briefly, the properties of a karstwater important from the speleological point of view are the following: *the carbonate content* (i. e. the concentration of hydrogencarbonate ions dissolved because of the carbon dioxide content of rainwater), *the ratio of calcium and magnesium ionic concentrations* (i. e. the relative quantity of calcium and magnesium ions with respect to each other), *the relative quantity of oxygen dissolved physically*, and *the free carbon dioxide*. From the magnitude of carbonate content we can conclude the proportion of « wide and narrow passages » in the whole water-system; from the calcium-magnesium ratio we could determine the role played by dolomite within the region enclosed by the karstwater-system; from the quantity of dissolved oxygen we may draw conclusions as to the size of cave passages, considering the relative quantity of karstwater beta and the rate of flow of the karstspring. The knowledge of the quantity of free carbon dioxide is rather important in the case of oozing karstwaters (karstwater alpha). However, these quantities are not only functions of the size of water-carrying passage; they also depend upon the properties of the limestone, upon the covering soil layers, upon the flora, upon the meteorological conditions etc.; briefly, upon the given external and internal circumstances. Furthermore, these values measured can be evaluated only comparatively, they cannot be expressed as explicit functions of absolute speleological properties. These difficulties can be eliminated by the means of so-called « Comparative Examinations of Karstwaters ». If within one karst area the petrographical and tectonical conditions are nearly the same and the measurements are taken at nearly the same time, eliminating the meteorological dependence, then all of the external and internal circumstances are about the same. Therefore, every other affecting factor drops out if we compare the obtained values of analysis of each karstspring with that of a spring whose karstwater-system is already known, or more properly speaking, one where the passable part of its karstwater-system, that is its streamcave-system, is already discovered. Thus, it is required in making successful comparative examinations that there be at least one comparing spring which has a known cave-system in the karst area examined.

#### CARBONATE CONTENT

As I already mentioned, the karstwater alpha and beta differ from each other in chemical composition. As a matter of fact, the karstwater beta always has a much smaller carbonate content than karstwater

alpha. A karstwater-system is actually a system of « narrow and wide passages ». Therefore a karstspring's water always contains both karstwater alpha and beta in different ratios. If a part of a certain karstwater-system happens to be a streamcave-system, this will supply a large amount of karstwater beta to its spring, especially if the cave-system has active sinkholes. So the water of springs having caves is never as hard as that of other karstsprings. Therefore, because of the different composition of the two components of karstwater - knowing the quantity of carbonate content - one can get conclusions as to the relative quantity of karstwater going through « wide passages ». If we know only one streamcave in that area, then we can state very roughly the quantity of karstwater beta. Knowing at least two streamcaves, we may state it quite quantitatively also considering the rate of flow of each examined karstspring. One way of doing this could be to use linear inter- or extrapolation between the known values determining the approximate quantity of karstwater beta of the examined karst-system, and to modify this value according to the given special local circumstances and the affecting factors, among which the most important one may be the « relation of the cave-system » to the whole of the karstwater-system. This relation may be variable, and this very relationship also affects the relative quantity of karstwater beta in the water of the spring. We may distinguish three different cases:

The simplest case is the one when the streamcave has active sinkholes, and it is located at about the height of the local water table. In this case, the water of its spring always contains a large amount of karstwater beta, the cave-system is of the same rank as the rest of the karstwater-system.

In the second case, the streamcave - because of the lowering of the water table - is located higher than the level of the local water table, and - even in the presence of active sinkholes - a smaller amount of water will be flowing along in the cave, hence the water gets lost oozing down to the water table through the cave swallows being formed. In this situation, the relative amount of chemically detectable karstwater beta decreases, because the chemical properties of this water - originally karstwater beta - running on the lower level will have changed.

If there is a large difference between levels of cave-system and water table, the third case appears, where there is no permanently running water in the cave-system. The water of floods usually gets down easily - through the well developed swallow-system - to the lower level, where there is a new cave developing, the so-called « lower cave ». In this case, the spring's water is the karstwater of the lower cave; the water traversing the original cave might show up in flood springs during rapid snow melting.

We should also note that a disturbing factor can appear if the rock

around the spring is different; for instance if it contains more magnesium carbonate (more dolomite), or contains more clay.

The relationship of the streamcave-system and the water table can be determined from a geological examination of the karst area and also from the observation of its spring during one hydrological year. In the presence of active sinkholes, and where the streamcave-system is located close enough to the water table (in the first case discussed above), the chemical analysis could be done in principle at any time, because there is always karstwater beta in the spring's water. In the second case, the water analysis gives a picture of the cave which is less favourable than the real cave. In this situation, it is advisable to take more measurements; some among them should be taken during the time of rainy periods, because after hard rains, the cave-system plays a more intensive role in supplying the spring, and so this changes the results of the analysis in a favourable direction. In the third case, one can get conclusions about the lower cave only. Occasionally, at the time of extremely big floods, some conclusions about the « upper cave » can be obtained by the analysis of the water of flood springs.

In addition to this, it is also of importance to determine the fact whether the sinkholes of the water-system examined are active, or operate only periodically. In the latter case, the analyses should be made during a rainy period, because then the quantity of karstwater beta increases, and the differences will be more noticeable.

Similarly to this examination of considering the carbonate content of karstwater, it is possible to draw conclusions about the size of the water-carrying passages belonging to a spring from Kessler's « indices of reliability ». The indices depend upon the proportions of maximal and minimal values of rate of flow, of temperature and of electric resistance, and of the change of these proportions. Here we are going to discuss only the question of the electric resistance of karstwater. This index depends on the ratio of the maximum and minimum electric resistance of karstwater measured in a hydrological year. The smaller this quotient, i. e. the fluctuation ratio, the higher the index of reliability, that is, the more constant the amount and the composition of the springwater will be.

The specific resistance of a liquid depends on the number of ions in it. The ions of karstwater consist mainly of those causing the hardness of water, in other words, of ions responsible for the carbonate content. Thus the index of electric resistance is a function of the ratio of maximum carbonate content, and is thus in fact a number characteristic of the size of water-systems. The variation in chemical composition, and so in the electric resistance of karstwater flowing through narrow, crevasse-like passages, will be less than that of karstwater running through wide passages, where - because of the variation in the water flow -, the contact surface between the water and rock can vary much more. A large ratio

of fluctuation (small index) is favourable for assuming the existence of a larger cave-system.

#### CALCIUM-MAGNESIUM QUOTIENT

From the speleological point of view, it is important to determine the role played by dolomite within the region enclosed by a karstwater-system, since dolomite is not so favourable a rock for cave formation, as the limestone is. As I mentioned before, we may judge this from the ratio of calcium and magnesium ionic concentrations. It is more correct from the chemical point of view to take the ratio of equivalents, however, since we are doing comparative measurements; we can use either of them, but we should always use the same one in a comparative series of measurements, otherwise we will get incorrect results because of the different equivalent weights. It has been noticed in measurements taken so far that the magnesium ionic concentration of karstwater is always higher than that of the mother rocks. A new theory has been developed, based on this fact \* ; however - because of the lack of data - it cannot be considered as being proved. This problem has not been cleared up yet, but it does not affect us, because we only have to make a comparison of calcium-magnesium ratios within a given area. The higher this ratio, the more insignificant the occurrence of dolomite in the water shed of the karstspring being examined. HUBERT KESSLER utilizes this calcium-magnesium quotient, too, in the estimation of the reliability of a spring; which is fairly obvious, if we realize that the water-carrying passages of dolomite are on the average much narrower than the water-carrying passages of limestone, that is to say, the springs sprung out of dolomite are more reliable than that burst out of limestone.

In many cases, a situation in stratification may occur, in which the upper rock layers contain more magnesium, i. e. more dolomite, and underneath there is a thicker limestone layer in which there has been the possibility of cave formation. This shows up as a disturbing factor, because the calcium-magnesium quotient measured will be smaller than it ought to be because of the higher magnesium ionic concentration of karstwater alpha. We may guess at the existence of such a situation from the extensive fluctuation of the value of calcium-magnesium quotient. Namely, during dry periods, the water of the cave system and also that of its spring consist mostly of karstwater alpha (especially, if the system has sinkholes operating periodically), which, while percolating down through the dolo-

(\*) TIBOR GANTI: *Theory of the Origin of Karst-phenomena* (Lecture given to the Hungarian Hydrological Society, Budapest, 1956).

mite layers, has become rich in magnesium ions, even, when it reaches the cave-system - because of the larger tendency of precipitating calcium carbonate while depositing structures, - its relative magnesium content is further increasing. Therefore, the value of the calcium-magnesium ratio will be rather small. During rainstorms, the sinkholes start to operate, and their water will not contain much magnesium, since the karstwater running through the cave is in contact with limestone mostly. Hence the value of the calcium-magnesium quotient will become high.

#### DISSOLVED OXYGEN CONTENT

As we had seen before, the concept of « wide passages » does not quite agree with the concept of cave passages. Conclusions can be obtained from the value of carbonate content as to the relative quantity of karstwater beta. However, it is not sure that « wide passages » will be passable for human beings. We can get a better approximation by examining the relative quantity of physically dissolved oxygen in the spring water. The rainwater falling on the surface of a karst can be considered as saturated with oxygen according to its partial pressure in the atmosphere. However, when it is percolating down through the karst, it will be losing most of its oxygen content, because the oxygen is used up in various oxidative processes, for example oxidizing organic matter, respiration of algae and of other plants, oxidizing ferrous ions etc. The absorption of oxygen from the air - especially in nearly saturated solutions - is quite a slow process, so, if there is a high relative oxygen concentration in the springwater (80-90%), then the water had to go through wide, airy underground passages during its underground travel. The absolute value of oxygen content does not say much, therefore the conclusion should be drawn from relative values considering the temperature of the water examined. The water samples must be taken right at the exit of water coming out of rock. The presence of algae and other water plants in the water of the spring appears as a disturbing factor, since during their assimilation they produce oxygen, which falsifies the result of the analysis.

#### FREE CARBON DIOXIDE

It has already been mentioned that the dissolving of limestone in a carbon dioxide solution is a rather slow, heterogeneous equilibrium-process. A calcium hydrogencarbonate solution is actually a system of calcium-, hydrogencarbonate-, carbonate-, hydroxyl- and hydroxonium-ions, water and carbon dioxide molecules being in equilibrium with each other.

The carbonate-, hydroxyl-, hydroxonium- ions are present in a negligibly small quantity, because the hydroxonium-, hydroxyl-ion - water equilibrium is very much displaced toward the water, the carbonate - hydrogencarbonate equilibrium is displaced toward the hydrogencarbonate ions, and the carbonic acid - physically dissolved carbon dioxide is displaced toward the carbon dioxide. Therefore we may talk of a system of calcium (and of course, of some magnesium) ions, of hydrogencarbonate ions, and of carbon dioxide being in equilibrium with each other. The necessary amount of carbon dioxide for keeping this equilibrium is the so-called equilibrium-carbon dioxide. In general, the quantity of free carbon dioxide found in water of karstspring is nearly equal to the quantity of the necessary equilibrium dioxide. If it is less than that the water is supersaturated with calcium hydrogencarbonate, that is, in proper situation, limestone-deposits start to develop. One can obtain a conclusion from the magnitude of supersaturation about the tendency of deposit-formation. This value is more important in the case of oozing karstwaters. If the quantity of the free carbon dioxide is higher than that of the equilibrium carbon dioxide, then the water contains aggressive carbonic acid, which enables it to make further corrosive effects although aggressive carbonic acid can occur in karstwaters in very exceptional cases only, due to special circumstances.

\* \* \*

So far, we have been trying to give a general idea about the comparative chemical examinations of karstwater. We could not give further details about the application of this method, since it is not worked out in general validity. It is just a hopeful initiative of making up exact methods for obtaining information on unknown caves. The cave-exploration group of the Budapest Technical University applied this method to the largest Hungarian Karst area, to the Aggtelekian Karst in the summer of 1954. There had been two large streamcave-systems already discovered at that time, the famous Baradla (22 kms in length) and the recently discovered Béke cave (10 kms in length). We analyzed the waters of all the considerable springs in this karst, and also measured the temperature and the rate of flow of each karstspring. Thereafter, we compared the results with that of the springs of Baradla and Béke caves. It is interesting to note that as far as the relationship of cave-system and water table is concerned, the Baradla belongs to the third and Béke cave belongs to the second group. It could be seen by the comparison that one spring's data (Kistohonya spring) had become very much the same as that of Beke cave's; even the Kistohonya spring's data have been a little more favourable from the speleological point of view. (8) There is not much sense in making these data known, since they are valid only for that karst region. The chemical

analyses were done by field methods (2, 6, 12), because the composition of karstwater changes as the water sample stales.

As a result of a year's hard labour, the presumed cave of Kistohonya spring has been discovered by the same exploration group, and its dimensions and shape agree with the previously estimated ones. The search of this « Vass Imre » cave is still going on. Since that time, two more big streamcaves have been discovered corresponding to the results of our previous physical and chemical examinations; the « Szabadság cave », discovered by the spelunking group of a sport club, and the « Kossuth cave », discovered by Dr. HUBERT KESSLER. The previously mentioned « Béke cave » was found by water tracing and discovered by LÁSZLÓ JAKUCS, the present director of the largest commercial Hungarian cave, of the Baradla. In this way, the Aggtelekian Karst has become Hungary's greatest cave-center.

In this communication, we tried to show the possibility of obtaining information on a karstwater-system by the comparative chemical examination of its spring. We have wished to make general statements only, since this endeavour is in a very initial stage yet. For its improvement, it would be necessary to increase the number of examinations taken on various karst areas, and by doing so, it might be possible to create a generally valid examining method.

### Literature

1. BAMBER H. A. — *Some factors affecting the solubility of limestone in natural water*. Cave Science vol. 2, England.
2. CSAJÁGHY-TOLNAY — *A field method for determining the hardness and the calcium and magnesium content of water*. Journal of Hydrology 1952, Hungary.
3. DAVIS W. M. — *Origin of limestone caverns*. Bull. Geol. Soc. of America, 41.475, 1930.
4. DONÁSZY E. — *Field methods of water examining*. Budapest, Hungary, 1955.
5. HOLLY F. — *Drawing conclusions about the watershed of a karst from its water analysis*. Speleological Conference of 1955, Miskolc, Hungary.
6. HOLLY F. — *The use in speleology of Rezső Maucha's chemical field methods of water examining*. Budapest, Hungary, 1956.
7. HOLLY F. — *The Vass Imre cave at Jòsvafő, Hungary*. « Journal of Hydrology », 1956, Budapest, Hungary.
8. HOLLY F., MAUCHA L. — *The Vass Imre cave*. Bull. of the Hungarian Geological Society, 1956.
9. KESSLER H. — *Discovering Karstwater*. Budapest, Hungary, 1954.
10. KESSLER H. — *The search and the exploitation of karstwater*. Budapest, Hungary, 1952.
11. MAUCHA R. — *Hydrochemische Halbmikro Feldmethoden*. Archiv. f. Hydrobiologie, Bd. XLI.
12. MAUCHA R. — *Hydrochemische Methoden in der Limnologie*. Stuttgart, 1932.

13. MAUCHA R. — *The basic principles of chemical field methods of water examining*. Proc. Hung. Acad. Sci. X, 3-4.
14. PAPP F. — *About the qualitative and quantitative relations of karstwaters*. Proc. Hung. Acad. Sci. VIII. 1. 1953.
15. PILLS A. L. — *The carbonation of cave waters*. Cave Science Vol. 2 England.
16. WARWICK G. T. — *The origin of limestone caves*. British caving.



## Una nueva formación secundaria en la espeleología

Durante la exploración de la « Cueva Grande » de Caguanes (Cuba) fué estudiada una *formación secundaria* no reportada hasta el presente. Se trata de estalactitas, columnas y estalagmitas generalmente esferiformes, semejando hongos (fotos 1, 2, 3, 4, 5). (1). En las dos galerías subterráneas donde fueron estudiadas se observa que tales formaciones esferoidales se hallan a un mismo nivel. (Foto 2). Un corte a través del eje vertical (foto 5) de las mismas nos muestra que su núcleo está constituido por una estalactita normal, alrededor de la cual están adheridas las formas esferoidales, que a veces alcanzan hasta un metro de diámetro. (Fot. 1).

Esta forma esferoidal está constituida por finos estratos calcáreos y arcillosos dispuestos en planos horizontales, como se ve en la Foto 1. Es posible que sean los restos de deposiciones espeleo-lacustres formadas alrededor de un núcleo estalactítico y que posteriormente, por efecto de la re-disolución, adoptaron la forma de un geoide.

(\*) Profesor de la Universidad Central de Las Villas (Cuba).  
(1) Foto aux pages suivantes.

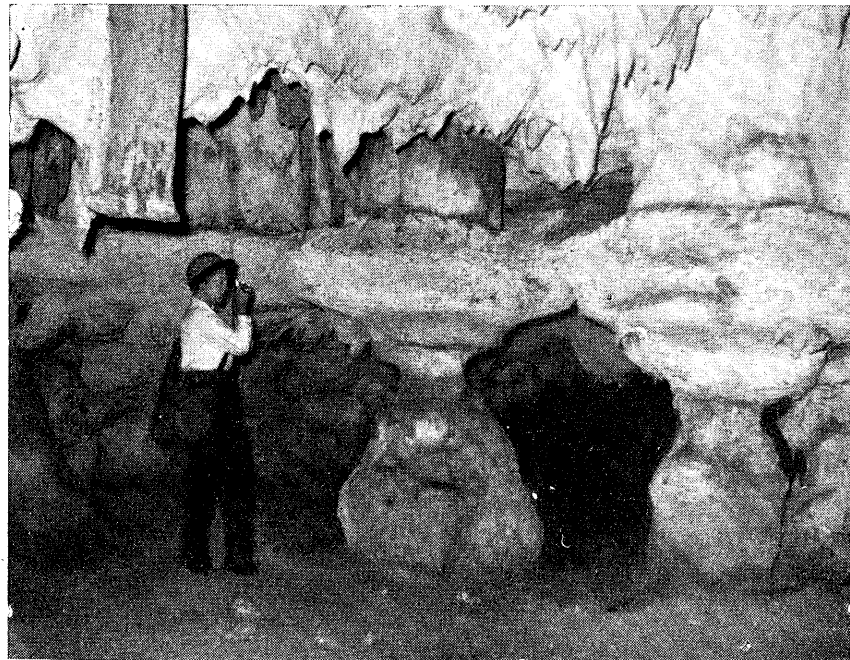


Foto: A. Núñez Jiménez



Foto: A. Núñez Jiménez

Fig. 1 — Estalactita fungiforme. Cueva Grande de Caguanes. Obsérvese los finos estratos horizontales de que está formada. (Aparece el Dr. H. Valcel).  
Fig. 2 — Grupo de estalactitas fungiformes o esferoidales. Nótese que están situadas a un mismo nivel.



3

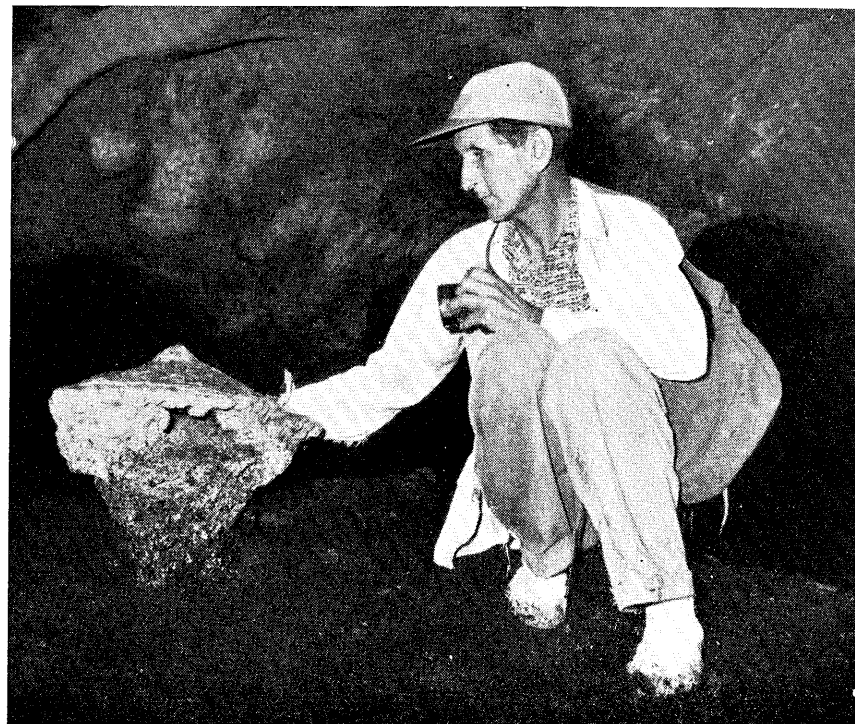


Foto: A. Núñez Jiménez

4

Legende des fig. 3 et 4 à la page suivante.

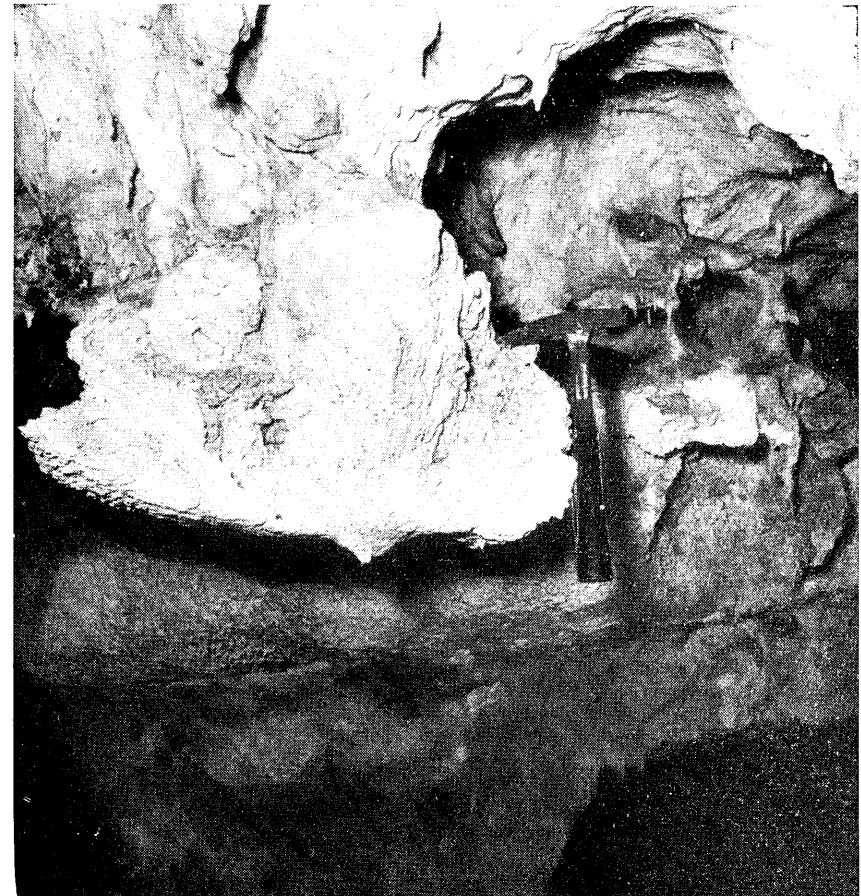


Foto: A. Núñez Jiménez

Fig. 5 — Corte de una estalactita fungiforme. Obsérvese que el núcleo está formado por una estalactita normal.

Fig. 3 — Columnas esferoidales. (Aparece Lupe Velis de Núñez Jiménez).

Fig. 4 — Estalagmita fungiforme (Aparece el Dr. Naximo Ramos).

## Rôle of earth tides in the formation of disc-shaped cave deposits<sup>(1)</sup>

### Abstract

Flat structures called shields, which are approximately 2 centimeters thick and as much as several meters in diameter, project at different angles from the walls of certain caves. Usually stalactites hang from the edges of the shields that are not attached to the wall. Shields are composed of calcite and consist internally of two parallel thinner plates separated by a planar fracture which is an extension of a joint in the limestone wall-rock of the cave. Water moves out through the joint and through the fracture in the shield, and deposition takes place around the periphery. The central fracture in the shield is believed to be maintained by minute movements along the joint occurring twice daily as a result of Earth tides. These tides have the same cause as ocean tides, but they are smaller in amplitude. Indeed, fatigue resulting from Earth tides may have been the original cause of the joints themselves; hence these movements have special importance for speleology because most cave passages are formed along joints.

### INTRODUCTION

Associated with stalactites and stalagmites in certain limestone caves are distinctive structures known as shields (MCGILL, 1933, p. 128). They are plate-like bodies, commonly about a meter in diameter and 2 centimeters in thickness, that project from the walls of the cave into rooms and passages, and commonly occur in groups. Each shield is attached to the wall along a segment of the shield edge, but each grows at a different angle so that some are shelves sloping toward or away from the wall, others project at diagonal angles, and a few form vertical projections.

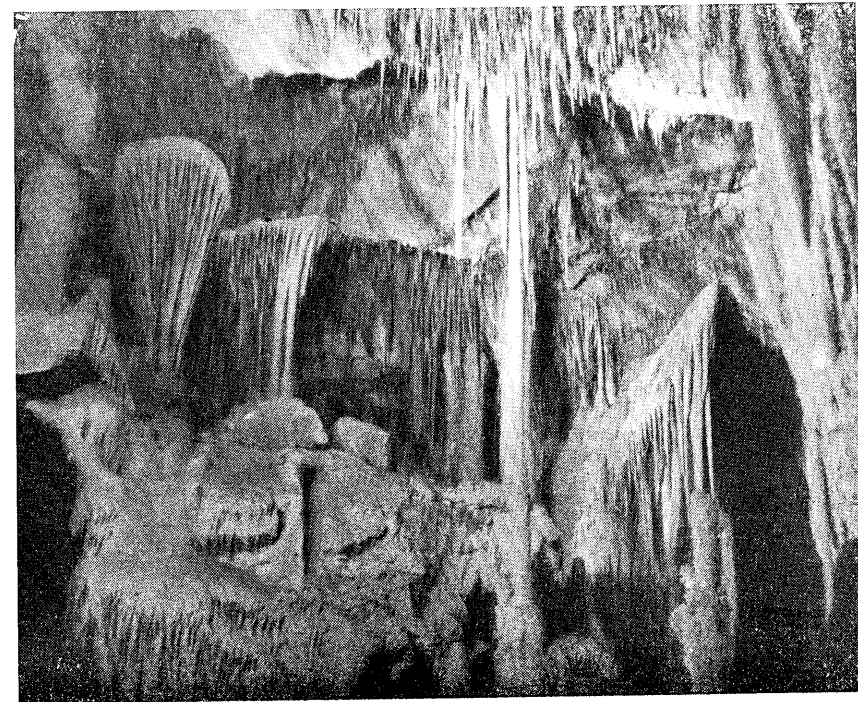
Some shields stand alone as fragile sheets, but most serve as a framework for dense coalescing growths of stalactites that extend downward

(\*) U. S. Geological Survey, Menlo Park, California, U.S.A.

(1) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

from the rim usually to the floor providing additional support for the shields (figure 1). Curved helictites 4 millimeters in diameter and as much as 10 centimeters in length commonly grow upward from the flat upper surfaces of the shields.

Shields cannot be called rare, but all caves, even some that are well-decorated, do not have them. Ordinarily, if a cave contains one it



National Park Service Photo by N. N. Dodge

Fig. 1 — Three typical shields with hanging stalactites in Lehman Caves, Nevada.

will have many. The best-known caves that contain shields in the United States are Lehman Caves, Nevada, and Grand Caverns, Virginia. In Europe they are especially well-developed in Domici Caverns, Czechoslovakia.

In this report the internal crystal structure of shields is described and the mechanism of their formation is discussed.

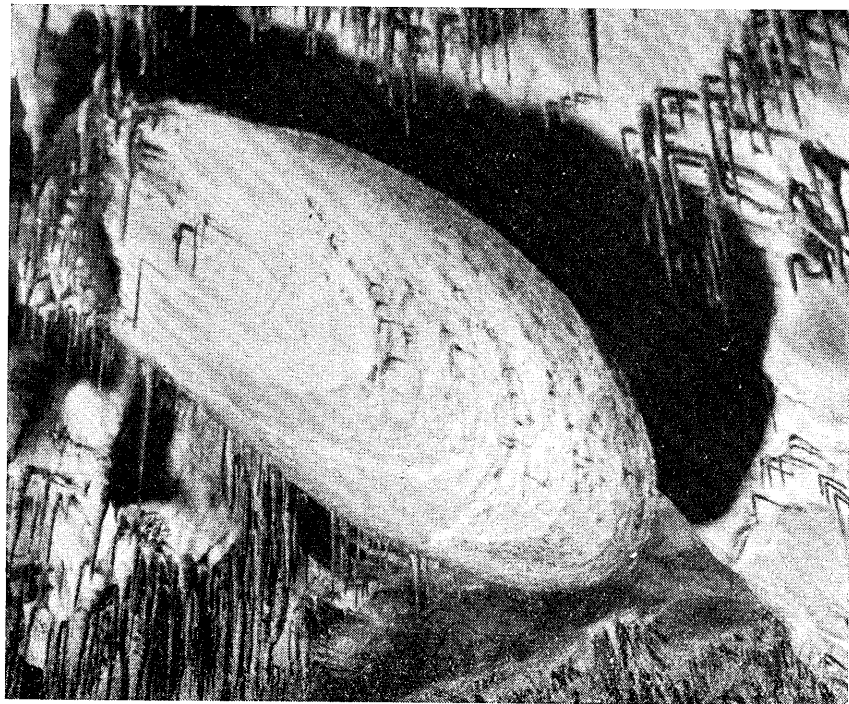
The work has been greatly aided by the generous assistance of many people. D. N. COURNOYER and P. M. SMITH of the National Speleological Society and A. L. LANGE of the Western Speleological Institute aided in the field investigations; and the following specialists provided impor-



tant information on various phases of the study: R. A. HODGSON of Gulf Research and Development Corporation, on the origin of joints; W. H. MUNK of Scripps Institution of Oceanography, on Earth tides; and R. E. DE SAUSSURE of the Western Speleological Institute, on cave mineralogy.

STRUCTURE OF SHIELDS

Shields are composed of two parallel plates, each approximately a centimeter thick, separated by a medial crack. In some shields the stalactites hanging from the lower plate become so heavy that the lower plate falls away, leaving the under surface of the upper plate exposed to view. It is then possible to observe that the shield is composed wholly of travertine, and that the medial crack cuts growth lines which are arranged with crude concentricity as successive layers around the area of attachment to the wall (figure 2).



*Photo by Josef Kinsky*

Fig 2 — A shield 100 cm in diameter in Domici Caverns, Czechoslovakia, from which the lower plate has fallen because of its weight so as to reveal the concentric structure of the base of the upper plate.

In order to further investigate the internal structure of shields, a small specimen was taken from Marshall Cave, Virginia, for laboratory study. Figure 3 is a drawing of a section of the edge of this shield cut perpendicular to the medial crack. The crack is the roughly horizontal double line extending through the middle of the diagram; the growth layers appear in this cross section as crescentic areas approximately parallel to the edge of the shield; and the patterned mosaic blocks are individual crystals of calcite whose crystallographic orientations are indicated by the directions of the line patterns. The diagram was prepared

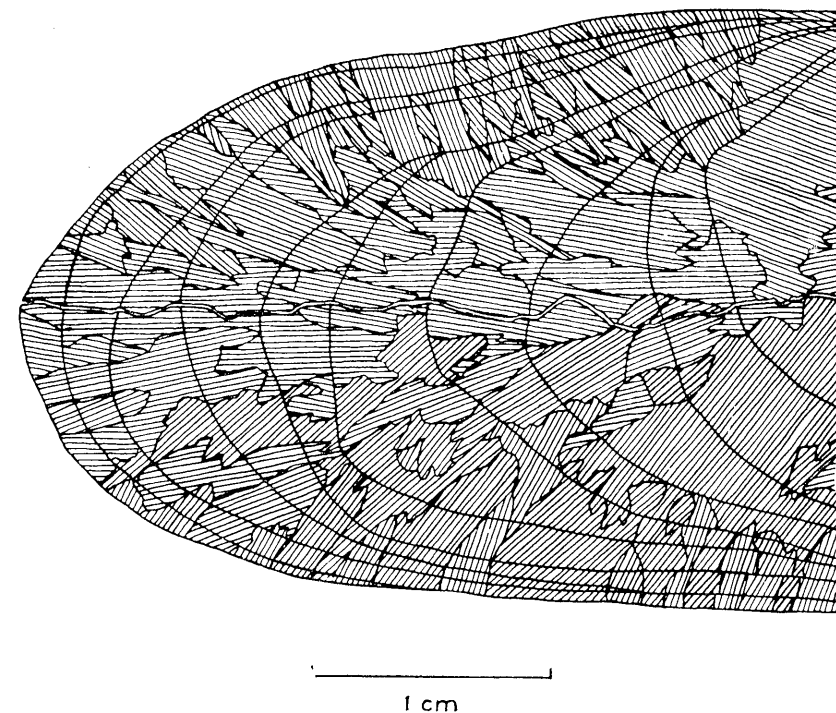


Figure 3 — Section of the edge of a shield from Marshall Cave, Virginia. The horizontal line through the center is the central crack; the curved lines approximately parallel with the surface are growth layers; and the mosaic blocks are crystals in which the directions of the c-axes are indicated by the line patterns.

from photomicrographs of nine positions of a thin section; each position rotated 10 degrees from the next about a vertical axis between crossed polarizers so that the principal crystallographic direction of each crystal could be determined. The projection of the direction of the c-axis of each crystal is represented by the direction of the lines in the patterns. The crystal orientations were checked with a universal stage.

The growth layers are thickest where the medial crack intersects the outer edge of the shield, and the layers taper or pinch-out on its upper and lower surfaces. This suggests that the crack was the source of the water from which the shield was deposited.

The crystals are approximately perpendicular to the growth layers. This is normal for travertine and results from the fact that crystals oriented originally by chance in the only direction in which growth is possible (perpendicular to the growth layers) are favored over those oriented in other directions. Because the growth layers in shields are crescentic in cross section, the net result of this orientation is that crystals near the center of the shield are generally parallel to the central crack and those near the upper and lower surfaces of the shield are perpendicular to it.

#### MODE OF GROWTH

The curious behavior of shields, projecting as they do in a nearly unsupported fashion from the walls of caves, has puzzled many observers. The most common explanation offered for their origin is that a thin layer of travertine was laid down over a deposit of silt in a cave; then the silt was washed away leaving the layer to project as a shield (KETTNER, 1938). Another suggestion is that shields are calcite veins originally present in the limestone and made to stand in relief when the cave was formed by solution (KUNDERT, 1952). Both of these suggestions, however, fail to explain the presence of stalactites commonly originating from a part of the edge of the shield that is higher than its point of attachment to the wall. And they do not consider the internal structure of the shields.

An explanation that fits the facts gained in this investigation was given by KUNSKY (1950). Shields are deposited from water containing calcium bicarbonate that issues from cracks formed by the intersection of joints or bedding-plane surfaces with the wall of the cave. They begin as elongate welts and as the shield grows outward the crack in the wall of the cave is extended into the newly-formed structure providing a conduit through which water can be transmitted to edge of the shield where deposition takes place.

The intersection of the crack with the rim of a shield is almost invisible, indicating a near-capillary size, but the rim is commonly moist

even though the upper and lower surfaces of the shield may be dry. When the shield in Marshall Cave was broken, water flowed rapidly from the break for a short time, indicating that hydrostatic pressure had existed in the original joint behind the structure. This water pressure provides an explanation for the upward growth of shields, for the stalactites that hang from them, and for the presence of helictites on their upper surfaces. Helictites require hydrostatic pressure for their growth (MOORE, 1954).

#### ORIGIN OF THE CENTRAL CRACK

The moist rim of shields suggests that they are actively growing at the present time at rates possibly comparable with those of other cave deposits. The remaining unexplained aspect of the problem is the mechanism by which the nearly planar central crack is propagated outward through the symmetrical shield from a joint in the limestone wall-rock. One might wonder why deposition does not seal the crack and arrest further growth.

It is proposed here that the central crack in shields is maintained by semi-diurnal movements resulting from tides of the solid Earth. These tides, which are analogous to ocean tides and arise from the same cause, have amplitudes of the order of 50 centimeters (TOMASCHEK, 1957). The part of this total vertical displacement that affects the rock between each joint is small, but it is many times the atomic spacing of calcite. Assuming an average joint spacing of one meter, the strain would be approximately 1000 Angstroms while the interplanar spacing ( $d$ ) of calcite is only 3.04 Angstroms. It is thought that the small movements occurring twice daily break the newly-formed layer of travertine at the outer edge of the shield and permit water to flow anew to the edge. Prinz, in his monumental work on cave mineralogy published in 1908, first observed that (in translation, p. 65) « the visitor soon distinguishes amid the patter of falling drops, sharp cracks and distinct shocks which proclaim the incessant action of all the apparently immutable members which make up the scenery of subterranean places ».

The idea that such breakage might be caused by Earth tides comes from Kendall and Briggs' suggestion made in 1933 that rock joints are a product of fatigue resulting from the application of these oscillating forces. Fractures formed by tension, shear, or torsion show evidence of displacement resulting from the release of stress; but joints lack displacement, suggesting that they are analogous to fatigue cracks in metal which result from the application of oscillating forces that are within the elastic limit of the material. HODGSON (1958) has recently completed a comprehensive study of jointing in Arizona and Utah in which he concludes that Earth tides are the generating force.

CONCLUSIONS

Most caves have been formed by the solution of limestone along joints, so observations bearing on the origin of joints have special importance for speleology. The principal reason that the Earth tide hypothesis for the origin of joints has not gained general acceptance rests with the fact that direct observation of cause and effect is not usually possible. The frequency of oscillation is sufficiently low that thousands of years may be necessary before rock failure is measurable. Shields are structures whose time of growth may be measured in terms of thousands of years; hence the propagation of joints as cracks into these young deposits suggests that joint-forming processes still operate today. The occurrence of shields in regions such as Virginia that are now tectonically quiescent provides support for the concept that rock joints are not formed by mountain-building forces but rather by small movements associated with Earth tides.

Literature cited

- HODGSON R. A. — *A regional study of jointing in the Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah*: Yale Univ., Doctorial dissert, 1958.  
 KENDALL P. F., AND BRIGGS H. — *The formation of rock joints and the cleat of coal*: Royal Soc. Edinburgh Proc., v. 53, p. 164-187, 1933.  
 KETTNER R. — *Sintrové bubny a stíty v jeskyni Domici*: Veda přírodní, v. 19, p. 134-136, 1938.  
 KUNDERT C. J. — *The origin of the palettes, Lehman Caves National Monument, Baker, Nevada*: Natl. Speleol. Soc. Bull., v. 14, p. 30-35, 1952.  
 KUNSKY J. — *Kras a Jaskyne*: Prague, Přírodovědecké Nakladatelství Praze, p. 93, 1950.  
 MCGILL W. M. — *Caverns of Virginia*: Virginia Geol. Survey Bull. 35, p. 128, 1933.  
 MOORE G. W. — *The origin of helictites*: Natl. Speleol. Soc. Occasional Papers, no. 1, 1954.  
 PRINZ W. — *Les cristallisations des grottes de Belgique*: Soc. belge Géol. Nouv. Mém., no. 2, 1908.  
 TOMASCHEK R. — *Tides of the solid Earth*: Handbuch der Physik, v. 48 p. 775-845, 1957.

TABLE DES MATIÈRES DU TOME I

ACTES DU CONGRÈS

	pages
Avertissement . . . . .	V
Introduction . . . . .	VI
<b>I. - Organisation du Congrès</b>	
1. Haut patronage . . . . .	VII
2. Comité d'honneur . . . . .	VII
3. Comité d'organisation . . . . .	IX
4. Sections de travail . . . . .	IX
5. Programme de la session . . . . .	X
6. Excursions . . . . .	XII
<b>II. - Compte rendu des séances</b>	
1. Séance d'ouverture à Bari . . . . .	XIII
2. Séance à Lecce . . . . .	XX
3. Séances du Congrès à Salerno . . . . .	XXVI
4. Dernière réunion générale à Amalfi . . . . .	XXX
5. Banquet de clôture . . . . .	XXXI
6. Séances de travail . . . . .	XXXI
<b>III. - Compte rendu des excursions</b>	
1. Excursion aux Grottes de Castellana . . . . .	XXXVI
2. Excursion à Lecce . . . . .	XXXVII
3. Excursion à la Grotte Zinzulusa et à la Grotte Romanelli . . . . .	XXXVII
4. Excursion aux Grottes de Pertosa . . . . .	XXXVIII
5. Excursion à la Grotte d'Émeraude de Amalfi . . . . .	XXXIX
6. Excursion aux Grottes de Castelcivita . . . . .	XXXIX

## Appendice

	pages
1. Liste des délégués participants au deuxième Congrès International de Spéléologie . . . . .	XL
2. Liste des membres du deuxième Congrès International de Spéléologie . . . . .	XLIV

## COMMUNICATIONS

## SECTION I. — HYDROGÉOLOGIE ET MORFOLOGIE KARSTIQUE

## A. — Etudes générales

	pages
B. GÈZE — Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques . . . . .	3
W. MAUCCI — Considerazioni sistematiche sul problema dell'idrografia carsica ipogea . . . . .	23
Y. BRAVARD - M. SIFFRE — Contribution à l'étude du façonnement des alluvions souterraines . . . . .	44
P. VERDEIL — Note préliminaire sur une classification climatique des karsts . . . . .	49
P. VERDEIL — Les phénomènes d'intermittence dans les réseaux karstiques . . . . .	62

## B. — Etudes régionales

G. T. WARWICK — The characteristics and development of limestone regions in the British Isles with special reference to England and Wales . . . . .	79
L. TELL — Lummelunda: un endroit karstique encore actif dans les chaux siluriennes de l'île de Gotland . . . . .	106
J. MONTORIOL PONS — Sobre algunas formas periglaciares desarrolladas en la Cueva del Reguerillo . . . . .	128
A. BONNET - J. DU CAILLAR - J. COUDER - P. BUBOIS — Le Massif calcaire du Mont Perdu . . . . .	135
C. BOUQUET - A. MARTI - J. MICHEL — Cavités en terrain non calcaire . . . . .	143
J. CHOPPY — Eclaireurs de France de Lyon, camps d'été 1952 et 1953 . . . . .	150

	pages
J. CHOPPY — France: répartition départementale des cavités . . . . .	165
P. DUBOIS — Etude des réseaux souterrains des rivières Buèges et Virenque . . . . .	167
M. SIFFRE — Morphologie souterraine et hydrogéologie des formations plio-quaternaires de la région de Nice . . . . .	176
H. FRANK — Die schwäbische Alb in Lichte der Speläologie . . . . .	187
H. LEHMANN — Osservazioni sulle grotte e sui sistemi di cavità sotterranee nelle regioni tropicali . . . . .	190
F. ANELLI — Le cavità con riempimento bauxitico di Spinazzola . . . . .	201
G. BARTOLOMEI — Resti di un carsismo terziario nei Colli Berici . . . . .	216
M. BERTOLANI — Particolare ambiente minerogenetico in una grotta delle argille scagliose emiliane . . . . .	220
A. FURREDDU — Ultime scoperte speleologiche in Sardegna . . . . .	226
W. MAUCCI — Campagna speleologica nelle Murge di Minervino . . . . .	233
G. PERNA — Il fenomeno carsico nel bacino del Rio Novella . . . . .	245
M. AUDÉTAT — Répartition géographique nature et importance des cavités de la Suisse française . . . . .	249
M. AUDÉTAT - J. P. GUIGNARD — La spéléologie dans le Jura Suisse . . . . .	257
G. COTTI - D. FERRINI — I fenomeni carsici della zona del Lucomagno . . . . .	274
G. ABEL — Die Entstehung der alpinen Höhlen Salzburgs im Tertiär . . . . .	285
F. BAUER — Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen . . . . .	299
F. BAUER — Problèmes de l'hydrologie karstique dans les Alpes septentrionales . . . . .	329
H. TRIMMEL — Die Arzberghöhle bei Wildalpen . . . . .	330
R. UNRUG — Karst phenomena and speleology in Poland . . . . .	341
J. RUDNICKI — The development of flutes in the Tatra Cavernes . . . . .	344
J. RUDNICKI — Origin of caves in the Koscieliska Valley in Tatra . . . . .	346
J. RUDNICKI — The development of chimneys of the « Corkscrew » type in the Zimna cavern . . . . .	347
A. MELIK — Les éléments fluviaux du Karst . . . . .	348
J. PETROCHILOS — Sur l'âge des grottes de la Grèce . . . . .	349
N. SHALEM — The karst in the Salt Mountain of Sedom . . . . .	353
R. DE SAUSSURE — Cave provinces: a contribution to formational study of limestone caves . . . . .	356
R. H. GURNEE — The caves of Puerto Rico . . . . .	361



TABLE DES MATIÈRES DU TOME I

	pages
M. J. MAGNANI — Fenomeni carsici e pseudocarsici, depressioni chiuse, grotte e cavità naturali in rocce non calcaree o gessose del territorio argentino . . . . .	369
E. DE BELLARD PIETRI — Tropical Karst . . . . .	370
J. N. JENNINGS — The limestone geomorphology of the Nullarbor Plains (Australia) . . . . .	371

SECTION II. — CHIMIE, MÉTÉOROLOGIE SOUTERRAINE, GÉOPHYSIQUE

J. MONTORIOL POUS — Sobre el origen de las vermiculaciones arcillosas . . . . .	389
B. GÈZE - T. POBEGUIN — Contribution à l'étude des concrétions carbonatées . . . . .	396
P. DUBOIS — Observations sur les dépôts des cavités du Massif du Mont Perdu . . . . .	415
M. LAURES - H. PALOC — Note sur les concrétions de la Clamouse	423
M. LAURES — H. PALOC — Note sur les galets de l'exurgence du Drac à Montpeyroux . . . . .	428
A. CIGNA — Sulla luminescenza di alcune stalattiti calcaree . . . . .	430
G. CAPPA - A. CIGNA — Su una eccezionale sorgente di aria fredda	437
S. POLLI — Misure dell'accrescimento delle stalattiti . . . . .	442
S. POLLI — Meteorologia ipogea nella grotta sperimentale « C. Doria » del Carso Triestino . . . . .	449
W. GRESSEL — La dynamique dans les grottes alpines . . . . .	463
W. CHODOROWSKA - A. CHODOROWSKI — Études sur le milieu des petits réservoirs d'eau des grottes dans les montagnes des Tatras	468
W. STARZECKI — Mikroklimatische Untersuchungen in der Höhlen des sudlichen Teiles der kleinpolnischen Hochebene . . . . .	475
Z. WOJCIK — Sand stalagmites and concretions in the Studnisko cave	477
F. HOLLY — Examination of underground karstwatersystems by chemical methods . . . . .	485
A. NUNEZ JIMENEZ — Una nueva formacion secundaria en la Espeleologia . . . . .	496
G. W. MOORE — Role of earth tides in the formation of dishshaped cave deposits . . . . .	500

I° trimestre mars 1962

1871 (1870)

OFFICINA GRAFICA A. DE ROBERTIS & FIGLI - PUTIGNANO