

INTERNATIONAL UNION OF SPELEOLOGY

L'UNION INTERNATIONALE DE SPÉLÉOLOGIE

INTERNATIONAL SPELEOLOGY

LA SPÉLÉOLOGIE INTERNATIONALE

1973

Proceedings
of the 6th International
Congress of Speleology
Actes du 6^e Congrès
international de spéléologie

OLOMOUC CSSR

III.



Organizing Committee of the 6th International Congress of Speleology
Comitée d'organisation du 6^e Congrès international de spéléologie

ACADEMIA / PRAHA

INTERNATIONAL UNION OF SPELEOLOGY

L'UNION INTERNATIONALE DE SPÉLÉOLOGIE

INTERNATIONAL SPELEOLOGY

LA SPÉLÉOLOGIE INTERNATIONALE

1973

CZECHOSLOVAK ACADEMY OF SCIENCES

**Proceedings
of the 6th International
Congress of Speleology**

**Actes du 6^e Congrès
international de spéléologie**

OLOMOUC-ČSSR

INTERNATIONAL UNION OF SPELEOLOGY
INTERNATIONAL SPELEOLOGY
1973

Proceedings of the 6th International Congress of Speleology

(III)

Reports on the Congress and on the General Assembly
Lists of participants and of organizers
Papers of the Section Geology of Karst

Edited by Dr. VLADIMÍR PANOŠ, CSc.

L'UNION INTERNATIONALE DE SPÉLÉOLOGIE
LA SPÉLÉOLOGIE INTERNATIONALE
1973

Actes du 6^e Congrès international de spéléologie

OLOMOUC - ČSSR

(III)

Rapports du Congrès et de la Session plénière

Listes des participants et des organisateurs

Communications de la Section Géologie du karst

Édité par Dr. VLADIMÍR PANOŠ, CSc.

Scientific Editor
Rédacteur scientifique

Dr. Vojen Ložek, DrSc.

**The authors are responsible themselves for the contents as well
as for the language correctness of their contributions.**

This text has not been corrected after rewriting

**Les auteurs sont eux-même responsable au point de vue du contenu
et pour la justesse de la langue des travaux.**

Après la transcription le texte n'était pas corrigé

Organizing Committee of the 6th International Congress of Speleology
Comité d'organisation du 6^e Congrès international de spéléologie

ACADEMIA / PRAHA

**Proceedings
of the 6th
International
Congress
of Speleology**

**Actes
du 6^e Congrès
international
de spéléologie
OLOMOUC - ČSSR**

SOUS-SECTION Bb

GEOMORPHOLOGIE DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES SOUTERRAINES

Convocateur: Doc. RNDr. V á c l a v K r á l, CSc., Université Charles, Prague

Bb 001 Беляк В. И. (СССР — U.R.S.S.):

Новые данные о специфике развития подземного карста Сибири

Bb 002 Bögli A. (Suisse):

Neue Ergebnisse der Höllochforschung

Bb 003 Burkhardt R., Mayer S., Ryšavý P. (C.S.S.R.):

Neue geomorphologische Erkenntnisse über die Entwicklung des unterirdischen Punkva-Flusses

Bb 004 Cigna A. A. (Italie):

The speleogenetic role of the laminar flow diffusion effect

Bb 005 De Torres Perezhidalgo T., Puch Ramírez C. (Espagne):

Estudio geomorfológico estadístico de cavidades desarrolladas bajo cobertera sedimentaria poco potente

Bb 006 Droppa A. (C.S.S.R.):

Die Beziehung der Flußhöhlen zu den Verebnungsflächen

Bb 007 Дублянский В. Н. (СССР — U.R.S.S.):

Принципы классификации карстовых полостей альпийской складчатой зоны

Bb 008 Дублянский В. Н., Илюхин В. В. (СССР — U.R.S.S.):

Коррозионно-эрозионные шахты хребта Алек в Западном Кавказе

Bb 009 Ewers R. O. (Canada):

A model for the development of subsurface drainage routes along bedding planes

Bb 010 Ford D. C. (Canada):

Development of the principal types of solution caves in limestone

Bb 011 Forney G. G. (U.S.A.):

Caves and karst in Bermuda

Bb 012 Franke H. W., Geyh M. A. (R.F.A.):

Zur Datierung von Versturzereignissen

Bb 013 Géze B. (France):

Défense du rôle des facteurs dynamiques et de l'évolution en zone vadose dans la spéléogénèse

Bb 014 Grodzicki J. (Pologne):

Relaciones entre la morfología, la tectonica y el origen de las cuevas

Bb 015 Habe F. (Yougoslavie):

Über die speläologische Forschungstätigkeit in Jugoslavien 1968 — 1972

Bb 016 Harasimiuk M. (Pologne):

The influence of Upper Cretaceous rock lithology on the development of karst forms in the Lublin Upland

Bb 017 Harasimiuk M., Henkiel A. (Pologne):

The Roztocze Hills karst (East Poland)

Bb 018 Harmon R. S., Thompson P., Schwarcz H. P. (Canada):

Dating of speleothems related to the geomorphic history of carbonate terrains

- Bb 019 Гашек В., Майер С. (ЧССР — C.S.S.R.):
Использование геофизических методов при спелеологических исследованиях в области Моравского карста
- Bb 020 Илюхин В. В., Дорофеев Е. Р., Дублянский В. Н., Лобанов Ю. Е., Радзиевский В. А., Савчин М. П., Лехницкий Ю. (СССР — U.R.S.S.):
Длинейшие карстовые пещеры СССР
- Bb 021 Илюхин В. В., Дублянский В. Н., Чикина Ж. Л., Падалко О. В., Пикулькин С. С. (СССР — U.R.S.S.):
Глубочайшие карстовые шахты СССР
- Bb 022 Jennings J. N., James J. M. (Australie):
Rejuvenation and Australia's deepest mainland caves
- Bb 023 Кикнадзе Т. З. (СССР — U.R.S.S.):
К вопросу корреляции карстовых пещер и террас
- Bb 024 Liszkowski J. (Pologne):
Ist die Mischungskorrosion die einzige im phreatischen Bereich der Karstgrundwasserleiter wirksame Korrosionsform?
- Bb 025 Maifredi P., Cachia M., Nosengo S. (Italie):
Application à l'étude de la morphologie graviclastique d'essais expérimentaux sur modèles réduits
- Bb 026 Mais K. (Autriche):
Vorläufige Beobachtungen über Kondenswasserkorrosion in der Schlenkengangshöhle (Salzburg, Österreich)
- Bb 027 Nicod J. (France):
Les cuvettes glacio-karstiques dans les hautes montagnes méditerranéennes et alpines
- Bb 028 Núñez Jiménez A. (Cuba):
Punta del Este: Tipo de cueva de origen freato-marino
- Bb 029 Núñez Jiménez A., Echevarria G. (Cuba):
Carso profundísimo de Cuba
- Bb 030 Oedl F. R. (Autriche):
My explorations in the Dachstein Caves system 50 years ago
- Bb 031 O'Reilly P. M. (Irlande):
Morphology and hydrology of the Ogop Ffynnon Ddu karst area
- Bb 032 Piše J., Příbyl J., Štelcl O., Vlček V. (C.S.S.R.):
Ergebnisse der Untersuchungen des längsten Höhlensystems in der Tschechischen Sozialistischen Republik
- Bb 033 Rajman L., Roda Š. (C.S.S.R.):
Probleme bei der Definierung des Begriffes „Statische Höhle“
- Bb 034 Roda Š., Rajman L. (C.S.S.R.):
Beitrag zur Forschung über die Genesis von plastischen Sintern in einigen Höhlen der C.S.S.R.
- Bb 035 Sárvári I. (Hongrie):
How can the size of "cavernement" in karstic rocks be estimated?
- Bb 036 Савчин М. П., Остьянова Н. Н. (СССР — U.R.S.S.)
Пещера «Оптимистическая» на Подолье
- Bb 037 Slačík J. (C.S.S.R.):
Photoluminiszenzerscheinungen in Karsthöhlen auf dem Gebiet der Böhmischen Masse
- Bb 038 Тинтилюзов З. К. (СССР — U.R.S.S.):
К проблеме образования карстовых полостей в горных странах
- Bb 039 Viehman I. (Roumanie):
Essai de classification des formes souterraines des grottes
- Bb 040 Völker R. (R.D.A.):
Beitrag zur Theorie der Entstehung von Höhlen im Gips

- Bb 041 Warwick G. T. (Grande-Bretagne):
River karren (Flußkarren)
- Bb 042 Werner E. (U.S.A.):
Stratigraphic and structural control of cavern development in Pocahontas County,
West Virginia, U.S.A.
- Bb 043 Wigley T. M. L. (Canada):
Speleogenesis: A fundamental approach
- Bb 044 Winkelhöfer R. (R.D.A.):
Die Höhlentypen im Sandstein der Sächsischen Schweiz (DDR)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СПЕЦИФИКЕ РАЗВИТИЯ ПОДЗЕМНОГО КАРСТА СИБИРИ

В. И. Беляк
Иркутск, СССР

За последние годы, на территории Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья, в карбонатных отложениях протерозоя и нижнего палеозоя, были открыты и относительно полно исследованы крупные пещеры и шахты позволяющие выделить названные регионы в качестве интереснейших карстовых областей азиатского сектора СССР. Эти формы тяготеют к повышенно трещиноватым участкам горных пород, развиваются преимущественно вглубь, отличаются этажностью ходов, полным комплексом натечно-капельных образований, значительными запасами многолетнего льда, устойчивым термическим режимом. Хемогенная кальцитово-арагонитовая «скульптура» представлена сталактитами, сталагмитами, сталагматами (колоннами), анемолитами, а также антодитами внешне напоминающими морские кораллы. В пещерах Жемчужной, Алыгджерское диво и др. обнаружены оолитовые конкреции пещерного жемчуга. Кроме отмеченных субтерральных натечно-аккумулятивных образований, здесь широко распространены их ледяные аналоги и ваннообразные бассейны, наполненные водой гидрокарбонатно-кальциевого состава. В некоторых лабиринтах были найдены остатки древней ископаемой фауны (носорог — *Phonoceros tichorh*; первобытный бык — *abos primigenius*; пещерный лев — *Felis spelaea Coldf*; пещерная гиена — *Crocota speleal Col*; зубр — *Bisons puscus Woj*; ископаемая росомаха — *Gulo gulo Gin* и др.). Исследования показали, что наиболее удобные для посещения полости издревле служили убежищем человеку, свидетельством чего являются находки материальной культуры новокаменного и более поздних веков. Такие полости, как правило, относительно легко доступны, чаще экспонированы на юг, светлые и сухие. Например, в одной из пещер Приольхонья установлены следы древних кострищ и разнообразные предметы культуры железного века. Кроме этого, здесь найдены раздробленные кости скелета человека и зубы кулана-джегетая (*Eguus hemionus Pall*). Костные остатки животного свидетельствуют о более обширных ареалах представителя монгольской фауны, нежели это считалось до сих пор.

Спелеологические открытия сделанные на рубеже 60-х—70-х годов позволяют по иному осмыслить проблему сибирского карста, которая получает сейчас новое звучание как в научном, так и в прикладном отношении. Карст, в том числе и подземный, оказывает существенное воздействие на эволюции специфических природно-территориальных комплексов и поэтому может быть

поставлен в ряд с такими характерными для Сибири экзогенными агентами, как солифлюкция, морозное пучение грунтов, термокарст, физическое выветривание и пр.

Анализ важнейших метеорологических элементов и выяснение их роли в развитии сибирского карста свидетельствует о том, что температурные условия и ограниченное количество осадков не благоприятствуют закарстовыванию территории. Следовало бы ожидать также полного прекращения выщелачивания или резкого снижения активности карста на участках распространения многолетней мерзлоты, облегчающей поверхностный сток и задерживающей деятельность аэробных почвенных микроорганизмов — основных поставщиков углекислоты. В действительности подкупающая логика подобных рассуждений находится в противоречии с имеющимися фактами, кратко сведенными к следующему:

1) в многолетнемерзлых карстующихся породах подземная денудация несколько снижается, однако почти никогда не прекращается полностью;

2) на участках развития карста мерзлота является не только собирателем, но и потенциальным хранителем влаги, обеспечивая увлажнение пещер, формирующихся в районах с малым количеством осадков (Забайкалье);

3) мерзлота благоприятствует возникновению морозобойных трещин, которые, соединяясь с тектоническими, представляют собой дополнительные пути фильтрации подземных вод; она способствует также интенсивному закарстовыванию подмерзлотных известняков и т. д. Последнее объясняется тем, что поверхностные воды, стекая по каналу в коренных породах или просачиваясь через толщу рыхлого материала, скованного мерзлотой, слабо взаимодействуют с ним химически и доносят углекислоту до глубин, лимитируемых мощностью мерзлоты;

4) вследствие метелевого переноса — важного фактора снегозапасов, мощность снежной толщи на дне карстовых колодцев и шахт нередко достигает 1,7—2,5 м. При этом из-за пластических деформаций часть снега проникает в боковые (теневые) ответвления полостей. Сохранности снега в теплое время года способствуют также органические прослойки, образованные главным образом опавшей листвой. Наличие подобных экранов на поверхности снежника защищает его от проникающей в недра прямой и рассеянной солнечной радиации.

Непрерывное воздействие талых снеговых вод на известняки в течение периода с положительными температурами обусловило особенности в микроморфологии нижних частей подземных карстовых форм, т. е. в появлении следов кавернозности. Характерно, что в сопредельно расположенных аналогичных формах пораженных коррозией участков не обнаружено.

Особенность климата изученной территории — быстрое нарастание температур (на 10—12°) в весеннее время и интенсивное снеготаяние. Следует учесть однако, что составляющая расхода дождевых и талых снеговых вод неодинакова. Летом часть осадков фильтруется в почву и расходуется на пополнение подземных вод, в значительной степени истощенных за продол-

жительный зимний период, другая часть их испаряется. Заметная доля осадков идет на поверхностный сток.

Для весенних вод эти пути расхода исключая последний, оказываются ничтожно малыми, так как низкие еще температуры воздуха не способствуют испарению, а проникновению воды в почву препятствует неоттаявший деятельный горизонт грунтов и очаги многолетней мерзлоты. Отсюда высокий коэффициент поверхностного стока в весеннее время характерен и для эрозионных и для карстовых областей. И все же на основании многолетних наблюдений мы пришли к выводу о своеобразии стока талых вод на участках распространения карстующихся пород.

Если известняковый массив не нарушен трещинами, коэффициент стока близок к таковому в некарстовых областях. Например, на северо-западной окраине Солгонского кряжа в период снеготаяния не удалось обнаружить ни одного водопоглощающего отверстия, и вся масса воды поступала в тальвеги глубоких логов. В водораздельной части кряжа степень раскрытия трещин оказалась достаточной для проникновения в них лишь части воды. В небольших пещерах Снежной и Продувной (Енисейское Присаянье) отмечены обильная капель и появление водоемов в тех местах полостей, которые в остальное время года бывают сухими. В сильно трещиноватых зонах большая часть талых вод уходит вниз через зияющие поноры, активно растворяя известняки на глубине 180—270 м, что подтвердилось спелеоработами в карстовых шахтах Кубинской (Восточный Саян) и Куртуйской (Прибайкалье).

Неодинаковый весенний сток, predetermined степенью раздробленности горных пород, является первопричиной различной активности карста на близко расположенных участках, и доказывается размерами полостей. В условиях полного поверхностного стока не обнаружено крупных подземных пустот. При частичном проникновении талых вод в поноры образуются полости небольших размеров. На участках концентрированного подземного стока развиваются значительные пустотные системы (Орешная — Енисейское Присаянье; «Сказка» — Восточно-Саянский антиклинорий; Имени Института географии АН СССР — Приольхонье; Монасатуйская — Забайкалье и др.). Эти лабиринты-шахты развиваются по линиям вертикальных глубинных разломов. Они состоят из чередующихся друг над другом 25—45-метровых колодцев обнаруживающих тесную коррелятивную связь с уступами террас местных дрен. Обращает на себя внимание и морфологическое сходство пещер заложённых в границах одного воздымающегося орогена. Например, пещеры-шахты «Сказка» и «Алыгджерское диво» сформировавшиеся по обе стороны Восточно-Саянского антиклинория обнаруживают разительное внешнее сходство. Тожественны по облику карстовые шахты Октябрьская и Таможенская (Солгонский кряж). Три этажа этих полостей хорошо синхронизируются с тремя надпойменными террасами р. Чульма пересекающей названную морфоструктуру с запада на восток.

Длительный процесс выщелачивания известняков имел своим следствием возникновение огромных подземных пустот (см. таб. 1) и маскировки тектони-

ческой трещиноватости многочисленными обвалами, широко распространенными хемогенными, аллохтонными и прочими отложениями. По этим причинам трещиноватость карбонатных толщ в Восточном Саяне лишена тех черт систематичности, которые присущи для платформенных областей. Так в пещере «Мечта» (Приольхонье) трещиноватость на относительно небольших участках нарушена обвалами, что же касается натечных отложений, то кальцитовые образования тонким слоем инкрустировали здесь поверхность стен и сводов, существенно не повлияв на размеры сечения трещин их ориентировку. Аналогичные примеры типичны и для пещер Забайкалья.

Расчеты суммарной карстовой денудации (поверхностное растворение + глубинное растворение + механическая эрозия) произведенные нами по методу Ж. Корбеля, показали снижение ее активности с запада на восток, что объясняется уменьшением величины осадков и возрастанием континентальности климата в этом направлении. В Енисейском Присаянье она равна $36 \text{ м}^3/\text{год} \times \text{км}^2$; в Забайкалье — $19 \text{ м}^3 \times \text{км}^2$; в Прибайкалье получены средние между этими значения.

Следует отметить также, что сравнительно небольшое количество осадков (350—500 мм на западе, 250—300 мм на востоке) компенсируется характером их выпадения — большая часть приходится на 3—4 летних месяца. По этой причине карстующиеся разности в Сибири выщелачиваются более активно, чем на территории получающей, скажем, 750—800 мм осадков при условии равномерного их распределения по месяцам.

Данные количественного значения общей карстовой денудации свидетельствуют о том, что скорость разрушения карбонатов в границах изученной территории очень медленная и не представляет угрозы для промышленно-гражданских, гидротехнических и пр. сооружений. Тем не менее необходимо

Т а б. 1

Название пещер и их территориальная приуроченность	Длина, м	Глубина, м	Объем тыс. м ³
1. Б. Орешная (Вост. Саян)	11 000	160	150
2. Баджейская (Вост. Саян)	5 500	170	240
3. Торгашинская (Вост. Саян)	1 700	174	27,5
4. Кубинская (Вост. Саян)	1 800	274	19,5
5. Каикулакская (Хакасия)	600	65	10,0
6. Бородинская (Хакасия)	1 000	60	120
7. Алыгджерское диво (Вост. Саян)	1 000	75	8,0
8. Сказка (Вост. Саян)	470	48	—
9. Им. Института географии АН СССР (Приольхонье)	970	50	17,0
10. Аргараканская (Прибайкалье)	1 000	45	8,0
11. Иконинская (Прибайкалье)	—	68	—
12. Монасатуйская (Забайкалье)	560	35	8,0
13. Соктуйская (Забайкалье)	160	27	1,0
14. Шаныстуйская (Забайкалье)	140	24	0,8
15. Куртуйская (Прибайкалье)	470	147	—

обратить внимание на полости древнего карста, которые по мере размыва кольматационного заполнителя могут оказаться опасными.

Многие сибирские пещеры уже сейчас находят практическое применение. В частности, местное население пользуется водой Байдинских гротов для лечения глазных заболеваний, другие лабиринты проходят заключительную медико-географическую экспертизу и в скором будущем после соответствующего их обустройства могут быть рекомендованы в бальнеологических целях. Наиболее живописные и доступные пещеры предполагается превратить в естественные минералогические уникалы, в заповедные музеи для массового туризма.

Не имея возможности остановиться на других противоречивых особенностях развития сибирского карста, укажем морфометрические параметры наиболее крупных подземных форм.

Summary

The new data about a specificity of the cave formation in South Siberia and their main morphometric parameters are reflected in this article. The attention is paid to the correlative connection of the cave levels with the terrace cusps of the local drains. The review is given about the accumulative-tiny "sculpture" and the paleontological finds. The information is presented on the supplies of the subsurface ice. In conclusion the author says about the applied significance of Siberian caves and points out the quantitative significance of the size of modern karst denudation.

NEUE ERGEBNISSE DER HÖLLOCHFORSCHUNG

Bögli Alfred

Hitzkirch, Schweiz

Seit dem Kongress 1969 wurden im Hölloch 16,840 m Gänge neu entdeckt und vermessen. Es ist heute 120,545 m lang. Sein höchster Punkt liegt im östlichen Hochsystem auf 1425 m ü. M., der tiefste im „Zürichsee“ auf 617 m ü. M. Das ist eine Höhendifferenz von 808 m. Diese wurde von unten nach oben z. T. mit Hilfe von Kletterstangen und extremer Kletterei bewältigt, worüber Paul Berg referiert. Der einzige bekannte Zugang befindet sich am Westende des Hölloches, doch liegt der höchste Punkt nur noch 50 m unter dem Grunde einer Doline.

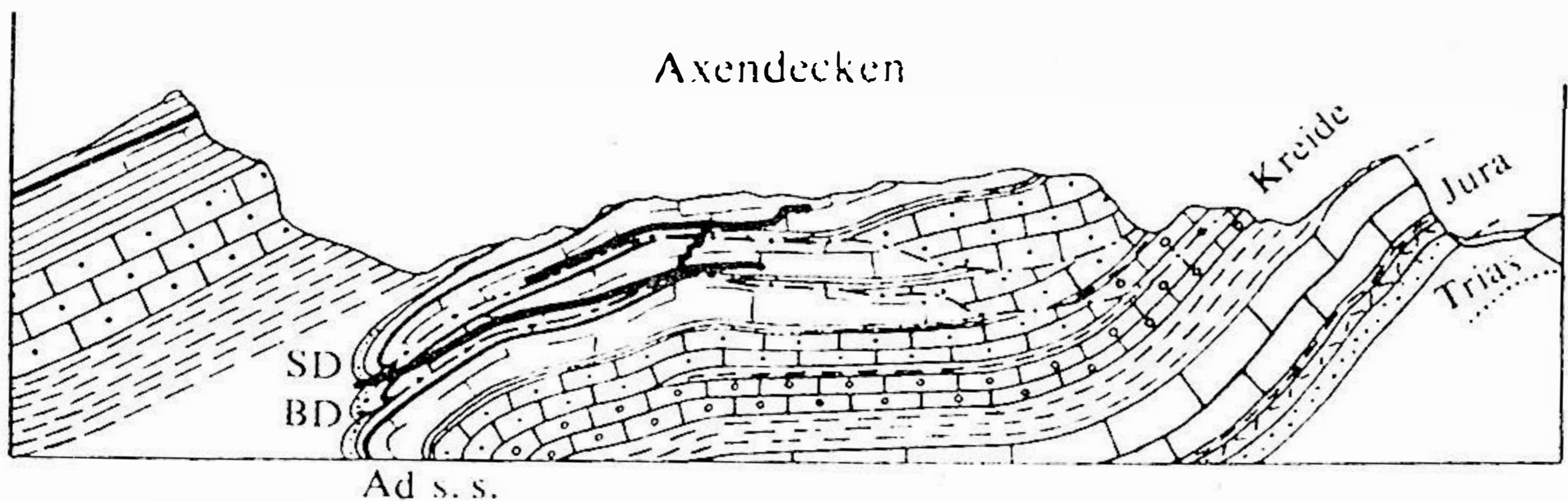


Fig. 1. Geologisch-tektonischer Querschnitt durch das Höllochgebiet. SD — Silberdecke mit Hochsystem des Hölloches. BD — Bächistockdecke mit Hauptsystem und Aufstieg zum Hochsystem. AD s. s. — Axendecke im engeren Sinne.

Das Gebiet des Hölloches umfasst drei Axendecken, die durch undurchlässige Ueberschiebungsflächen hydrographisch von einander getrennt sind (Bögli 1970). Diese Flächen werden von einigen Verwerfungen durchschnitten, von denen zwei als Wasserwege dienen. Die 97 km des Hauptsystems liegen in der Bächistockdecke. Von hier aus erreichte eine Vorstossgruppe 1965 durch den Wassergang das Hochsystem in der Silberdecke. Davon sind heute 27 km vermessen. Bisher wurden hier sechs Bäche angetroffen, während im darunter liegenden Teil des Hauptsystems kein einziger perennierender Wasserlauf vorkommt. Zwei Bäche durchstossen die Ueberschiebungsfläche auf grossen Verwerfungen. Canyons, bis zu 1 1/2 m tief, beweisen die vadose Entstehung der Gerinne. Sie enden bei ca. 900 m ü. M., und führen als Ellipsengänge weiter, z. B. im Blankstollen. Diese Grenze entspricht etwa der Höhe des Wasserstandes während des Mindel-Riss-Interglazials (Bögli 1966). Es ist daher anzunehmen, dass der Durchbruch des Wassers durch die Ueberschiebung in dieser Zeit erfolgte. Zunehmend gewannen kluftbedingte Wasserwege an

Bedeutung und lenkten das Wasser ab, doch sind die neuen Gänge heute noch nicht für den Menschen passierbar. Das ist auf die geringe Korrosionskraft des Wassers aus dem silvanen Karst zurückzuführen, das im Mittel 120 ppm Kalk enthält, also bedeutend mehr, als dem Gleichgewicht zum CO₂-Gehalt der Höhlenluft entspricht. Während Hochwasser sinkt der Kalkgehalt, und es kommt ausnahmsweise zu normaler Korrosion. Sonst ist nur Mischungskorrosion wirksam. Im Hochsystem hat die vadose Phase dieser Bäche nur geringen Einfluss gehabt. Im Gegensatz dazu haben sich die Bäche im Ostteil tief eingeschnitten und bilden bis zu 25 m tiefe und 10 m breite Canyons, so im Gangzug Mäandergang—Grosse Bachschlucht, der 1200 m weit der grossen S-N-Verwerfung folgt, welche auch im Hauptgang eine wichtige Rolle spielt. Aehnliche Querschnitte sind auch in der Seenschlucht anzutreffen, die einer SE-NW streichenden Verwerfung folgt. Beide verlieren kein Wasser an das Hauptsystem. Man kann den unterirdischen Fluss bis zum Siphon auf 950 m ü. M. verfolgen. Er erreicht den Vorfluter erst weit nördlich des Hauptsystems. Diese Canyons schneiden quer durch die älteren phreatischen Gangnetze hindurch.

Das Hochsystem umfasst drei Teile. Das Ostgangsgebiet weist Höhen zwischen 1000 m und 1150 m ü. M. auf, die darüber liegende Via Gloriosa mit dem Zauberpfad um 100 m mehr. Beide weisen im wesentlichen Ellipsenquerschnitte auf, sind somit phreatischer Herkunft. Oestlich davon, im Gebiete der schon erwähnten Kluftgänge und Verwerfungen, laufen die beiden Systeme zusammen. Die Seenschlucht wurde im Pliozän zuerst über die Via Gloriosa gegen Westen hin entwässert. Davon sind über 3 km Lauflänge bekannt, alles mehr oder weniger deutlich phreatisch angelegte Gänge. In einer späteren Phase, doch immer noch präglazial, tiefte sich der Vorfluter um ca. 100 m ein, die Karstwasserfläche senkte sich entsprechend und der Gangzug wurde vados. Seine Kulminationen wurden für das Wasser unüberwindliche Hindernisse. Da bot sich in der Seenschlucht eine neue Verbindung an, die zum Ostgang hin führte, wenn auch auf einem Umweg. An der Ablenkungsstelle nimmt der Querschnitt der Seenschlucht unvermittelt zu. Zwischen dem alten Gangzug und dem neuen gibt es nur wenige Verbindungen, alle als vertikale Schächte ausgebildet (Rufdom). Die Altersbestimmungen erfolgten einerseits durch Korrelation mit spätpliozänen Talresten, andererseits durch das Vorkommen eisenreicher Tone in den voll ausgebildeten Gängen, z. B. im Roten Gang, die im Hölloch bisher nirgends in pleistozänen Höhlenlehmen angetroffen wurden. Sie enthalten ausserdem im Gegensatz zu den pleistozänen Feinsedimenten keine nachweisbaren organischen Substanzen.

Im Altpleistozän erfolgte eine schnelle Eintiefung des Muotatales um mehr als 300 m, was ein beträchtliches Absinken der Karstwasserfläche bewirkte. Das Hochsystem wurde inaktiviert und die Zubringer konzentrierten sich auf die grossen Verwerfungen. Es entstand das vorher beschriebene, an offene Klüfte gebundene, ästig verzweigte System von Canyons und Kluftgängen, die das ältere Gangnetz zerschneiden.

Es gibt zwei weitere hochgelegene Systeme, das erst in diesem Jahr erreichte

Sandgangsystem auf 1200 m ü. M. und das oberste Götterganggebiet auf ca. 1100 m. Jenes ist 1200 m bis 2000 m im NE des Hochsystems gelegen, dieses 2000 m ENE davon. Auch sie bestehen überwiegend aus Ellipsengängen und sind phreatischer Entstehung. Ein Vergleich ist aufschlussreich.

Von den obern Gängen des Hochsystems, 100 bis 200 m unter der Erdoberfläche, gehen zahlreiche Schlote weg. Es ist das primäre Karstentwässerungssystem aus dem Pliozän, bestehend aus der vadosen Zone mit vertikaler Wasserbewegung und der phreatischen mit seitlichem Abfluss zum Vorfluter hin. Damit ist nun auch der Beginn bekannt. Im späten Pliozän war der Kalk punktuell oder in grösseren Arealen entblösst, doch wurde erst durch das Einschneiden der Täler der Vorfluter so tief gelegt, dass sich eine bedeutendere unterirdische Verkarstung entwickeln konnte. Auf diesen Zusammenhang von Talbildung und unterirdischer Verkarstung haben besonders die Russen hingewiesen (Popov, Gvozdetskiy 1972) und Bauer zog ihn 1954 heran, um die Höhlenbildungen im Dachsteingebiet zu erklären.

SCHEMA HOCHSYSTEM

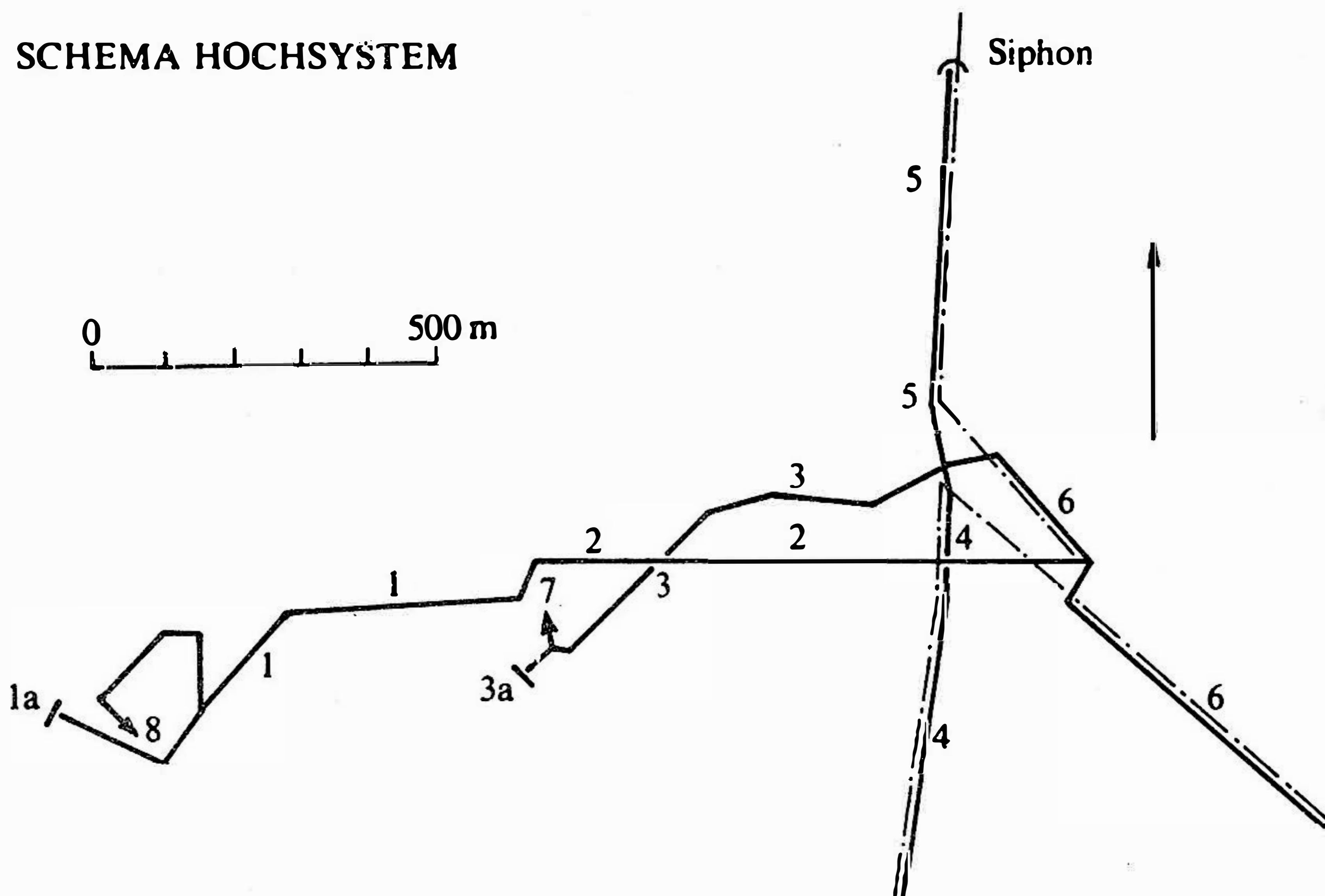


Fig. 2. Schema Hochsystem: 1. Zauberpfad, 1a) Versturz am Westende, 2. Via Gloriosa, 3. Ostgang, 3a) Versturz am Westende, 4. Mäandergang, 5. Grosse Bachschlucht, 6. Seenschlucht, 7. Abstieg zum Wassergang, 8. Abstieg durch Regenschlot.

Die auf ungefähr gleicher Meereshöhe liegenden beiden anderen Systeme weisen aber eine Ueberdeckung von 300 m bis 400 m im Sandgang und gegen 500 m im Göttergang auf. Ihnen fehlen die zahlreichen Schlotte; es gibt nur einen einzigen bedeutenden, den Sylvesterschlot im Göttergang. Es gab also nur lateralen Abfluss. Es müssen daher noch höhere, ältere Gänge zu erwarten sein, die sowohl den vertikalen wie den lateralen Abfluss aufweisen. Dazu kommt die Tatsache, dass die Oberfläche von zahlreichen Schächten durchlöchert ist. Noch ist ein anderes Problem ungeklärt. Die pliozäne Karstwasserfläche nimmt im Hochsystem gegen Osten an Höhe zu. Diese Tendenz ist auch in andern Gebieten feststellbar. Sind nun Sandgang und oberster Göttergang gleichaltrig mit dem Hochsystem, oder gehören sie zu einer tieferen, jüngeren Phase? Das wird sich möglicherweise dann klären lassen, wenn dort ein oberes System gefunden werden kann. Diese Möglichkeit ist noch gegeben.

Es fällt auf, dass im Hölloch Klüfte und Verwerfungen meist keinen Einfluss auf den Verlauf der phreatischen Gangsysteme haben, während die vadosen häufig den Klüften folgen. Die schon erwähnte S-N-Verwerfung zeigt im Hauptgang den Prototyp einer Erscheinung, die im Hölloch weit verbreitet ist. Die Gänge führen von Osten her auf die Verwerfung zu, steigen in ihr steil bis senkrecht auf und verlaufen dann unverändert in westlicher Richtung weiter.

ORGELWAND

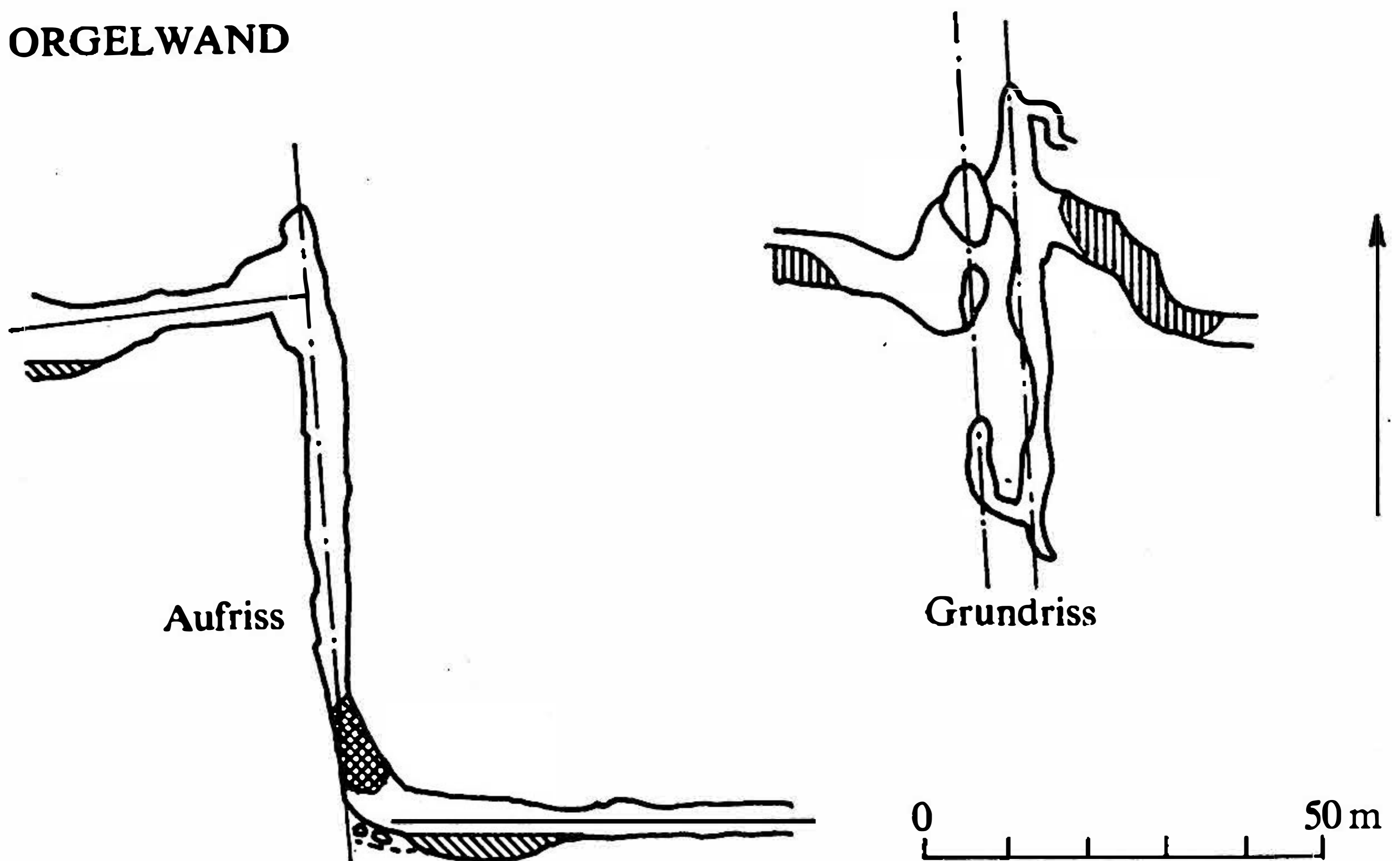


Fig. 3. Queren einer Verwerfung am Beispiel der Orgelwand.

Nach den bisherigen Untersuchungen, denen weitere folgen werden, verlaufen westlich und östlich der Verwerfung die Gänge auf der gleichen Schichtfläche, so dass die Höhendifferenz auch der Sprunghöhe der Verwerfung entspricht. Das Ueberwinden dieser Stufe von 60 m Höhe ist nur unter phreatischen Bedingungen möglich. In der phreatischen Zone sind alle „karsthydrographisch wirksamen“ Hohlräume zwangsläufig zu einem Karstwasserkörper verbunden, der u. a. auch dem hydrostatischen Druck ausgesetzt ist. Die dazu gehörige piezometrische Oberfläche liegt im Osten hoch, im Westen, beim Vorfluter, aber auf dem tiefst möglichen Niveau. Es besteht daher ein Druckgefälle gegen Westen hin, welches das Wasser zwingt, sich langsam in dieser Richtung zu bewegen. Wo sich zwei Wasser mischen, tritt Mischungskorrosion auf, und es bildet sich in der Richtung des Fließens eine Zone der Kalklösung, die die Fuge öffnet und dadurch mehr Wasser an sich zieht: Initialstadium der Gangbildung. Da das Wasser auch die Verwerfung hinaufwandert, wird der entstehende Gang auch diese Richtung einschlagen. Steht die Kluft senkrecht zur Bewegungsrichtung des Wassers, kann es dieser Kluft nicht folgen, auch dann nicht, wenn sie besser durchlässig wäre als die Schichtfuge. Das Druckgefälle ist darin entweder Null oder zu gering. Im Hölloch verlaufen die Hauptklüfte quer zur Fließrichtung des phreatischen Wassers und beeinflussen die Gangrichtung nicht. Unter vadosen Bedingungen folgt das Wasser dem Gefälle, z. B. ausgewählten Gängen ursprünglich phreatischer Entstehung, oder es benützt die durchlässigen Klüfte und sucht den kürzesten, meist vertikalen Weg zur Karstwasserfläche. Diese Erscheinung tritt auf an der genannten Verwerfung bei der Orgelwand (siehe Figur), 500 m weiter südlich im Seilgang, bei 700 m auf der Ostseite der Lochhalle und bei 800 m im Medusendom. Noch weiter im Süden, bei etwa 1200 m Abstand liegt die Himmelsleiter, wo die Kluft ein Stück weit ausgeräumt ist, aber bei den bereits genannten 900 m ü. M. in einen Ellippsengang übergeht. Die Verwerfung ist alt, frühpliozän vermutlich, die Anlage der Niveaus II und III (Bögli 1966), der die genannten Gänge angehören, aber erstinterglazial und zweitinterglazial. Ueber neuere Erkenntnisse zur Gipsbildung im und über dem Hölloch wird in einem andern Vortrag referiert.

A. Bögli

SUMMARY

NEW STUDIES IN HÖLLOCH (SCHWITZERLAND)

Since the last convention of the ISU 1969 16,840 m of new passages had been discovered and mapped, first of all in the "Hochsystem" (high system). The total length is now 120,545 m and the difference between the highest and the lowest point is 808 m. It was possible to elucidate a few karst hydrographical and morphological problems, such as the verification of the first stage in the speleogenesis of the Hölloch, or the difference of the way of acting in the phreatic and the vadose zone, or the causes of the strange fact, that in phreatic conditions the large open faults and fractures in Hölloch don't force the passages to follow their direction.

LITERATUR

- BAUER, F. (1954). Zur Paläohydrographie des Dachsteinstockes. „Die Höhle“ 5, pp. 46 — 49.
- BÖGLI, A. (1966). Karstwasserfläche und unterirdische Karstniveaus. Erdkunde 20/1, pp. 11 — 19.
- (1968). Präglazial und präglaziale Verkarstung im hintern Muotatal. Regio Basiliensis 9/1, pp. 135 — 153.
- (1969). Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. Geologische Rundschau 58, pp. 395 — 408.
- (1970). Le Hölloch et son karst. La Baconnière, Neuchâtel, 109 pp.
- POPOV, I. V., GVOZDETSKIY, E. G. et al. (1972). Karst of the USSR. In: Karst, Herak and Stringfield (Ed.), Elsevier Publ. Comp., pp. 355 — 416.

NEUE GEOMORPHOLOGISCHE ERKENNTNISSE ÜBER DIE ENTWICKLUNG DES UNTERIRDISCHEN PUNKVA- FLUSSES

Rudolf Burkhardt, Stanislav Mayer, Přemysl Ryšavý

Speläologischer Klub, Brno, CSSR

Um die Entdeckungen des ausgedehnten Punkva-Höhlensystems machten sich die Amateure des Speläologischen Klubs in Brno verdient, vor allem die vom M. Šlechta geführte Plánivy-Gruppe. Nach den Entdeckungen der 13 C und Piková dáma-Höhlen erreichte die Gruppe im Jahre 1969 durch das Aufdecken der Cigánský-Doline an der Hochebene nördlich von Ostrov den unterirdischen Bílá voda-Bach im weiträumigen Höhlenlabyrinth der Amatérská-Höhle.

Die Entdeckung der Amatérská-Höhle bedeutete auch einen sehr wichtigen Beitrag zur Möglichkeit eines ausführlichen geomorphologischen Studiums der Entwicklung der Punkva-Höhlen und der einzelnen Nebenflüsse der Punkva, vor allem der unterirdischen Flüsse und Paläoflüsse des Bílá voda und Sloupský-Bachs.

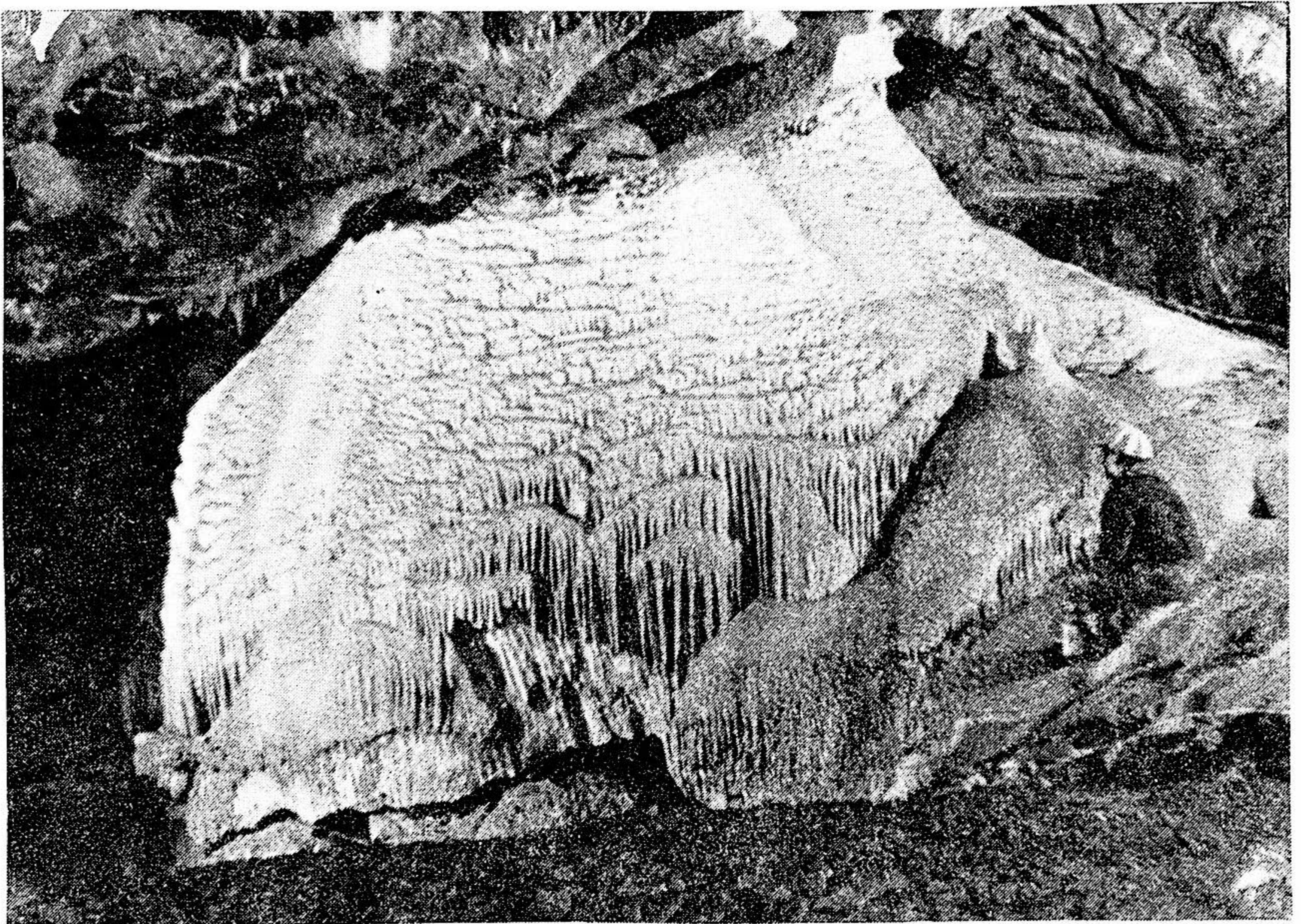


Fig. 1. Amatérská-Höhle. Foto M. Šlechta.

Ein der wertvollen Ergebnisse von M. Šlechta und seinem Kollektiv war die Feststellung der Kote 397 m des Bílá voda-Bachspiegels unter der Cigánský-Doline. Diese erste Vermessung der neuentdeckten Wasserhöhlen unter der Hochebene erwies eine stark unausgeglichene Entwicklung des Längsprofils des unterirdischen Bílá voda-Bachs. Bílá voda-Bach erreicht das angegebene Niveau ungefähr im ersten Drittel des unterirdischen Laufes in der Richtung von der Wasserschlundhöhle Rasovna zum Abgrund Macocha. Auch dort, unter der Cigánský-Doline, ist es überraschend höher als das Niveau von Sloupský-Bach unter dem eigenen Versickerungs- und Versinkungssystem etwa 388—390 m in dem Černá-Höhlenabgrund (V. Panoš 1963). Die Höhlen des unterirdischen Bílá voda-Flusses sind überwiegend hängend im Bezug zu

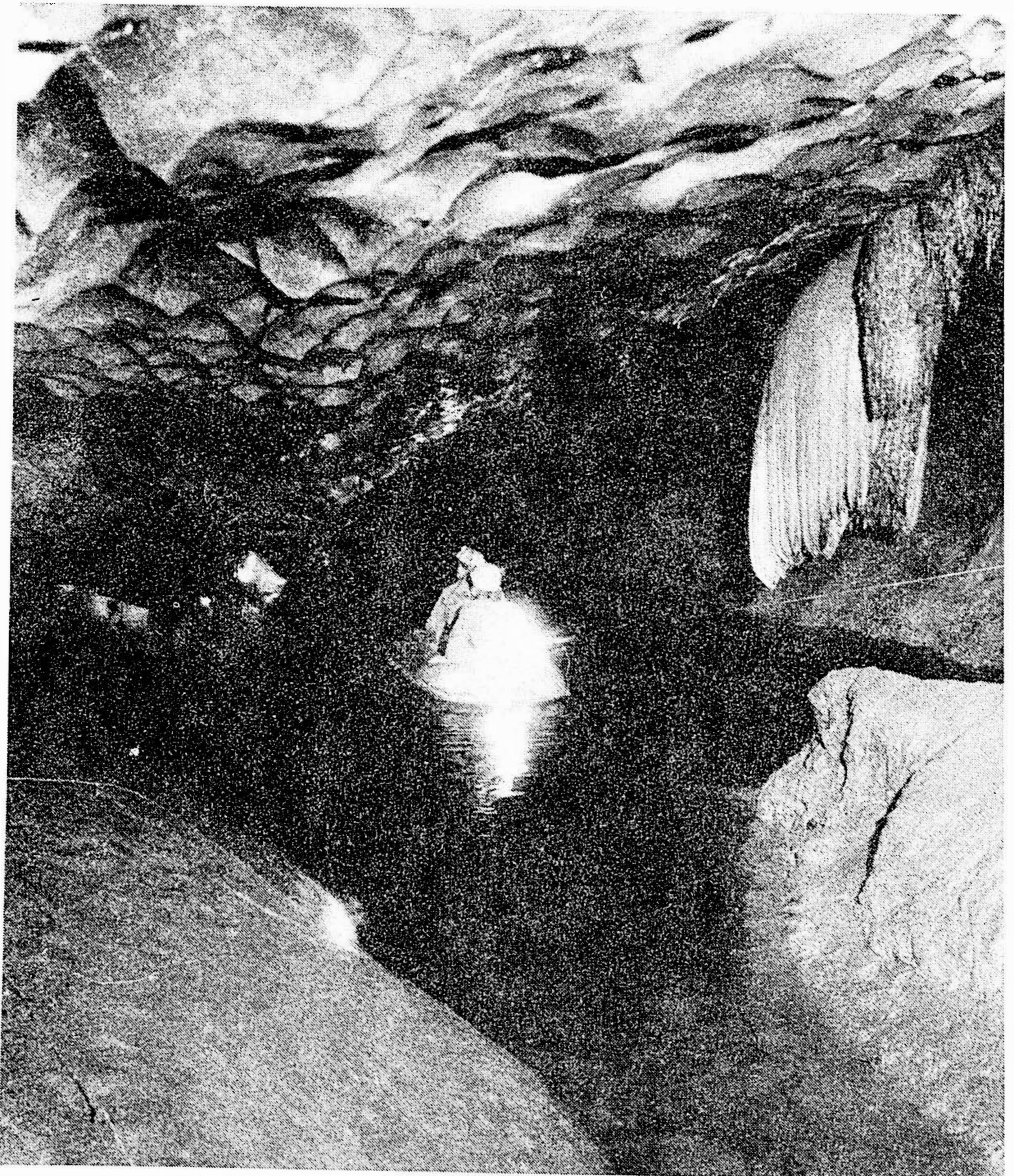


Fig. 2. Amatérská-Höhle. Foto J. Vitek.

dem Längsprofil des Sloupský-Bach, der im gegenseitigen Vergleich eine stärkere lokale untere Erosionsbasis darstellt.

Diese Unterschiedlichkeit wurde durch einen ungleich intensiven Verlauf der Rückerosion von der Macocha—Punkva in ihre unterirdischen Nebenflüsse — relativ kürzeren Sloupský-Bach und längeren Flußlauf von Bílá voda — hervorgerufen. Im neuentdeckten System der Amatérská-Höhle ist stromabwärts eine zunehmende vertikale Divergenz der Haupthöhlenetage angesichts des Niveau des Höhlenflusses zu bemerken. Während auf dem Sloupský-Bach die Rückerosion bis unter das Versinkungssystem durchdrang, gelangte sie auf dem Bílá voda-Bach im System der Amatérská-Höhle nur etwa unter die Felder Bukovinky. Der Oberlauf des unterirdischen aktiven Bílá voda-Bachs über der Mündung des nördlichen Zuflußganges der Amatérská-Höhle, der vor allem in der Höhle Nr. 13 C entdeckt wurde, ist nicht von relativ ausgedehnten Höhlenräumen der Hauptetage begleitet, die für die mittleren und fernerliegenden Partien der Amatérská-Höhle charakteristisch sind.

Ähnliche Verhältnisse wie in der Amatérská-Höhle, d. h. Begleitung der rezenten unterirdischen Flüsse von trockenen Hochwassergängen über dem normalen Wasserniveau, können stromauf erst in der Spirálová-Höhle (hier etwa 7 m hoch) und Piková dáma-Höhle beobachtet werden. Es scheint, daß im Abschnitt Spirálová Höhle-Amatérská Höhle zu einer größeren horizontalen Abweichung des rezenten unterirdischen Flusses Bílá voda von den älteren Höhlengängen kommt, die da wahrscheinlich nördlich von der 13 C-Höhle durchlaufen.

Obwohl das ausführliche geomorphologische Studium des weiträumigen Höhlensystems der Amatérská-Höhle nun Gegenstand einer langjährigen Forschung wird, ist es schon jetzt möglich, auf einige weitere Entwicklungsmerkmale des Höhlensystems aufmerksam zu machen. Im Gebiet südlich von der Dolina-Doline liegt auf derselben Höhe ohne größere Gefällesprünge etwa 10 m über dem aktiven Bílá voda-Höhlenfluß ein der geologisch älteren Zusammenflüsse von Höhlenflüsse Bílá voda und Sloupský-Bach. Das Niveau des Sloupský-Bach ist auch in diesem Falle niedriger als beim Bílá voda-Fluß. Manche Beobachtungen weisen schon jetzt darauf hin, daß bei der zunehmenden Intensität der Eintiefung der jüngeren Höhlenetagen vor der Macocha der Zusammenfluß obenerwähnten Hauptnebenflüssen der Punkva in der geologischen Zeit in der Richtung zur Macocha versetzt wurde. Im Macocha-Gebiet fließt die aktive unterirdische Punkva schon ungefähr 18 m unter dem Niveau der Haupthöhlenetage, die da den Charakter ausgedehnter Tunnels und Dome hat. Die unteren Tunnelabschnitte der Hauptetage, die bis heute meistens beim Hochwasser durchgeflossen werden, sind in der Nähe der Macocha durch eine neue Welle der Rückerosion angezapft, die die Felskatarakten mit den zum Punkva-Niveau herunterfallenden Marmiten schafft.

Die Dynamik der Hochwasserdurchzüge durch die Haupthöhlenetage ruft neben der beschriebenen Rückerosion auch ausgeprägte Veränderungen in der Sedimentenkonfiguration hervor. Belege dieser Vorgänge sind z. B.

zeitweilige Erosion der Diaklasen des Wasserschlundes Rasovna nach dem Jahr 1945 bis zum Felsboden, Überschwemmung eines Teils der Tropfsteingebilde unter den Spiegel des normalen Bílá voda-Baches in der Höhle Nr. 13 C und Verstopfung der ursprünglichen Punkva-Karstquelle Horní jezírko auf dem Grund des Macocha-Abgrunds im Jahre 1944. Schon aus den angeführten Angaben ergibt sich die Notwendigkeit, die Aufmerksamkeit der Dokumentation der veränderlichen Lage in der Konfiguration der Höhlensedimente zu widmen.

Die bisher bekannten geologischen Belege zeigen entsprechend dem Vorkommen der allochthonen Höhlensedimente in verschiedenen Niveaus, daß es im System der unterirdischen Punkva eine größere Anzahl von Höhlen-niveaus gibt, als man voraussetzte. Manche Beobachtungen im Vor-Macocha-Gebiet bezeugen, daß die Karsthydrographie in der geologischen Zeit in niedrigere Lagen generell gegen Osten verlegt wurde, im Sinne der generellen lokalen Schichtenneigung. Die höchstliegende bekannte Etage, die Paläoausflußhöhle Řečiště im Trockentale Pustý žleb, liegt westlichst und auch am weitesten stromauf von der heutigen Karstquelle, etwa 70 m über dem Niveau der Punkva-Quelle. Die Hauptetage, Tunnels cca 18 m über der Punkva, befindet sich östlicher und ihre Ausmündungen stellen u. a. die Pustožlebská Zazděná — und die trockenen Punkva-Höhlen vor, worauf schon K. Absolon aufmerksam machte. Der rezente Höhlenfluß Punkva fließt östlichst und besitzt den längsten unterirdischen Lauf.

Allgemein kann also auch die Verlängerung des Höhlenflusses mit der fortsetzenden Eintiefung der lokalen unteren Erosionsgrundlage betrachtet werden.

Die Arbeiten des Speläologischen Klubs beachten neben den bedeutenden Beiträgen zur Entdeckung des Vor-Macocha-Höhlenlabyrinths der Punkva in einer Reihe von Lokalitäten und den Entdeckungen der unbekanntenen Paläoversinkungssystemen des Bílá voda-Bachs — Piková dáma — 13 C — und neuer auch Holštejnská-Höhle, auch ein anregendes Material zu Überlegungen über die geomorphologische Entwicklung der Höhlenflüsse von Ostrov und Vilémovice an der östlichen geologischen Karstgrenze.

Das Kolorationsexperiment mit Fluoreszein (Speläologischer Klub — P. Ryšavý 1960) in dem Wasserschlinger des Krasovský-Bach bei Ostrov erwies, daß dieser Bach rezent nicht zum Gebiet der Macocha und dem Großen Punkva-Ausfluß entwässert, wie man früher meinte, aber daß dieses Wasser ebenso wie das Wasser der Dolinen und Ponoren auf der Vilémovice — Harbech Hochebene bis zum Kleinen Punkva-Ausfluß entwässern, südlich von dem Macocha-Abgrund. Einige Beobachtungen des sedimentären Behalts der Macocha-Höhlen weisen aber darauf hin, daß in der geologischen Vergangenheit das Ostrover Wasser in die Macocha und den großen Punkva-Ausfluß floß (R. Burkhardt 1958).

Die angegebenen Betrachtungen führen zu den Vorstellungen, daß es zwischen dem Bílá voda-Bach bei Holštejn und den Höhlenflüssen Lopač und

Krasovský potok bei Ostrov im Laufe der geologischen Zeit den Kampf gab um das unterirdische hydrogeologische Sammelgebiet im Sinne von D. S. Ryžikov mit allen Folgerungen. Die Verfasser nehmen an, daß südlich vom bis heute bekannten unterirdischen Bílá voda-Fluß ein bisher unbekanntes Höhlensystem liegt, das die geologisch alte Flußbetten der Höhlenflüsse von Ostrov in der Richtung zu dem heute selbstständigen hydrographischen Punkva-Hauptsystem darstellt. Wie die erwähnten Beobachtungen aus der gegenwärtigen Hydrographie zeigen, war diese vorausgesetzte ursprüngliche Richtung der Entwässerung der Höhlenflüsse von Ostrov, deren Ponore nur 3 km östlich von der Macocha sind und das nächste Versinkungssystem repräsentieren, verlassen.

Die Verlegung der Abflußrichtung der Ostrover Höhlenflüsse nach den Süden zu dem Kleinen Punkva-Ausfluß läßt sich so erklären, daß der hypsometrisch niedriger gelegte Kleine Punkva-Ausfluß für die unterirdischen Flüsse von Ostrov und Vilémovice, die südlicher verlaufen, die stärkere lokale untere Erosions- bzw. hydrogeologische Basis darstellte, als die Punkva in der Macocha und im Großen Ausfluß.

Die bisherigen Studien erlauben nicht das komplette Schema der Entwicklung der Höhlenbäche für das ganze Gebiet des nördlichen Teils des Mährischen Karstes auszuarbeiten, denn die weiträumigen Partien der unbekanntten Höhlen unter der Sloup — Ostrov — Macocha Plattform sind bis heute unentdeckt.

Die Entdeckung und Untersuchung der Amatérská-Höhle mit der Prolongation fast zur Macocha-Zuflußwand ermöglicht im Mährischen Karst die Fragen der Beziehung dieses Höhlensystems zu den oberflächigen Karsterscheinungen — Dolinen und einigen Höhlen in den Trockentälern zu lösen.

Es können auch frühere Hypothesen über den Verlauf der unterirdischen Punkva-Flüssen mit den gegenwärtigen Kenntnissen verglichen werden. Die ältere Hypothesen wurden von der Lage der Dolinen abgeleitet, die im nördlichen Teil des Mährischen Karstes gruppen- und auffällig reihenweise geordnet sind. Auf diese Weise konstruierte Hypothesen wurden im Grunde genommen nicht bestätigt — die Amatérská-Höhle verläuft überwiegend außer den Dolinengruppen und hängt mit einigen Dolinen nur selten zusammen. Wir interpretieren diese Dolinen vorläufig als jüngere, morphologisch scharf geformte Bildungen mit Felsaustritten, von größeren Dimensionen, mit einem relativ kleinen Gehalt der eingespülten Lehme. Sie ermöglichen die Luftzirkulation mit den von dem unterirdischen Fluß durchgeflossenen Höhlenräumen. Zu diesen gehören Městikád' — sowie Cigánský-Doline und manche weitere. Ähnliche Überlegungen über den geologischen Bau der Dolinen und ihre genaue Position im Relief der Karstplattform, zusammen mit den Beobachtungen der Winter- und Sommer-Wetterführung und der Wetterführung in der Zeit der Hochwasserstände waren auch der Grund, warum sich die Plánivý-Gruppe des Speläologischen Klubs geführt von Milan Šlechta entschloß, die für den Mährischen Karst untypische Cigánský-Doline bergmännisch zu

eröffnen. Dank den weiteren Entdeckungen und Untersuchungen brachte diese Arbeit Erfolg und die neue Höhlenentdeckungen repräsentieren den entscheidenden Anteil zur Lösung des Punkva-Problems.

Bisherige Forschungen der Amatérská-Höhle sind zur Lösung der Beziehungen zu den höheren Höhlenniveaus nicht ausreichend. Es zeigt sich, daß die unmittelbaren Zusammenhänge nicht oft vorkommen werden und man kann Höhlenkommunikationen ohne unmittelbare Kontinuität der genetischen Beziehung voraussetzen. Die interessante Frage der höheren Höhlenniveaus nach der Voraussetzung der Punkva-Paläoflußbetten verfolgt die Pustý žleb-Gruppe des Speläologischen Klubs geführt von F. Musil, durch die Abräumung der Sedimente der Řečiště-Höhle im Trockental Pustý žleb. Der bisherige und auch vorausgesetzte Verlauf liegt in der Nähe der Höhlenräume der Amatérská-Höhle.

In den Versinkungsgebieten und in den Zuflußpartien der Amatérská-Höhle wurden ebenfalls keine unmittelbaren Zusammenhänge mit den höheren Höhlenniveaus festgestellt, obwohl sie da vorauszusetzen sind. Der Zuflußgang der Amatérská-Höhle kann für den früheren Abflußweg niedriger Wasserschlünde in der westlichen Wand des Holštejn-Blindtales gehalten werden. Das Problem der höheren Höhlenniveaus löst in diesem Gebiet die Holštejn-Gruppe des Speläologischen Klubs geführt von J. Moučka.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß während der praktischen langjährigen Forschungsarbeiten mancher Amateurgruppen des Speläologischen Klubs eine Reihe unbekannter Paläo-Wasserschlünde und ausgedehnter horizontaler Höhlenflüsse, begleitet von den höheren Höhlenetagen, sowie Paläo-Karstquellen mit dem allochthonen sedimentären Kulm-Material des Drahaner Hügellandes, bis zum Niveau von 70 m über dem aktiven Punkva-Fluß, entdeckt wurde.

Diese Erkenntnisse und ihre teilweise Auswertungen, zusammen mit den Ergebnissen der Färbeversuche an den rezenten Höhlenbächen von Ostrov, führten zu neuen Vorstellungen über die Entwicklung der unterirdischen Punkva-Flüsse und ihrer Nebenflüsse. Schon heute ist es klar, daß es nicht möglich ist, mit den früheren Vorstellungen auszukommen, und daß es nötig ist, besonders in dem Quellgebiet eine größere Zahl von Höhlenniveaus von Paläohöhlenflüsse von den Paläoponoren bis zu den Paläokarstquellen vorauszusetzen, als das bis heute der Fall war.

Im Höhlensystem der Amatérská-Höhle zwischen der Cigánský-Doline und der Macocha gab es in der Zeit einige Paläozusammenflüsse beider Hauptnebenflüsse der Punkva, Bílá voda-Bachs von Holštejn und Sloupský-Bach von Sloup. Der Sloupský-Bach im Vergleich mit dem Bílá voda-Bach ist rezent intensiver eingetieft, denn auf seinem relativ kürzeren Fluß verlief die durch die Erniedrigung der unteren Erosionsbasis hervorgerufene Rückerosion schneller als auf dem längeren Bílá voda-Fluß. Die Verfasser wollten auch einen Beitrag zur Problematik der Ostrover Höhlenflüsse leisten, die den früheren Vorstellungen gegenüber rezent in die Macocha und den großen Punkva-Aus-

fluß nicht entwässert, obwohl es sich bei Ostrov um die nächsten Wasserschlinger handelt. Die Wasser von Ostrov wurden im unbekanntem Höhlensystem südlich vom System der Amatérská-Höhle während der Entwicklung zum Kleinen Punkva-Ausfluß gezogen, der sich in einer niedriger Lage befindet und für das Ostrover und Vilémovicer Wasser die stärkere untere Erosionsbasis darstellt.

LITERATUR

- ABSOLON, K. (1936). Die Mazocha . . . Barvič a Novotný, Brno, 1936.
— (1970). Moravský kras 1, 2, Academia, Praha, 1970.
- BURKHARDT, R. (1958). Use of the Sedimentary Petrographic Methods in Karst Investigations. Československý kras, 11, Praha 1958, 9—17.
- MOUČKA, J. (1968). Jeskyně č. 4 C — Holštejnská. Čs. kras, 19, 1967, Praha 1968, 122—125.
- MUSIL, F. (1958). Jeskyně Řečiště, paleovýtok Punkvy v Pustém žlebu. Čs. kras, 11, Praha 1958, 186—190.
- PANOŠ, V. (1964). Randtalpolje von Sloup und seine Abflußhöhlen (Mährischer Karst). Kras v Československu 1963, 1—2, Brno 1964, 1—10, 1 Beil.
- RYŠAVÝ, P. (1962). Resultate der Färbungsexperimente im nördlichen Teile des Mährischen Karstes. Kras v Československu, 1—2, Brno 1962, 1—2.
- RYŠAVÝ, P., ŠLECHTA, M. (1972). Amateur Cave — as Part of the Problem of the Subterranean Stream of the Punkva. Československý kras, 1970, Praha 1972, 49—64.
- RYŽIKOV, D. S. (1954). Priroda karsta i osnovnyje zakonomernosti jevo razvitija. Trudy Gorno-geol. instituta, Moskva 1954, vyp. 21, 1—156.

THE SPELEOGENETIC ROLE OF THE LAMINAR FLOW DIFFUSION EFFECT

Arrigo A. Cigna
Società Speleologica Italiana
Roma, Italia

A b s t r a c t. According to this effect the concentration of a solution flowing in a capillary tube is higher in correspondence of the faster flow stream. Therefore an homogeneous solution entering the capillary tube can give origin to solutions with different concentrations which are able to cause the mixture corrosion effect successively.

The results of some laboratory experiences are also reported.

After the discovery of the corrosion by mixing water (Boegli 1964) the studies concerning the physical-chemical features of the karstic waters became more important. A special emphasis was given to the phenomena which may vary the ions concentration after the solution of CaCO_3 in the water.

The present paper deals with the laminar flow diffusion effect which was firstly quoted by Franke (1965) with reference to the flow of a karstic water. The effect was extensively studied by Tollert (1950—1956) both from a theoretical and an experimental point of view.

On account of this effect if a solution is moving through a capillary tube with a laminar flow, its concentration will increase in the region of the faster threads while the reverse will happen near the walls (Cigna 1973).

Each ion (together with the water molecules surrounding it) can be considered approximately as a spherical particle. As it was said before such a particle is immersed in a non-uniform velocity field and therefore it is subject to rotate on account of the resultant force (fig. 1). The boundary layer on a rotating particle in a uniform stream produces a circulation flow about the particle and a resultant cross force: the Magnus effect.

In correspondence of the point P_1 the velocities of the flowing solution and of the circulating layer will be opposed while in point P_2 they will sum. The faster threads in P_2 will produce a higher pressure than in P_1 and a force A_n will be obtained. Finally the particle will move according to the cross force A_c , resultant of A_n and A_t which is the drag due to the friction of the solution against the particle.

According to such a mechanism the ions will be forced in the region of the faster threads. Therefore their concentrations will be increased in these regions while they will be impoverished in the other regions.

Of course the phenomenon here described can be detected any time a

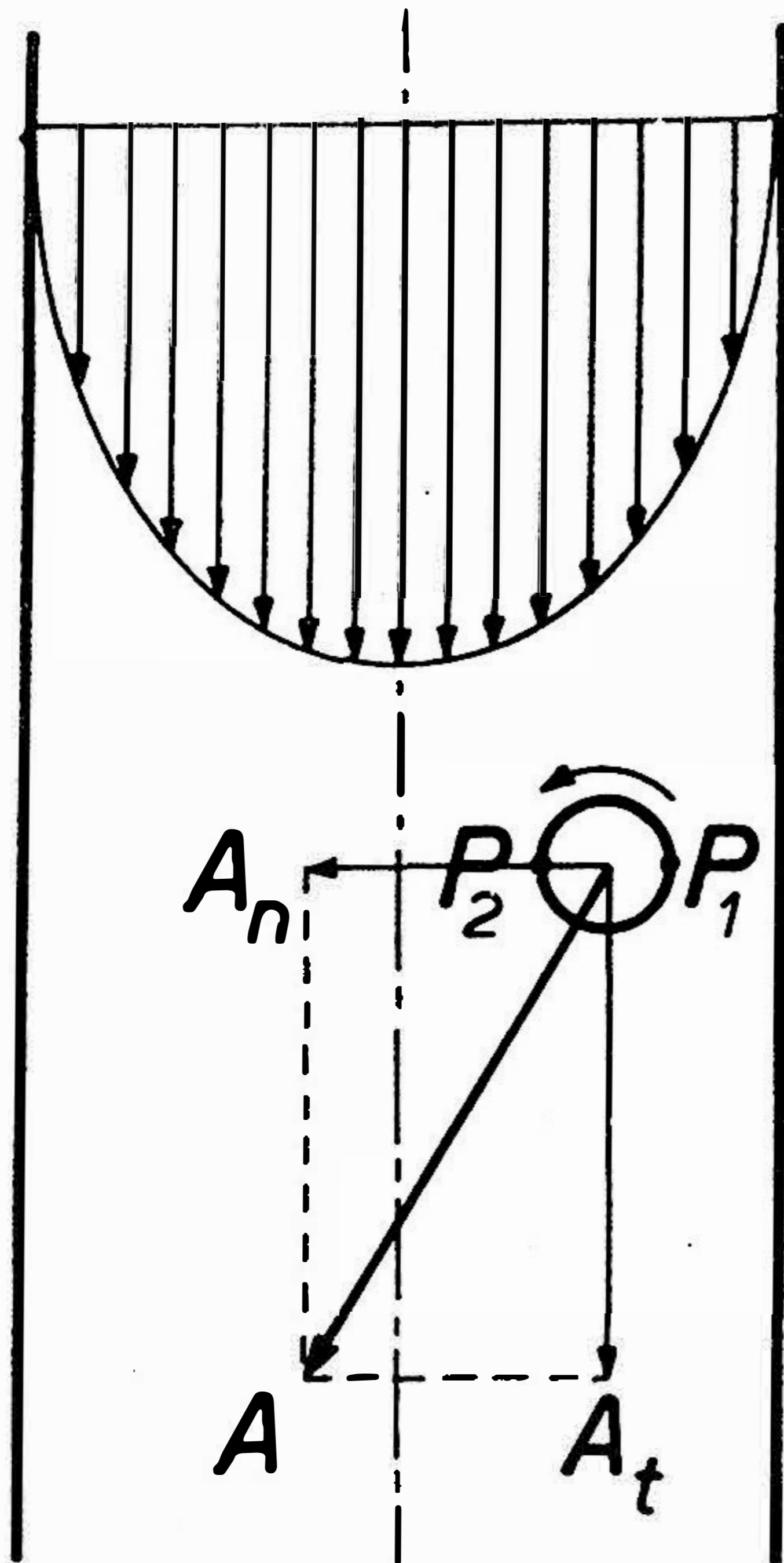


Fig. 1. Distribution of the threads velocities within a capillary tube. The forces acting on a rotating particle are also indicated (see text).

solution is subject to a laminar flow, independently of the particular shape of the conduit.

For sake of simplicity, here will be considered the case of a regular capillary tube (fig. 2). If the entering solution has concentration C_{in} and the outcoming one a concentration C_{dil} in the annular section (with radii r and R) and C_{conc} in the axial section (with a radius r) a measurement of the laminar flow diffusion effect can be given by the dimensionless coefficient DE defined as:

$$DE = \frac{C_{in} - C_{dil}}{C_{in}}$$

By taking into account the different relationships among the quantities involved, the following equation (Tollert 1954, 1959) can be deduced:

$$DE = 1 - \exp\left(\frac{-8 L U d c_w^{1/2}}{S v (1 - s/S)}\right)$$

where:

L is the length of the capillary tube (cm)

U is the velocity of the circulation flow around the particle (cm sec⁻¹)

d is the diameter of the particle (cm)

c_w is the drag coefficient

v is the average flow velocity (cm sec⁻¹)

S is the cross-section area of the capillary tube: $S = \pi R^2$ (cm²)

s is the cross-section area of the axial zone of the capillary tube: $s = \pi r^2$ (cm²)

It is interesting to point out that the above written relationship is valid over a wide range of experimental conditions. In fact some experiments (Tollert 1955) were performed with spheres (glass, steel, sugar; diameters 0.2 to 0.8 cm) in different media (air, water, glycerol) and, for $s = 0.8 S$, the diffusion effect coefficient DE varied between 0.05 and 0.46. Other experiments (Tollert 1956) carried on with ionic solutions (KCl, NaCl, HCl, CuSO₄; diameters 5 to 19 Angstrom) with $s = 0.8 S$, gave a DE comprised between 0.0003 and 0.004.

The former experiments were performed with tubes having a diameter of 3.8 cm, while the latter with a capillary tube having a diameter of about 0.9 mm. The results obtained were in a good agreement with the theoretical calculations: therefore it can reasonably be assumed the before written equation to be valid for particles with different diameters over seven orders of magnitudes.

The importance of the effect seems to be rather small (the enrichment of the axial solution being about 0.1 % of the entering solution) for capillary tubes. Nevertheless it must be remembered that analogous experiments carried on convective flow induced in ionic solutions brought to enrichments from 2 to 4 % with respect to the original solution in the faster current.

Under a practical point of view it may be pointed out what Magri and Tazioli (Magri 1970) reported recently: when radon occurs homogeneously in limestone and dolomitic aquifers, the gas content is higher when the groundwater movement is faster. The carbon dioxide content of the water is also higher when movement is faster.

According to these observations the differences of radon and carbon dioxide concentrations ranged in one order of magnitude for water filtration velocities in a drilled well comprised between zero and 60 cm per day. Therefore it seems that the importance of the effect may be greater in the natural environment than in the laboratory experiments.

The consequences of such a behaviour of the carbon dioxide molecules and, in general, of the molecules larger than a water molecule, are rather evident when the speleogenetic process or the migration of ions in aquifers are concerned.

The accumulation of solute molecules in the faster currents of the karstic waters may explain the formation of preferential pathways of the percolating water as well as the possibility of having corrosion by mixing water in some interstitial circulation (e. g. with the successive formation of a spongework).

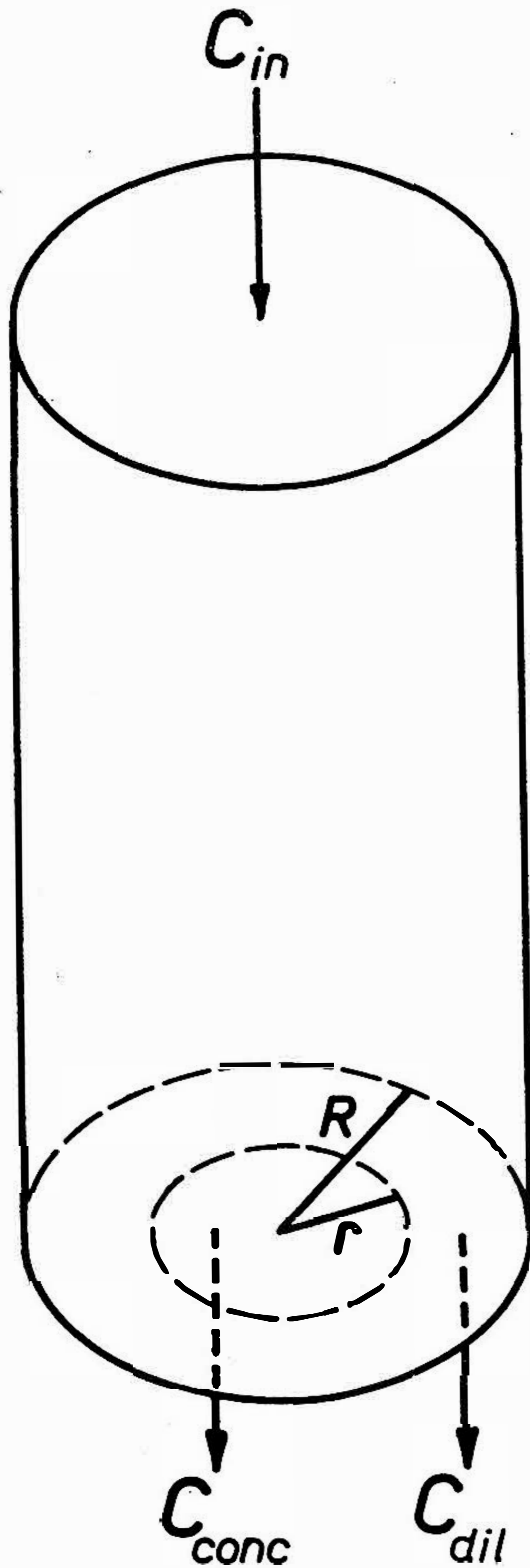


Fig. 2. Owing to the laminar flow diffusion effect, when a solution with a concentration C_{in} enters a capillary tube, there is an increase of the concentration up to the value C_{conc} in the axial zone and a decrease down to the value C_{dil} in the annular zone, according to the relationship: $C_{dil} < C_{in} < C_{conc}$

The existence of the laminar flow diffusion effect may be the cause of many phenomena occurring with the karstic waters and related to variations of solubility. At present it is rather difficult to foresee the importance of such an effect from the point of view of cave formation. Nevertheless it seems rather interesting to investigate this argument because it might cast new light on the difficult but thrilling process of speleogenesis.

Acknowledgements

I am particularly grateful to Professor Magri of the Gruppo per lo Studio dell' Ambiente Idrogeologico, C. N. E. N., Bari for the useful discussions and his invaluable help to collect literature information.

References

- BOEGLI, A. (1964). Corrosion par melange d'eaux. *Int. J. Speleology*, 1 (1+2): 61 -- 70.
- CIGNA, A. A. (1973). L'effetto della diffusione da flusso quale fattore speleogenetico. *Atti XI Congr. Naz. di Speleologia, Genova 1 -- 4 Nov. 1972, Rassegna Speleologica Italiana* (in press).
- FRANKE, H. W. (1965). Mischungskorrosion in Haarrissen. *Die Höhle*, 16 (3): 61 -- 64.
- MAGRI, G., TAZIOLI, G. S. (1970). Radon in groundwaters of dolomitic and calcareous aquifer in Apulia (Southern Italy), in: *Isotope Hydrology 1970, I.A.E.A., Vienna: 835 -- 845.*
- TOLLERT, H. (1950). Über den Nachweis von Molekülen höherer Ordnung in Mischungen verdünnter wässriger Electrolytlösungen und über einen neuen Trenneffekt. *Z. physik. Chem.* 195 (4): 237 -- 243.
- (1950) Über einen Strömungsdiffusionseffekt in Lösungen und Gasgemischen. *Naturwiss.* 37: 41 -- 42.
- (1954). Die Wirkung der Magnus-Kraft in laminaren Strömungen. I. *Chemie-Ing.-Technik* 26: 141 -- 150.
- (1954). Die Wirkung der Magnus-Kraft in laminaren Strömungen. II. *Chemie-Ing.-Technik* 26: 270 -- 278.
- (1954). Die Wirkung der Magnus-Kraft auf sedimentierende Teilchenschüttungen sowie auf laminar strömende Lösungen und Gasgemische. *Naturwiss.* 41: 277 -- 278.
- (1955). Untersuchungen zum Strömungsdiffusions-Effekt. III. *Z. Elektrochem. Ber. Bunsenges. physik. Chem.*, 59: 917 -- 926.
- (1956). Untersuchungen zum Strömungsdiffusions-Effekt. IV. *Z. Elektrochem. Ber. Bunsenges. physik. Chem.*, 60: 1024 -- 1033.

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO ESTADÍSTICO DE CAVIDADES DESARROLLADAS BAJO COBERTERA SEDIMENTARIA POCO POTENTE

Carlos Puch-Ramirez

Trinidad de Torres Perezhidalgo

Topografias realizadas por el

G. E. Standard

Universidad Complutense de Madrid, España

CONSIDERACIONES INICIALES

La deposicion sobre un terreno, apto para karstificacion, de una cobertera sedimentaria poco potente, de caracter aluvial, terrazas, o de caracter mas detritico, pie de monte. Permite que la infiltracion, eficaz resulte más elevada que en el caso de presentarse la roca sin cobertera alguna, dado que el manto vegetal desarrollado sobre ella disminuye la escorrentia.

En los casos que vamos a considerar en esta comunicacion, se presentan dos factores de gran interés y que se presentan con gran frecuencia en zonas karsticas desarrolladas en la Meseta castellana.

1. — La roca en la que se asienta el karst ha sufrido unos fenomenos tectonicos relativamente simples, de forma que las directrices estructurales de las cavidades, pueden estudiarse con relativa simplicidad.

2. — Presencia cercana de un rio, cuyo nivel de base controla el mayor o menor desarrollo de la zonainundada, zona en la cual se establecen condiciones laminares de flujo.

ZONAS ESTUDIADAS

se ha estudiado un karst en yeso. — Cueva de Pedro Fernadez, Estremera, Madrid. Esta cavidad se desarrolla en una alternancia de yesos y margas mioce- nos siguiendo unas diaclasas de direccion: $0-10^\circ$, $80-90^\circ$, $320-330^\circ$; $40-50^\circ$, que constituyen dos sistemas de diaclasas a 90° entre sí, fig. 1. Tambien se ha estudiado un karst en calizas. — Cueva del Reguerillo, Patones Madrid. La cavidad se desarrolla en el flanco de un anticlinal, hoy desmantelado, de caliza Cenomaniense. Las direcciones de diaclasado siguen dos directrices fundamen- tales segun la direccion del eje 60° y perpendiculares al mismo 330° . La cavidad se desarrolla en tres desniveles comunicados entre si y que dan lugar a una division topografica apta para una descripcion de la cavidad fig. 2. —

I Piso, II Piso y III Piso

En la Cueva de Estremera hemos realizado la siguiente separacion de formas:

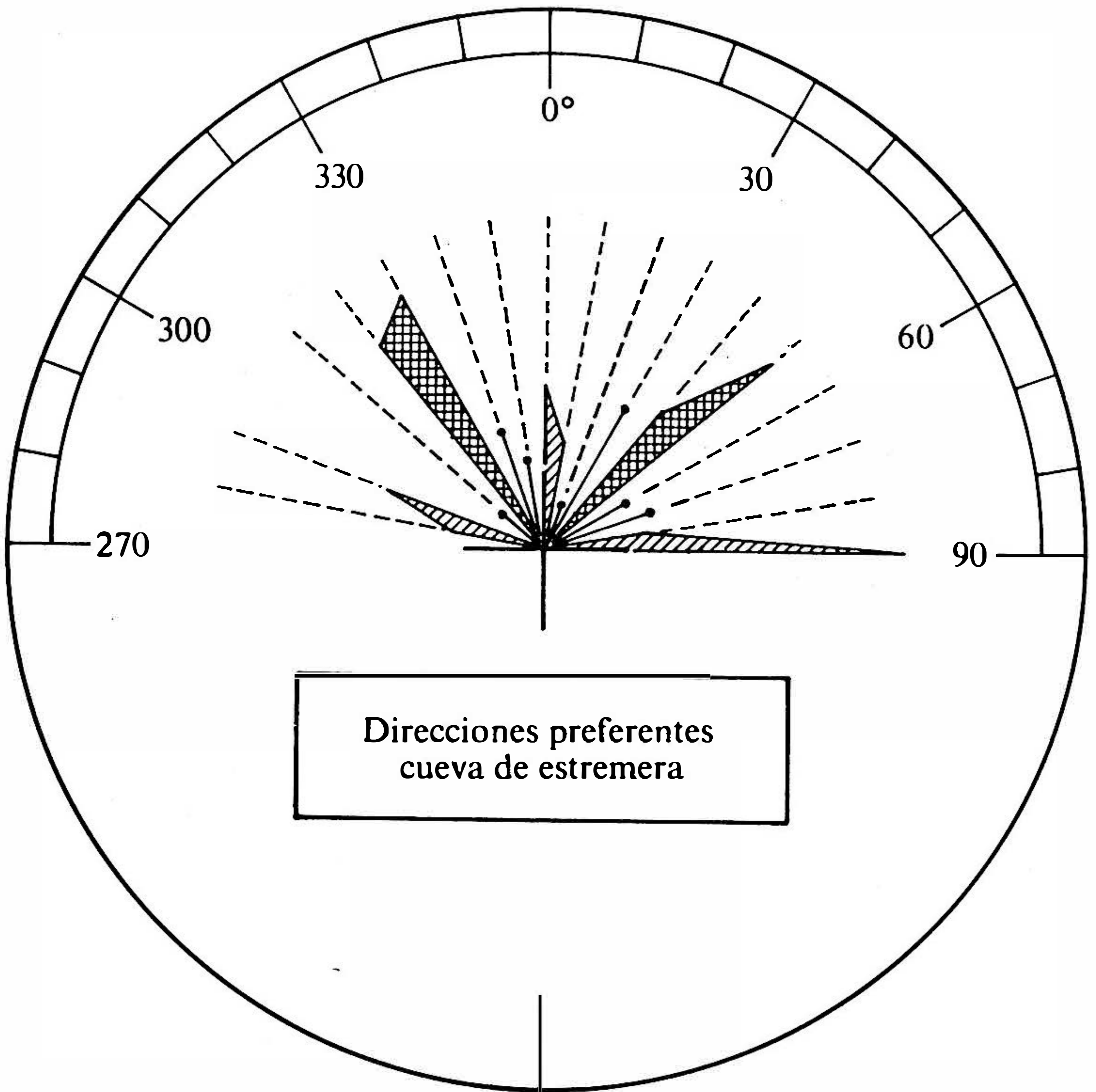
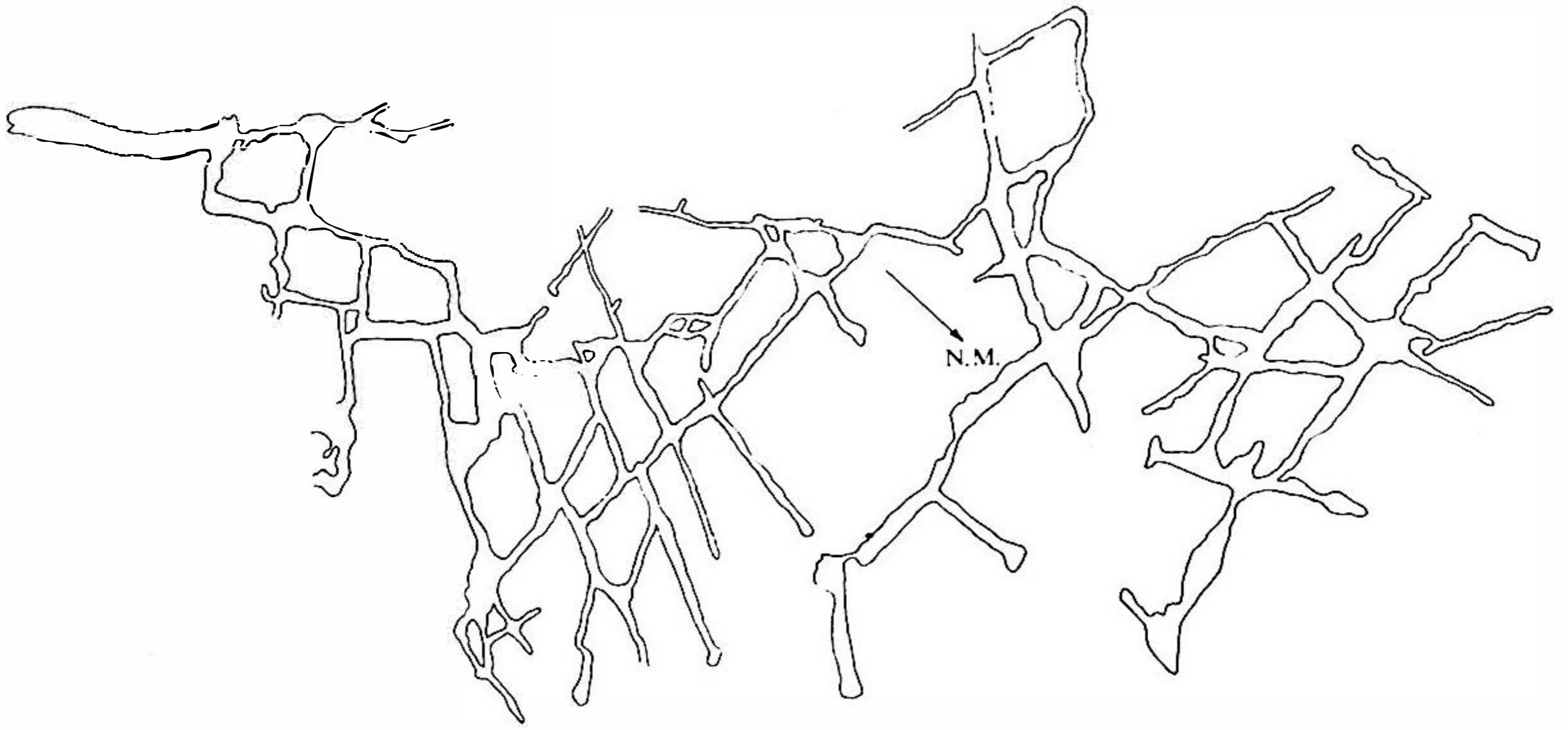


Fig. 1.

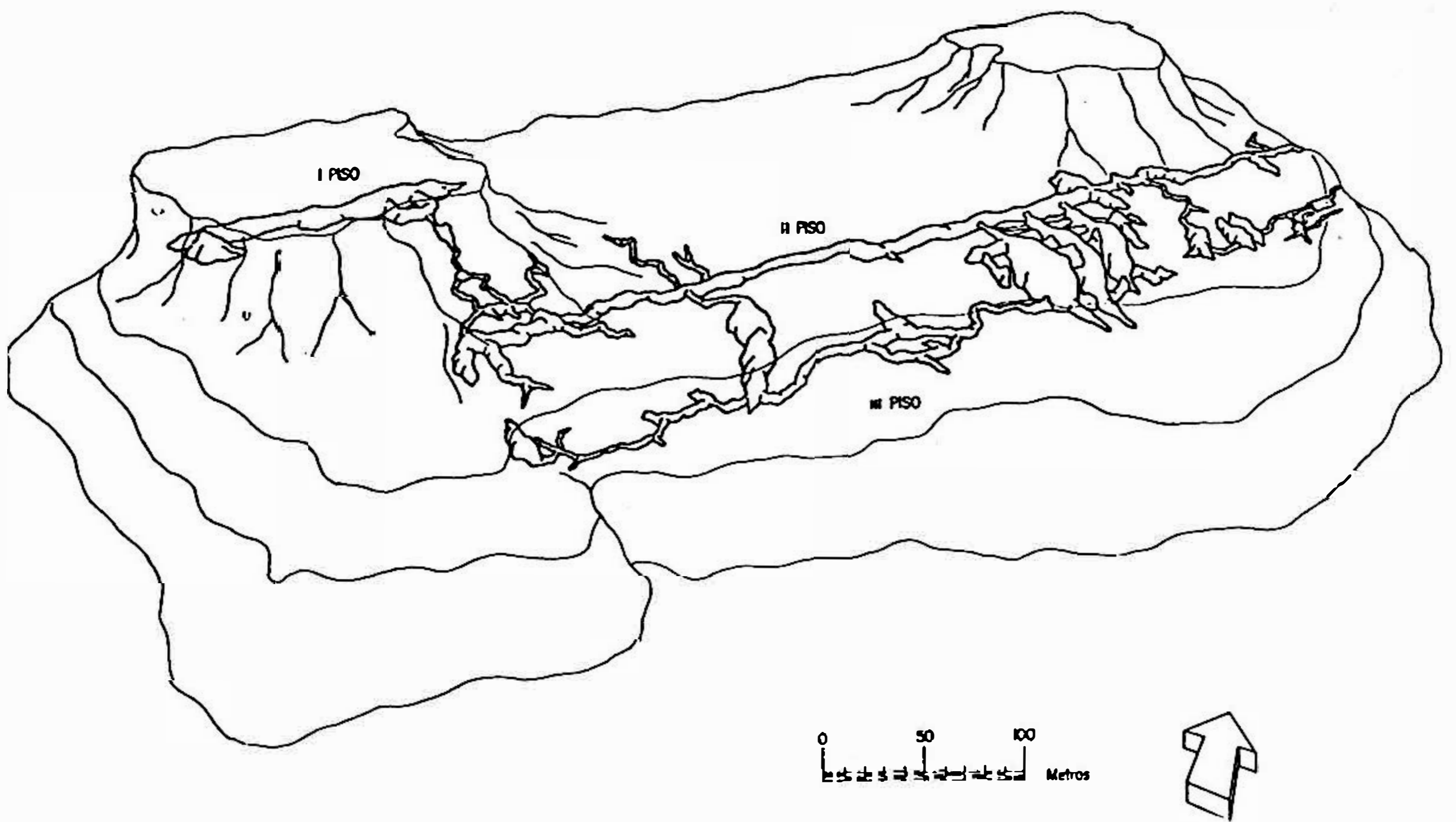
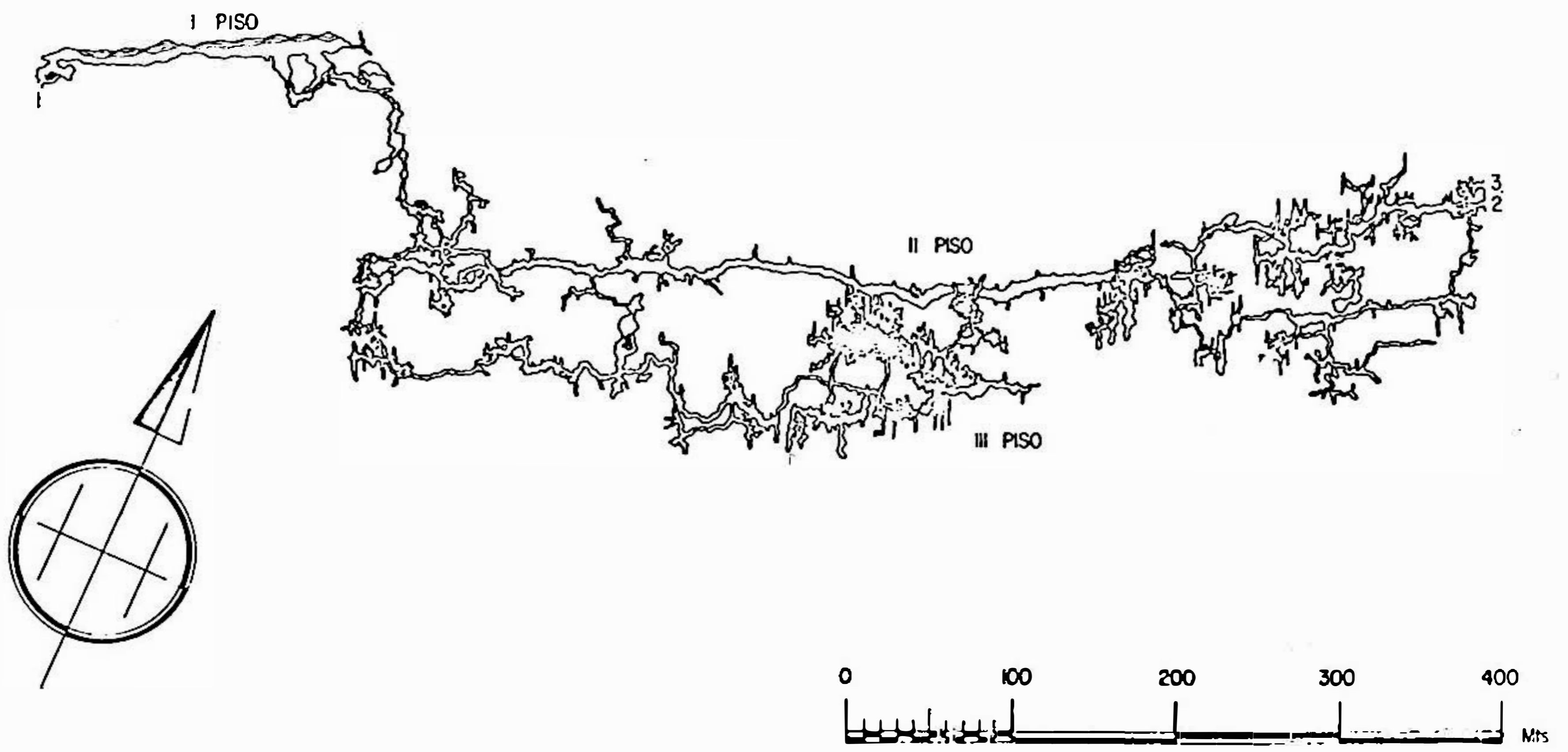


Fig. 2. Cueva del Reguerillo.

Formas puras de absorcion; 5 y 7

Formas puras de conduccion: 1, 2, 6

Formas mixtas: 3 y 4

Pequeños conductos: 9

Si analizamos los graficos de la fig. 3 junto con el mapa de la cavidad podemos constatar:

Los pequeños conductos (9) aparecen en forma preferente en el borde superior de la cavidad, lo que parece indicarnos un desarrollo areolar. En orden a un mayor desarrollo de galerias y a una mayor frecuencia de formas podemos realizar la siguiente descripcion:

Galerias 0—10°.—

Se producen solamente un excaso numero de galerias en las que predominan marcadamente las formas de conduccion.

Galerias 320—330°

Por vez primera se produce el fenomeno de equivalencia entre las formas de absorcion (3) y (5) y las de conduccion (2). No obstante, segun esta directriz no hay un gran desarrollo segun puede apreciarse en el grafico.

Galerias 80—90°

Alcanzan estas galerias un importante desarrollo alcanzandose igual mente el equilibrio entre las formas de absorcion (3) a (5) y las de conduccion (1), (2) y (6).

Galerias 40—50°

Son con diferencia las de mayor desarrollo y riqueza de formas aunque igualmente se ha alcanzado el equilibrio entre las formas de absorcion (3), (4), (5) y (7) y las de conduccion (1), (2) y (6) aunque puede observarse una ligera preponderancia de las formas de absorcion.

Podemos pues apreciar, que en un area reducida, se ha desarrollado un aparato karstico completo en el que podemos realizar las siguientes observaciones. —

Equivalencia de la frecuencia de formas de absorcion y de conduccion. Posibilidad de desarrollo de formas mixtas (3) y (4) condicionadas por el nivel de base del rio.

Falta de direcciones preferentes de conduccion, la cavidad no posee conductos principales, aunque puede suponerse una conduccion lenta hacia el rio epigeo situado en el borde inferior del plano.

Respecto al metodo seguido para la realizacion de este estudio estadistico, diremos que se realizaron secciones en aquellas partes donde la forma del conducto variaba en relacion con la inmediatamente precedente, de igual modo se considero el peso estadistico de cada forma como una relacion directa con la longitud de galeria en la que la forma en cuestion permanecia inalterada.

Respecto a la Cueva del Reguerillo, podemos afirmar que gran parte de su actual desarrollo, galerias a 60°, no corresponde a un karst cuaternario, por el contrario se tratan de vestigios de un importante karst terciario que se desarrollo segun una directriz tectonica muy precisa, el eje de un anticlinal de direccion

N-60°-E. Durante el Cuaternario, la cavidad se ha reactivado, produciéndose una karstificación de un estilo totalmente diferente al precedente, que dio lugar al I y II Pisos, esta karstificación Cuaternaria, produce el III Piso aunque cabe preguntarse si ya durante el Terciario estuvo en proceso de karstificación, por otro lado esta nueva karstificación, produce ciertos retoques en el modelado del I y II Piso creando pequeñas galerías accesorias. Ya en el Holoceno la Cueva del Reguerillo sufre una reactivación local pero suficiente como para erosionar todas las formaciones litogenéticas del I Piso.

El I Piso, fig. 4, como ya hemos dicho, se adapta a la dirección del eje anticlinal, salvo algún conducto transversal, con directriz de diaclasa de aquí que se produzca una gran predominancia de formas de directriz de eje (1), (3) y (4) frente a las formas de conducción según diaclasa (2) siendo todavía más llamativa su preponderancia sobre las formas de absorción (5) y (6) los pequeños conductos (7) y las salas (8). El II Piso, figs. 5, 6 y 7 puede considerarse como un gran conducto marcadamente rectilíneo con directriz de eje anticlinal a 60° fig. 5 al que cortan transversalmente pequeños conductos perpendiculares al mismo 330° y unas galerías en direcciones aberrantes fig. 6 que generalmente no tienen un gran desarrollo y que denominaremos así dado que no se adaptan a las directrices tectónicas de eje o diaclasa.

Podemos apreciar en el conducto a 60° la gran preponderancia de formas puras de conducción en las que se observa una adaptación al muro del estrato que permanece en la bóveda (2), (3), (4) a veces aparecen discontinuidades en la bóveda que parecen sugerir la existencia de pseudocanales de bóveda que nosotros atribuimos a discontinuidades mecánicas en dirección del eje (5) más raramente tenemos conductos tendentes a bóvedas circulares (1) y (6) siendo poco abundantes las formas de absorción (7) las formas de conducción relacionadas con diaclasas (9) y los pequeños conductos (8). En las galerías perpendiculares a las precedentes fig. 7, predominan con gran diferencia las formas de absorción relacionadas con diaclasas ya sean formas simples (1) y (2) o relacionadas con un funcionamiento simultáneo como conducto (3), (4) y (5) siendo muy raras las formas puras de conducción de forma de bóveda circular (6) o plana (7) y (9) en esta dirección, los pequeños conductos son abundantes (8).

A estas galerías nosotros les atribuimos un funcionamiento cuaternario evidente aunque pudiera ser que estuvieran preformadas en pequeños conductos durante el funcionamiento Terciario de la cavidad.

Dentro del poco desarrollo que alcanzan las galerías del II Piso que no se adaptan a las directrices habituales del diaclasado fig. 8, se puede observar la mayor frecuencia de formas de admisión sean puras o mixtas según diaclasas (4), (5), (7), (9), (10), (11) frente a los pequeños conductos (6) los conductos según diaclasas (8) y frente a una poco abundante representación de formas de conducción puras (1), (2) y (3).

El III Piso, como claramente aparece reflejado en la fig. 2, puede considerarse compuesto por tres conjuntos claramente diferenciados entre sí: Galerías rectilíneas que siguen la dirección del eje anticlinal fig. 9. Galerías normales a las

anteriores a 330° que siguen el diaclado formando una zona amorfa en lo que se refiere a la dirección del flujo y que nos recuerda mucho la Cueva de Pedro Fernandez anteriormente descrita fig. 8. Finalmente una serie de galerías aberrantes fig. 10.

Es en esta parte de la cavidad donde las formas de rejuvenecimiento del karst Terciario aparecen con mayor claridad y frecuencia.

Por todo lo anteriormente dicho, en numerosas ocasiones resulta difícil aclarar a cual de los dos momentos, de funcionamiento activo del karst, corresponden las galerías a 60° de la fig. 9 en la que se ve una gran predominancia de formas de conducción, fundamentalmente formas de conducción adaptando su bóveda al plano de estratificación (2), (3) junto con otras de bóveda circular (1), (4), (5), siendo menos frecuentes las formas de absorción (6) y los pequeños conductos (7), (8).

En el III Piso no obstante, las galerías que dan mayor recorrido son las que se adaptan a diaclasas a 330° fig. 8 (1), (2), (3), (4), (5) aunque también son abundantes conductos circulares según estas mismas diaclasas (6), (8) es a esta parte a la que atribuimos una impronta cuaternaria indudable siendo una karstificación típica bajo una cobertera sedimentaria poco potente, todo el III Piso se encuentra en superficie recubierto por una terraza fluvial.

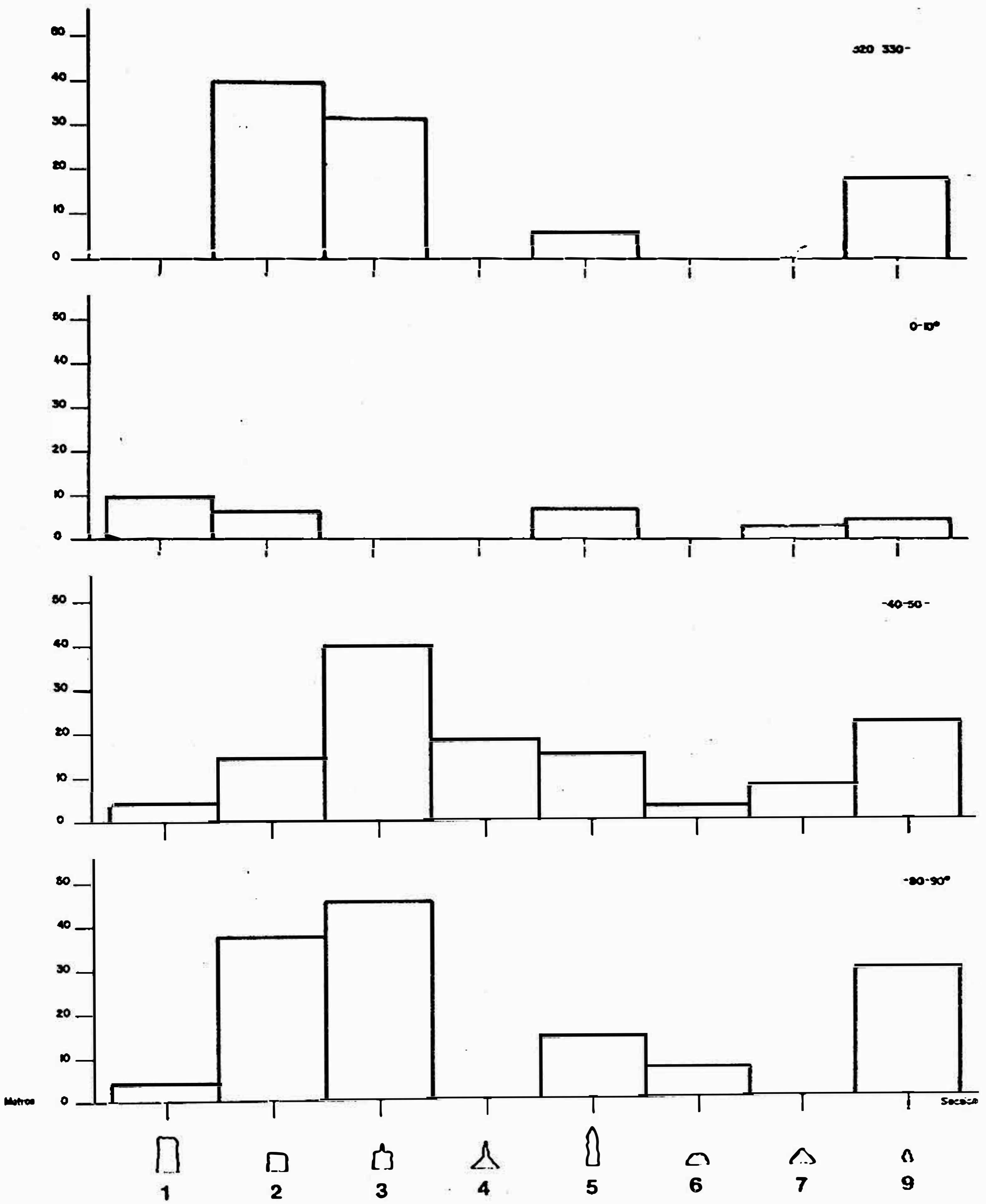


Fig. 3.

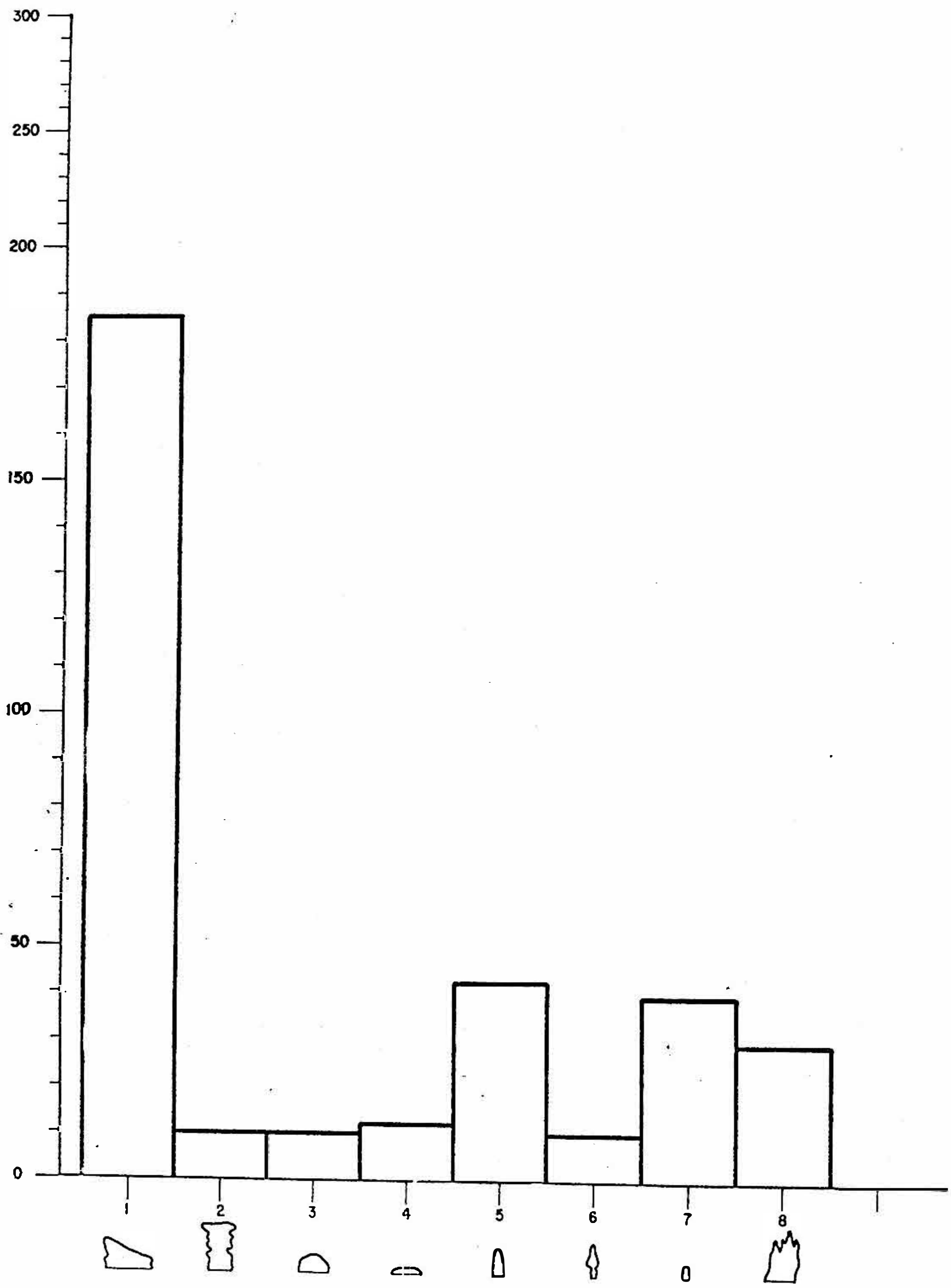


Fig. 4.

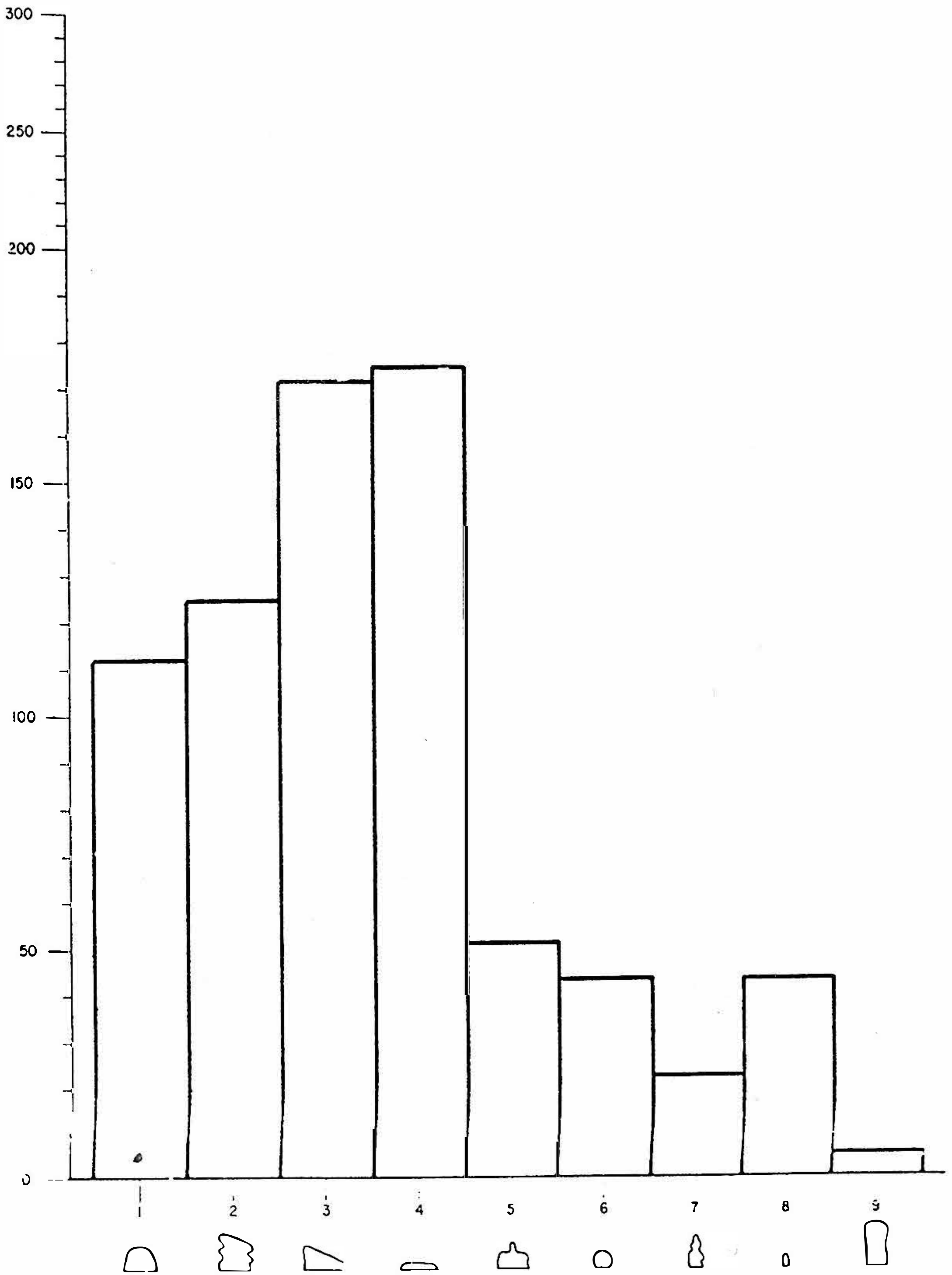


Fig. 5.

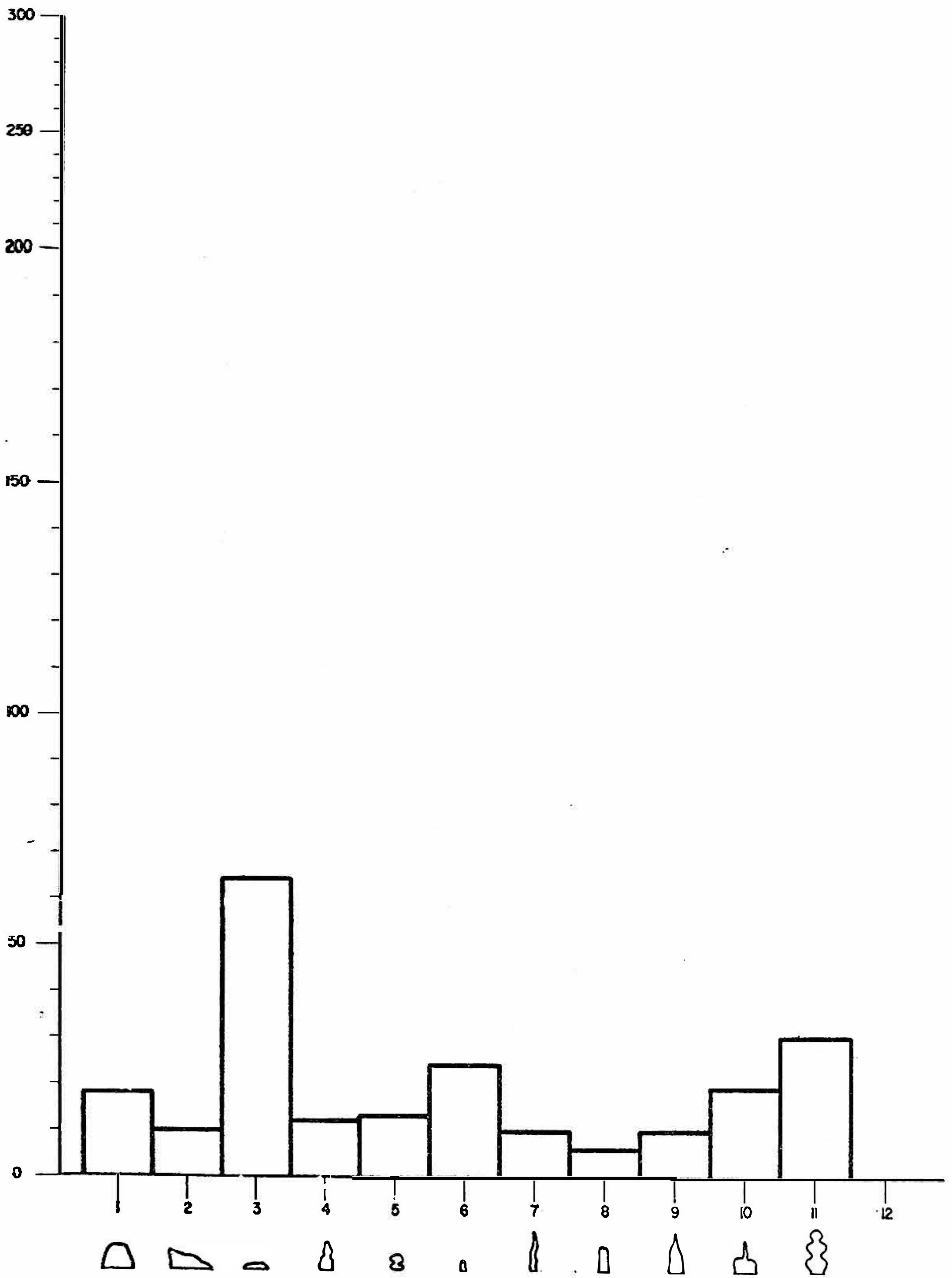


Fig. 6.

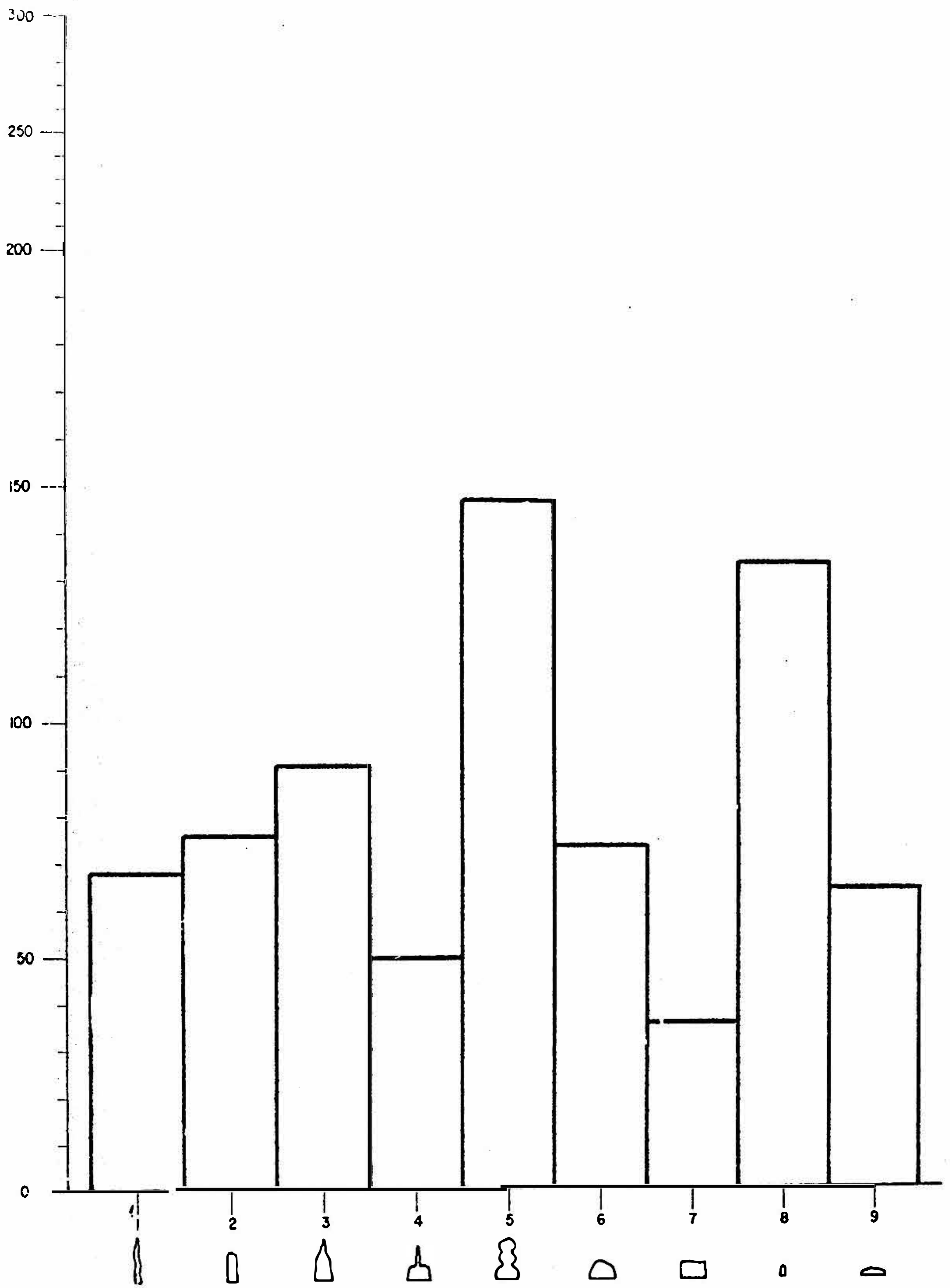


Fig. 7.

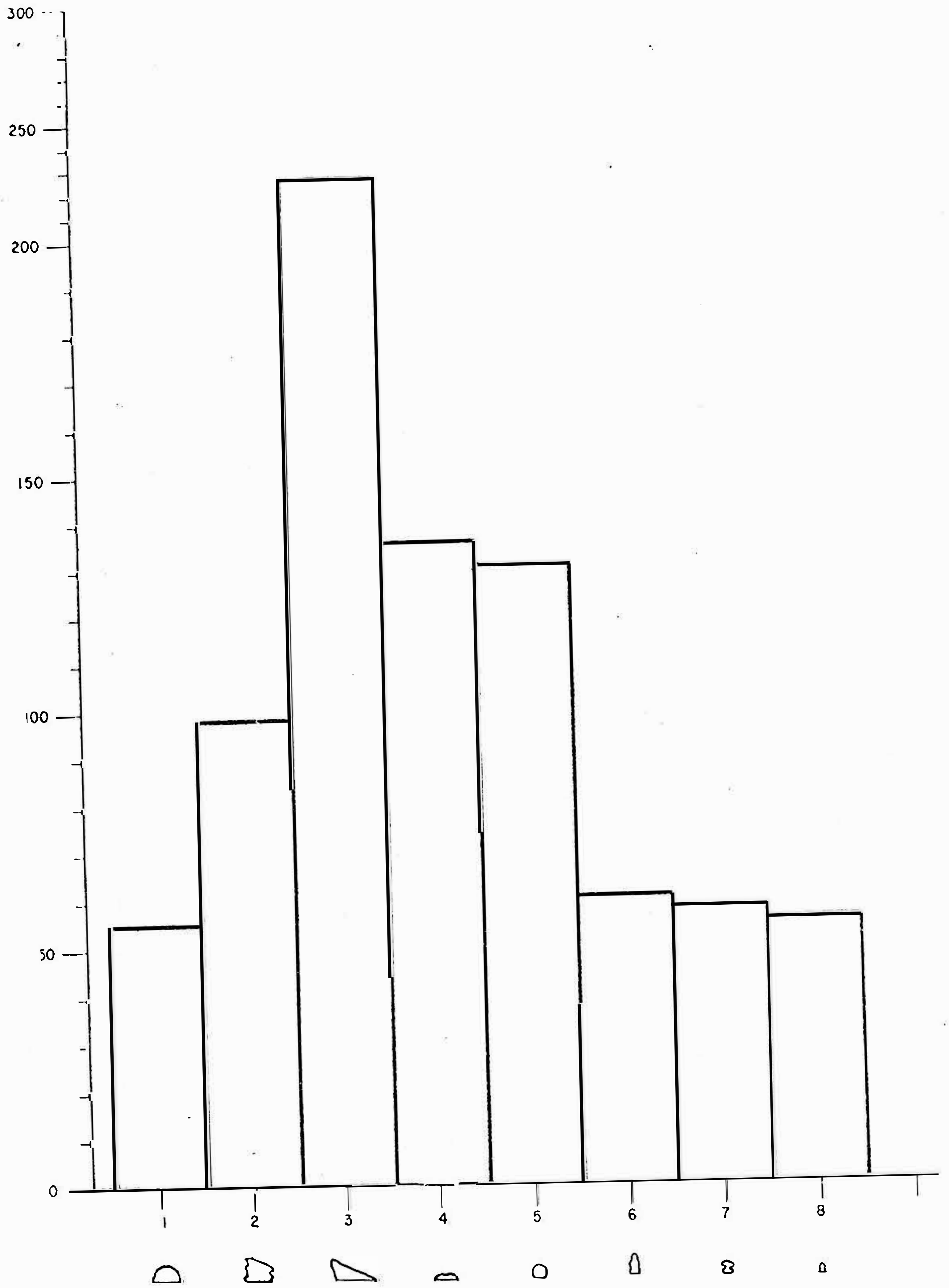


Fig. 8.

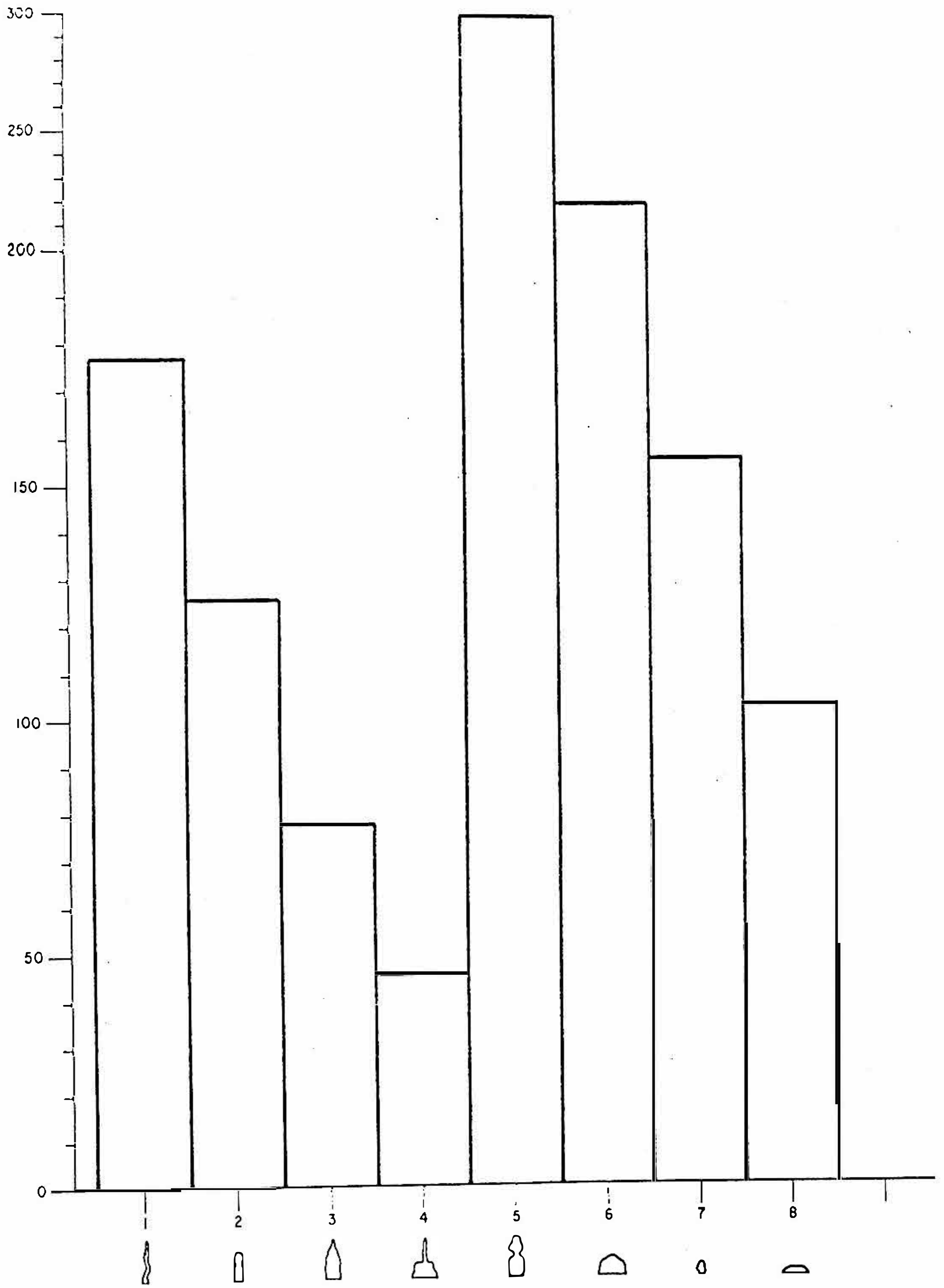


Fig. 9.

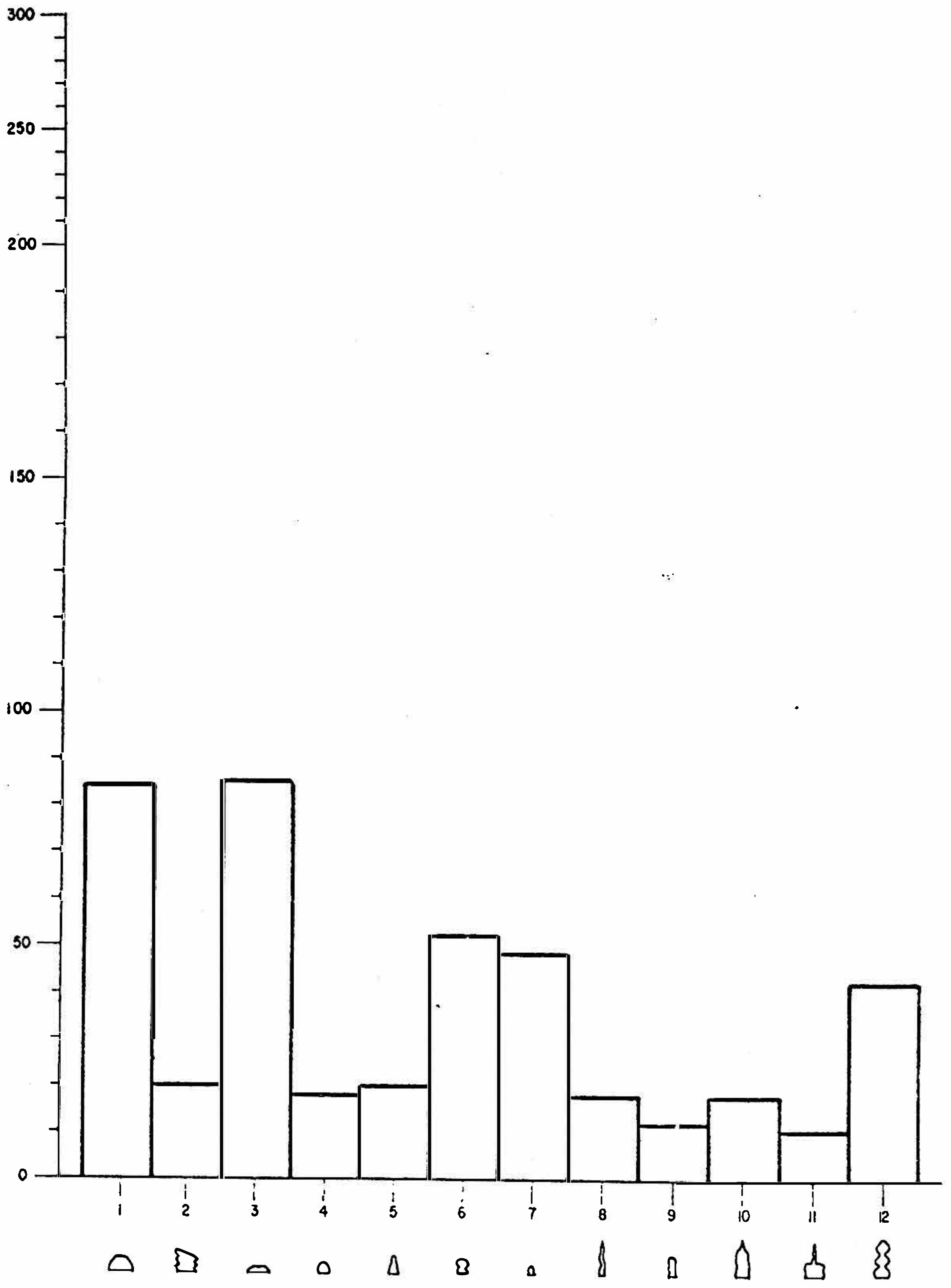


Fig. 10.

DIE BEZIEHUNG DER FLUSSHÖHLEN ZU DEN VEREBNUNGSFLÄCHEN

Anton Droppa
Geographisches Institut SAW
Abt. für Speläologie
Liptovský Mikuláš, CSSR

Als Flußhöhlen sind jene horizontale Höhlen zu bezeichnen, die vor allen durch Korrosion und Erosionswirkung der unterirdischen Gerinne entstanden. In einem bestimmten Zeitpunkt erreichen die unterirdische Gerinne solches Gefälle, der die Analogie des Gleichgewichtsprofils der nichtkarstigen oberirdischen Gerinne bildet. In diesem vadosen Raum fließen die unterirdischen Flüsse in freien ausgeglichenen Gerinnen in sogenannten Höhlenniveaus. Ein Höhlenniveau umfaßt die Summe aller Gänge eines Höhlensystems, die unter der Einwirkung eines bestimmten Vorfluters angelegt worden sind und daher eine genetische und chronologische Einheit bilden (A. Boegli 1966, s. 12). Die Entwicklung des Höhlenniveaus durch die Höhlenflüsse wirkte im engen Zusammenhang von oberirdischer, fluvialer Eintiefung mit der Terrassenbildung. Von der Beziehung der Höhlenniveaus zu den Flußterrassen kennen wir schon mehrere wissenschaftliche Arbeiten (W. Krieg 1954, G. A. Maximowisch 1957, C. Ek 1961, O. Štelcl 1963, A. Droppa 1966, A. Boegli 1966).

Bei hoch gelegenen Höhlenniveaus, wo an der Oberfläche keine Flußterrassen erhalten wurden, kann man das Alter der Höhlenniveaus durch die Beziehung zwischen denselben mit den erhaltenen Verebnungsflächen feststellen. Die Verebnungsflächen umfassen die Plattformen, welche die geologische Strukturen ohne Rücksicht auf ihre Faltung, Biegung und Gesteinsbeschaffenheit schneiden. Die Parallellisation setzt die Anwesenheit des Höhlenniveaus sehr nah unter der Verebnungsfläche voraus, welcher Zeitalter aus der Forschung der geomorphologischen Verhältnissen der breiteren Umgebung bekannt ist.

DIE CHARAKTERISTIK DER VEREBNUNGSFLÄCHEN

Die Reste der klassisch eingeebneten Oberflächen mit den Flußhöhlen haben sich in Form zergliederter Karstplateaus an der Nordseite des Slowakischen Erzgebirges (Slovenské rudohorie — Westkarpathen), vorwiegend in dem Slowakischen Paradiese und in der Berggruppe Galmus erhalten. Das Karstgelände wird aus verschiedenen Sedimenten von unteren Trias bis zu Paleogän gebaut. Das Slowakische Paradies stellt eine Faltungs-Bruch-Struktur vor, die dem nordgermeriden Synklinorium des Slowakischen Erzgebirges angehört (M.

Mahel 1957). Die Karstplateaus erhielten sich in den Synklinalen auf den lichten Kalken der mittleren Trias, während der Antiklinalen bis zur nichtkarstigen Unterlage denudiert worden sind (Werfener Schichten).

Typischen Karstplateaus heben die Plattformen Glac, Geravy, Pelc und Skala in dem Slowakischen Paradiese und die Plattformen Galmus mit der Slovinská skala in der Berggruppe Galmus. Die anderen Kalkgruppen wurden durch die Pediplanation auf engere Ausläufer der Bergmassive oder isolierte Gipfel ausmodelliert. Obwohl alle Karstplateaus nicht in denselben Kalken gebaut sind, doch haben sie gemeinsame Zeichen. Vor allem ist es die Entwicklung des Karstphänomens mit der Existenz der Karren, Dolinen, Uvalen, Kegelhügel, der Stufen, Karstquellen und der Höhlen.

Die verebnete Karstoberfläche steigt in der Höhe um 1000 m ü. M. ein und ist tektonisch wenig von Süden nach Norden geneigt. Über dem Karstplateau steigen vereinzelt Kalkgipfel (Monadlocken) in relativer Höhe 20 bis 50 m ein.

In der Entwicklung des oberflächlichen Reliefs stellen diese Karstplateaus das Mittelgebirgeniveau vor. Die Entwicklung der Karstplateaus wird durch Verebnung auf subaerischen Wege in der Zeit der tektonischen Stabilität während des subtropischen humiden Klima in der Sarmat bis zum unteren Panon (M. Lukniš 1964, s. 291) erklärt. Über die Verebnungsprozesse durch die Flußerosion zeigen die Vorkommen der Flußschotter allochtoner Ursprung von weißen Quarz und Quarzsandsteinen im Durchmesser 2–3 cm. Sie befinden sich an der Oberfläche, in dem Einschnitte der Waldwegen und auch in den Dolinen. Zahlreiches Vorkommen dieser Schotter haben wir in der Bärenhöhle gefunden.

Die verebneten Karstplateaus zerfurchten die seichte Täler mit den milden Hängen, welche am Rande in den wilden und unpassierbaren Felsschluchten mit den Felsstufen und Wasserfällen vorübergehen. Am meisten von seichten Tälern mit Felsengen hat das Karstplateau Glac, welche von der Mitte radial in alle Richtungen auslaufen. Die unteren Teile dieser Täler haben zugleichende und sanftere Gefälle. Größtenteils sind sie kurz, weil die rücklaufende Erosion der dortigen schwächeren Wasserläufe nicht imstande ist, mit der Eintiefung der stärkeren Hauptwasserläufe Schritt zu halten. Die oberen Teile der seichten Täler haben einen senilen Charakter und schließen im Längsprofile an die verebnete Fußfläche, sog. Flußniveau am Nordrande des Slowakischen Paradieses an. Diese Fußfläche steigt in der Höhe um 650 m aus, also um 150 m über dem jetzigen Wasserspiegel des Flusses Hornad und man schreibt ihr das Alter des Oberpliozäns zu (M. Lukniš 1964, s. 294). Während des Pleistozäns hat sich der Fluß Hornad in ihr bei allmählicher Erhebung eingetieft und ein canyonartiges Tal antecedent-epigenetischen Ursprungs abgeteuft.

DIE SITUATIONSLAGE UND DIE ENTWICKLUNG DER HÖHLE MEDVEDIA

Die Höhle Medvedia jaskyňa (die Bärenhöhle) liegt auf SO Rande des Kalkplateaus Glac und erreicht eine Länge von 465 m. Sie ist in dunkelgrauen Kalken des mittleren Trias (Anis) eingetieft, welche mit der Schichtneigung 36° gegen Nordwesten aufsteigen. Die oberen Schichten des Kalkplateaus vertreten die lichtgrauen Kalke der mittleren Trias. Die Höhle besteht aus dem Eintritts- und Hauptgange. Der Eingang liegt in der Höhe von 914 m, also um 300 m über dem jetzigen Niveau des Bielybaches. Der Eintrittsgang zieht sich am NW, prädisponiert durch die Klüfte und in der Länge 48 m mündet er in den Hauptgang. Der Hauptgang hat den Charakter eines breiten Flußganges mit den deutlichen Seitenbetten, prädisponiert durch den Schichtenflächen und Klüften in der Richtung SW—NO. Seine Endrichtung zieht sich von SW—NO in der Länge 220 m. Nur der östliche Teil — Štúrov dóm — wendet sich längst der Klüfte am NNW. Der Steingrund des Hauptganges steigt in die Höhe von 932—929 m, also um 40 m unter der Oberfläche des Karstplateaus und 420 m über dem Wasserspiegel des Hauptflusses Hornád.

Die Höhlensedimente bestehen aus zwei Gattungen. Autochthonen Ursprungs sind alle scharfkantigen, von der Decke und Wänden abgebröckelichen Kalksteinblöcke und Felsen. Außer diesen gehören hierher alle Formen von Tropfsteinornamenten wie Stalaktiten, Stalagmiten, Stalagnaten, Tropfsteinwasserfällen und Sinterschalen, welche am meisten die Tropfsteinhalle, die Säulenhalle und Štúrov dóm ausfüllen. Alle Sinterformen sind glänzend, ernährt von durchsickernden Wässern.

Sedimente alochtoner Herkunft sind gelbbraune Lehm mit Mehrzahl der Knochen des Höhlenbäres (*Ursus spelaeus* Ros. et Heinr.). Unter ihnen liegen die Flußschotter von kieseligen Sandsteinen. Die ausgegrabene Sonde in der Säulenhalle (bei d. P. 21) in der Höhe 931,3 m zeigt dieses Profil:

- 0— 18 cm — scharfkantige Schutthaufen und Blöcke der Kalken,
- 18— 20 cm — Sinterrinde von weißer Farbe,
- 20— 57 cm — braungrauer Sand (16 %) mit weniger rundem Schotter des dunklen Kalkes und grauen Dolomiten mit den Knochen des Höhlenbäres (*Ursus spelaeus* Ros. et Heinr.),
- 57— 78 cm — der feine kieselige Sand goldener Farbe ohne Kalk,
- 78— 94 cm — sehr scharfverwieterte Sinterrinde mit den schwarzen Schichten Mn Mineralien,
- 94—104 cm — rotgelbiger sehr feiner Sand mit Mn Mineralien und Konkretionen, in dem unteren Teil mit den Bruchstücken der Knochen des Höhlenbäres, gerundet durch den Wassertransport,
- 104—176 cm — der feine kieselige Sand rotgelber Farbe (55,7 %), durchgemischt mit den weitgehend gerundeten Schotter der kieseligen Sandsteinen gelbgrauer Farbe mit den einigen Schotter der dunklen Kalk (44,3 %).

Das ähnliche Profil der Höhlensedimenten haben auch die anderen Sonden (P. Janáček — Z. Schmidt 1965, s. 17—19). Das osteologische Material der Bärenhöhle wurde auf den ursprünglichen Plätzen nicht gesetzt, sondern wird durch die periodischen Höhlenflußläufe an die derzeitige Lagerstätte transportiert. Das Alter der fossilisierten Knochen des Höhlenbäres wurde durch die Radiokarbonmethode C^{14} der Datierung nach bestimmt mehr als 15 000 Jahren alt. (Z. Schmidt — J. Chrapan 1970, s. 72).

DAS WERDEN DER BÄRENHÖHLE

Das Vorkommen der gutgerundeten kieseligen Sandsteine von allochthonen Ursprungs und die ovalen Formen der Bärenhöhle mit den deutlichen Seitenbetten zeigt auf den erosiven Ursprung der Höhle. Die Anfangsphase der Höhlenbildung war durch die Korrosion die Erweiterung der Schichtenspalten, der Fugen und Klüfte zu Höhle. Die embryonalen Kanälchen haben das Einfließen der Oberflächenwässer zusammen mit ihrem Sandsteingeschiebe, welches sie aus ihrem Quellgebiet herantrug, ermöglicht. Dieser Prozeß hat sich in dem vadosen Raum abgespielt und ein Höhlenniveau geschaffen. Der unterirdische Flußlauf durchströmte das Höhlenniveau in seiner ganzen Länge mit einem verhältnismäßig schwachen und ausgeglichenen Gefälle. Nach dem sinkenden Höhlengang von SW nach NO (20 Promille) drang der Höhlenfluß von SW in die Höhle ein. Das Vorkommen der Schutthaufen der dunklen Kalk und grauen Dolomiten zusammen mit den kieseligen Sandsteinen beweisen auf den Zufluß der oberflächlichen Wässer nicht aus der Oberfläche des Kalkplateaus Glac, sondern aus dem jetzigen Quellgebiete des Großen Sokols. Der Zufluß der oberirdischen Flußläufe von Westen zeigt auch die erosive Plattform von Glac-Plateau mit der Verbeugung nach Osten, also gegen der Neige der Kalkschichten. Dieser Entwicklungsphase entspricht die unterste Schichte der Höhlensedimente mit den kieseligen Sandsteinen. Durch die klimatischen Veränderungen während des Pleistozäns hat sich die Phase der Akkumulation mit der Phase der Transportation der Lehmschichten abgewechselt. In dem jungen Pleistozän kommt zur Akkumulation des lehmig sandigen Materials mit dem Schutthaufen der Kalke und der Knochen der Höhlenbären. Nach ihrer Akkumulation hat sich unter dem Einflusse der Verwitterung die Deckenstürze gespielt. Der Beweis dieses Prozesses ist das Vorkommen der Knochen des Höhlenbären unter den Kalkblöcken (der Seegang, die Säulenhalle). Das letzte Stadium der Entwicklung stellt die Sedimentation des Bodensinters und die Entstehung der Tropfsteinbildungen aller Arten vor.

DER URSPRUNG DER ALLOCHTHONEN HÖHLENSCHOTTER

Nichtkalkige Sandsteine aus der Bärenhöhle sind fein bis mittelkörnig, sehr verwittert in gelbgrauer bis rostiger Farbe. Einige Schotter sind rosig. Alle Schotter werden vollkommen gerundet, was auf einen langen Transportweg beweist. Auf der Oberfläche werden mit den dunklen Schichten Mn Mineralien

bezogen. Der größte Schotter in ausgegrabener Sonde hatte die Dimensionen $20 \times 15 \times 8$ cm, der kleinste nur $2 \times 1 \times 1,5$ cm. Zusammen mit diesen befinden sich die nichtkalkige Sandsteine violetter Farbe von Lawatuf. Diese sind auch gerundet. Der größte hatte $9,5 \times 6,5 \times 5$ cm. Beide Arten von Schotter lagen in dem feinen kieseligen Sand rötlicher Farbe.

Es gibt nun die Frage des Ursprungs dieser allochthonen Schotter, welche in die Höhle hereingeflossen wurden. Als Residuum nach dem paleogänen Konglomeraten, welche sich am Nordrande des Kalkplateaus Glac befinden, kann man nicht in Betracht nehmen, weil die petrographische Zusammensetzung und die Größe ganz anders ist. Nichtkalkige Sandsteine desselben Kornes und Farbe habe ich bei der Mündung des Bystrá-baches in dem Hornadkessel bei der Gemeinde Spišské Bystré gefunden, also im Quellgebiete des Flusses Hornad. M. Mahel (1967) hält diese Sandsteine für basal Paleogän in kalkfreier Fazies. Die paläogenen Schichten liegen hier normal und transgressiv auf der Melaphyrserie der unteren Trias mit der Neige $7-10^\circ$ auf NNW. Die nichtkalkigen Sandsteine sind fein bis mittelkörnig, lichtgrauer bis grüngrauer Farbe. Aus dieser Lokalität wurden sie durch den Vorläufer des Flusses Hornád in die Bärenhöhle und an das Kalkplateau Glac transportiert. Der Transport der Sandsteinschotter aus dem Hornádtale geschah sicherlich noch vor der Entstehung des jetzigen Flußnetzes. Zweifellos geschah es vor der Entstehung der seichten Täler an der Oberfläche des Kalkplateaus Glac. Gleichfalls zeigt die Lage der Bärenhöhle über dem Quellgebiete dieser seichten Täler auf einen älteren Ursprung als diese Täler sind. Wenn M. Lukniš (1945) den Ursprung der seichten Täler dem oberen Pliozän zuschreibt, ist die Entwicklung der Bärenhöhle älteres Zeitalters. Wahrscheinlich entwickelte sie sich gleichzeitig mit der Verebnung des Karstplateaus Glac und der anderen Karstplateaus des Slowakischen Paradieses, welche in der Periode Sarmat—Pannon vor der rhodanischer Erhebungphase geschah (M. Lukniš 1964, s. 291).

RÉSUMÉ

Une étude menée explique une relation génétique entre les surfaces d'aplanissement et des cavités karstique linéaires dans le Slovenský raj (Paradis slovaque) en Slovenské rudohorie (les Carpathes Occidentales). La grotte Medvedia jaskyňa a été formée par des cours d'eau alochthonnes en même temps avec l'établissement du plateau karstique Glac pendant l'étage Sarmatien-Panorien (avant le phase rhodanien d'élévation).

THE RIVER CAVES IN RELATION TO LEVELLED SURFACES

Summary

The classically levelled karst plateaus together with river caves are preserved in the Slovenský Raj — the Slovenské Rudohorie (Western Carpathans). The levelled surfaces come to the fore in a height around 1,000 metres as dissected limestone plateaus. Their surface is striated by shallow river valleys in various directions. In addition to them, clints, sink holes, valley sinks, step-lands, karst springs, and caves. Out of the caves of river origin the most important are the Medvedia Jaskyňa (Bear's Cave) and the Dobšinská Ľadová Jaskyňa (Dobšinian Ice Cave).

The Medvedia Jaskyňa lies in the summit part of the plateau Glac at an altitude of 929 metres and 300 metres above the bottom of the Biely Potok Brook valley. It reaches a length of 465 metres, being formed in deep-grey limestones of the Middle Triassic and pre-disposed by bedding planes and joints from SW to NE. The bottom of the cave is filled up with limestone blocks crashed down and under them with loamy sand with cave-bear bones (*Ursus spelaeus* Ros.). The lower strata of sediments are formed by fine quartzly sand with rounded stones of quartzly sandstones (the biggest with $20 \times 15 \times 8$ cm) and of limonitized sandstones. The limonitized sandstones with slight rounded stones of quartz are found also on the surface of the plateau Glac. The Medvedia Jaskyňa is of river origin (rounded and oval forms of the passages and the occurrence of river gravels of allochthonous origin). Rocks of the same petrographic composition appear in the head area of the Hornád River on the northern side of the Nízke Tatry Mts. whence they were transported by the river and deposited in the cave. The transportation of these gravels from the west to the plateau Glac as well as to the Medvedia Jaskyňa must have occurred still prior to the existence of river pattern of the old shallow valleys, which radially diverge from the centre of plateau to all directions. Similarly also the position of the Medvedia Jaskyňa above the head area of old valleys indicates an older origin than the shallow valleys. As the origin of these shallow valleys is laid by M. Lukniš (1945, 1964) to the Upper Pliocene, the forming of the cave is of an older age. It occurred, presumably, contemporaneously with the levelling of the plateau Glac and of the other plateaus of the Slovenský Raj. This levelling and forming of the Medvedia Jaskyňa occurred in the Sarmato-Pannonian (before the Rhodanian phase of movements).

From the Slovak translated by A. Krajčír

LITERATUR

- BÖGLI, A. (1966). Karstwasserfläche und unterirdische Karstniveaus. *Erdkunde*, Band XX, Lfg 1, s. 11 — 19, Bonn.
- DROPPA, A. (1966). The correlation of some horizontal caves with river terraces. *Studies in Speleology*, vol. I., p. 186 — 92, London.
- EK, C. (1961). Conduits souterrains en relation avec les terraces fluviales. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84, p. 313 — 340, Liège.
- JANÁČIK, P. — SCHMIDT, Z. (1965). Die Medvedia-Höhle im Hochland von Stratená im Slow. Paradies. *Slovenský kras*, r. 5, s. 10 — 36, Martin.
- KRIEG, W. (1954). Höhlen und Niveaus. *Die Höhle*, H. 1, Wien.
- LUKNIŠ, M. (1945). Contribution à la géomorphologie du Karst superficiel dans la Ztratenská hornatina. *Acta op. Fac. rerum nat. Universitatis Slovaca*, Tom XII, Bratislava.
- (1964): Die Überreste älterer Verebnungsflächen des Reliefs in den Tschechoslowakischen Karpaten. *Geograph. Zeitschrift*, J. XVI, s. 289 — 298, Bratislava.
- MAHEL, M. (1957). Die Geologie des Hochlandes von Stratená. *Geol. práce*, Schrift n. 48a, Bratislava.
- (1967). Die regionale Geologie der ČSSR — Westkarpaten, Tom II. Bund 1, Praha.

- MAXIMOVITSCH, C. A. (1957). The correlation of river terraces and horizontal cave corridors. Trudy Kom. Is. četv. Perioda, Perm.
- SCHMIDT, Z.—CHRAPAN, J. (1970). Dating of osteological Material of the fossil Ursidae from Medvedia jaskyňa (Bear cave) in the Slovak Paradise region by ^{14}C Method. Slov. kras, VIII. Martin.
- ŠTELCL, O. (1963). Cave levels in Northern Part of the Moravian Karst. Československý kras Jhg. 14, s. 17—27, Praha.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

В. Н. Дублянский

Институт минеральных ресурсов МГ СССР, Симферопол, СССР

Большинство существующих классификаций карстовых полостей (Э. Мартель, 1908; А. Крубер, 1915; И. Зайцев, 1940; И. Кунски, 1950; Ф. Тромб, 1952; М. Жюливер, 1957; Г. Нанджерони, 1958; Ф. Иенко, 1959; Д. Соколов, 1959 и др.) построено на морфологической основе и исходит из идеи о постепенном развитии карстовых форм в пределах одного или нескольких геоморфологических циклов. Известны также примеры удачного генетического подхода к проблеме (Г. Максимович, 1963; Б. Жез, 1965 и др.).

В 1958—1972 гг. автор руководил комплексными исследованиями более 900 карстовых полостей Крыма, Карпат, Подолии, Западного Кавказа. Многие их особенности не находят удовлетворительного объяснения с позиций упомянутых классификаций. Установлено, что при формировании карстовых полостей происходит взаимное наложение коррозионного, эрозионного и гравитационного процессов, проявляющееся как в пространстве (в пределах разных гидродинамических зон), так и во времени (в разные сезоны и на различных этапах закарстования).

По положению в рельефе, морфологии, характеру заполнителя, химическому составу подземных вод для каждой полости можно выделить основной (формирующий) и сопутствующий (моделирующий) геодинамические процессы. Исходя из этого выделены коррозионно-гравитационный, нивально-коррозионный и коррозионно-эрозионный классы карстовых полостей (табл. 1). Пассивные структурно-литологические факторы, определяющие особенности морфологии полостей, учитываются при выделении их типов и подтипов. Разные по морфологии полости не связаны в единый генетический ряд, а являются образованиями разного происхождения и возраста. Часть полостей наложена на формы деструктивного рельефа различного таксономического ранга, часть вскрыта ими.

П о л о с т и к о р р о з и о н н о - г р а в и т а ц и о н н о г о к л а с с а характерны для голого известнякового карста. Они локализируются в узкой прибровочной зоне горных плато и склонов речных долин. Представлены трещинными колодцами, шахтами и пещерами глубиной 10—100 м и длиной 20—200 м. Используют трещины отседания и имеют форму клина, направленного острой частью книзу или кверху. Моделирование первичных трещинных полостей происходит под влиянием нивальной или конденсационной коррозии. В них встречаются обвальные отложения, каскадные натеки и небольшие сталактиты, «лунное молоко». Летом в глубоких шахтах сохраняется снег.

Гидрогеологическое значение невелико и определяется активной конденсацией влаги (для Горного Крыма модуль конденсационного стока для приборочной части плато составляет 1,65 л/сек. км²).

Полости нивально-коррозионного класса характерны для голого известнякового карста. Представлены колодцами и шахтами глубиной до 70—80 м (чаще — до 20—30 м). Обычно (для Крыма — в 76 % случаев) наложены на разные формы карстового микрорельефа (воронки, тальвеги временных водотоков, структурные уступы), что свидетельствует об их относительной молодости. Большинство полостей лишено поверхностных водосборов и располагается в условиях, исключая активную эрозионную проработку. Их формирование происходит под влиянием нивальной коррозии (для Горного Крыма темп ее составляет 75 мк в год). Детали морфологии, позволяющие выделить четыре подтипа полостей (конусовидный, цилиндрический, щелевидный, сложный), определяются литологическими особенностями известняков, их залеганием и степенью трещиноватости. В них часты обвальные, водные, хемогенные и органогенные отложения. Гидрогеологическое значение определяется наличием значительных скоплений снега (мощностью до 12 м), стаивающих летом. Образование постоянных снежников на дне свидетельствует об их консервации.

Полости коррозионно-эрозионного класса характерны для голого и покрытого, карбонатного и сульфатного карста. В схемах гидрогеологического районирования закарстованных горных сооружений в последние годы утвердились как самостоятельные таксономические единицы карстовые водоносные системы (Максимович, 1968), состоящие из сухих, периодически обводняемых и обводненных полостей, частично или полностью разобщенных карстово-аккумулятивными отложениями. Исходя из этого выделены шахты-поноры, пещеры-поноры, вскрытые пещеры и пещеры-источники (таб. 1).

Шахты-поноры и пещеры-поноры представляют начальные звенья карстовых водоносных систем. Они достигают глубины 250—500 м и формируются в области питания подземных вод на участках концентрированного поглощения (инфлюации) поверхностных водотоков. Наиболее благоприятные условия для их образования возникают у контакта некарстующихся и карстующихся пород, при наличии транзитных водотоков, устойчивого снего-дождевого или ледникового питания. Заложены по падению или простиранию пород, вдоль плоскостей тектонических нарушений, в толще переслаивания известняков разного состава, в прослоях песчаника. Морфологически весьма разнообразны (каскадные и спиральные шахты-поноры, горизонтальные и наклонные пещеры-поноры), однако всегда имеют четкие следы эрозионной проработки (желоба, водобойные колодцы, автохтонные и аллохтонные водные механические отложения и пр.). Обычно бедны натечными образованиями. На современном этапе развития рельефа часто лишены постоянного питания.

Вскрытые пещеры представляют средние звенья карстовых водоносных систем, располагаются на глубине от 10 до 200 м от поверхности и достигают размеров 50—200 000 м³. Их горизонтальная часть — это древний канал стока, тяготеющий к определенным группам пещер-поноров и шахт-поноров на поверхности и пещерам-источникам на склонах горных массивов. По характеру вскрытия кунюльной части различными денудационными агентами выделяются провальное-денудационный, провальное-коррозионный и провальное-эрозионный подтипы полостей. Детали морфологии вскрытых пещер определяются геолого-структурными условиями, литологией, гидродинамическими условиями пещерного блока. Вскрытые пещеры обычно особенно богаты различными водными механическими и хемогенными отложениями.

Пещеры-источники представляют выходные каналы сухих и действующих, постоянных и периодических карстовых водотоков. Их морфологические особенности и размеры определяются геологическим строением пещерного блока, а также соотношением инфлюационной, инфильтрационной и конденсационной составляющих подземного стока. Различные участки пещерных горизонтов, находящиеся на одной стадии развития, могут быть проработаны потоками со свободной поверхностью и потоками, имеющими местный сифонный напор до 2—6 ат. Эти полости весьма богаты водными механическими и хемогенными отложениями. С ними связаны интересные палеозоологические и зоологические находки, а также стоянки первобытного человека.

Гидрогеологическое значение пещер-источников определяется тем, что через них разгружаются в паводок основные динамические запасы трещинно-карстовых вод. Их гидродинамические условия очень сложны. Этот вопрос требует дальнейшей разработки в плане решения проблемы стадийности развития пещер, поставленной в советской карстологической литературе Г. Максимовичем (1963, 1965, 1969) и Л. Маруашвили (1969). Изучение современных и реконструкция древних водоносных систем представляет значительный интерес как в палеогидрогеологическом плане, так и для прогнозирования современных обводненных зон в глубине горных массивов. Генетическое единство верхних, средних и нижних частей водоносных систем устанавливается геофизическими методами (электропрофилирование, радиопросвечивание и пр.), режимными гидрогеологическими наблюдениями и экспериментами с окрашиванием воды флюоресцеином, прямым прохождением после расчистки проходов и преодоления сифонов, анализом гранулометрического и минералогического состава водотехнических отложений.

Выделенные классы и типы карстовых полостей Украины и Западного Кавказа обладают статистически достоверными различиями в особенностях распределения, размерах, гидрогеологических характеристиках, микроклимате, составе отложений, возрасте. Как показывает анализ литературы и личное знакомство с глубинным карстом Динарид, Старой Планины, Родоп, принципы, положенные в основу классификации карстовых полостей Украины, применимы и для других частей Альпийской складчатой зоны (таб. 1).

Т а б. 1.

Морфогенетическая классификация карстовых полостей альпийской складчатой зоны

Класс	Тип	Положение в рельефе	Гидрогеологическая область	Горный Крым	Советские Карпаты	Западный Кавказ	Стара Планина, Родопы	Динариды
Коррозионно-гравитационный	Трещинные колодец шахта пещера	Плато (склоны)	Питания подземных вод	Мердвень	Чурь-2	Долгая		Триглав 28/1687
Нивально-коррозионный	Колодец, шахта	Плато		Паско-саван	—	Колодцы Арабики	Ценкова	Леденица
Коррозионно-эрозионный	Шахта-попор		Плато (склоны)	Движения и разгрузки подземных вод	Провал	Нет	Назаровская	Дьявольске гирло
	Пещера-попор	Партизанская			Медвежий клык	Воронцовская	Имамова дупка	Шкоциан
	Вскрытая пещера	Склоны	Кастере		Дружба Каменный мост	Кабаний провал Подземная Хоста	Человешница Эрклиоприя	Дымница Раков Шкоциан*
	Пещера-источник		Красная		Молочный камень	Соколова	Темната дупка	Планинска

*) карстовые мосты — одна из последних стадий вскрытия и разрушения пещер.

**PRINCIPLES OF CLASSIFICATION OF THE KARST CAVES IN THE ALPS
FOLDED ZONE**

Summary

After study more than 900 karst caves of the Ukraine and the West Caucasus, the morphogenetical classification is offered. The classes of the karst caves are distinguished by the principal and accompanying genetic indications (corrosion-gravitational, nival-corrosion, corrosion-erosion classes); the types and undertypes of the caves — by the morphological indications (cleft cave, well-cave, mine-cave, sinkhole-cave, sinkhole-mine, open cave, spring-cave). In the paper there are given examples of caves belonging to the classes and types for the Crimea, Carpathians, West Caucasus, Old Planina, Rodops and Dinarids. It is shown that this classification has a great importance for the clearing up the hydrogeological peculiarities of the karstic mountain massifs.

ЛИТЕРАТУРА

- ДУБЛЯНСЬКИЙ В. М. Генетичні особливості та морфологічні типи карстових порожнин УРСР. В кн.: «Географічні дослідження на Україні», вип. 2, Київ, 1970.
- Коррозионно-гравитационные пещеры и шахты Горного Крыма. В кн.: «Пещеры», вып. 8(9), Пермь, 1970.
- Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полостей Украины. Автореферат докторской диссертации, Пермь, 1971.

КОРРОСИОННО-ЕРОЗИОННЫЕ ШАХТЫ ХРЕБТА АЛЕК В ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ

Виктор Н. Дублянский, Владимир В. Илюхин

Институт минеральных ресурсов МГ СССР, Симферопол, СССР

В 1965—1969 гг. спортсмены-спелеологи открыли на Западном Кавказе много новых карстовых полостей. Особое место среди них занимают коррозионно-эрозионные шахты хребта Алек. В 1965 г. здесь был установлен, а в 1968—1969 гг. — улучшен рекорд СССР по спускам в вертикальные полости, составляющий на 1. XI. 1969 г. 500 м (шахта Назаровская). В 1968—1969 гг. на хребте Алек работал шахтный отряд ИМР МГ УССР (рук. В. Н. Дублянский), по материалам которого и составлена настоящая заметка. При этом использовались полевые материалы московских (руководители групп В. В. Илюхин, М. П. Аронов, Е. И. Черенков, В. Д. Фурман) и сибирских спелеологов (руководители групп Н. К. Мороз, И. П. Ефремов), которым авторы приносят глубокую благодарность. Авторы выражают свою признательность сотрудникам Адлерской гидрогеологической станции В. И. Клименко, Н. И. Дубровину, Ю. Н. Пастушенко и С. С. Прокофьеву за постоянную помощь и консультации по геологическим особенностям района и семье лесника Д. И. Назарова за содействие в его обследовании.

Хребет Алек расположен в двадцати километрах к северу от г. Хоста. На его южном склоне берут начало рр. Мацеста, З. и В. Хоста, а на северном — левый приток р. Сочи — Ац. Водораздельный крутосклонный хребет Алек и его многочисленные кулисообразные и перисто-лучистые отроги располагаются на абсолютных отметках 800—1000 м и представляют останцы верхне-миоценовой (сарматской) абразионной поверхности [9]. Современный рельеф района карстово-эрозионный. Долины З. и В. Хосты в верховьях довольно широкие и сравнительно пологие, с глубиной вреза до 100—120 м. Их склоны и водораздельные гребни почти сплошь покрыты маломощным чехлом аллювиально-делювиальных суглинков со включениями щебенки палеоценовых мергелей, обломков и глыб верхнеюрских известняков. Коренные обнажения редки и приурочены обычно к бортам карстовых воронок. Район работ покрыт буковым лесом с подлеском понтийского рододендрона, падуба и густыми зарослями папоротника.

В климатическом отношении хребет Алек входит в состав субтропического влажного Сочи-Сухумского района, горная часть которого слабо охарактеризована метеорологическими данными. По сведениям ближайшей метеостанции Калиновое озеро на южном склоне хребта Але выпадает 2165 мм осадков в год. Учитывая вертикальную поясность в их распределении и интерполируя

многолетние данные метеостанций Калиновое озеро (450 м) и Ачишко (1880 м), можно допустить, что на высоте 900 м выпадает в среднем 2450 мм осадков в год. Сведений о величине испарения с грунта и снега для хребта Алек нет. Приняв по аналогии с другими горными районами Альпийской складчатой зоны юга СССР среднегодовую величину испарения 510 мм (1) можно рассчитать величину эффективных осадков, которая составит 1940 мм в год. Из них 700 мм выпадает в теплый (V—X) и 1240 мм — в холодный (XI—IV) сезоны.

Внутрисезонное и внутримесячное распределение осадков неравномерное. Обычно бездождный период протяженностью 20—78 дней приходится на июль—сентябрь, а наиболее дождливые периоды — на осень и зиму. Часты ливни с интенсивностью 50—70, а иногда — 100—250 мм/сут. Они вызывают бурные паводки на всех реках района. Толщина снежного покрова на хребте Алек может достигать 1—1,5, реже — 2,5 м. Продолжительность сохранения устойчивого снежного покрова — до двух-трех месяцев.

Согласно представлениям В. Е. Хаина (8) хребет Алек входит в состав сложной антиклинальной структуры Алек-Ахцу-Дзырха-Кацирха, сложенной рифогенными верхнеюрскими известняками, а на крыльях — флишоидными отложениями альба, верхнего мела и среднего зочена. В ядре структуры в долинах рр. Сочи, Мзымта, Псоу вскрыты порфириты, песчаники и сланцы верхнего аалена-байоса. С севера она ограничена Кепшинским, а с юга — Монастырским разломами, являющимися отражением крупного разлома глубинного типа. К северу от поднятия Алек-Кацирха располагается Чвежипсинская зона, входящая в состав Новороссийского синклинория. Она сложена меловым и палеогеновым флишем, смятым в лежащие складки. Южнее поднятия Алек-Кацирха располагается Сочинская (Адлерская) депрессия, выполненная мощной толщей осадков олигоцена и нижнего миоцена. Структура депрессии спокойная. Среди антиклинально залегающих отложений олигоцена появляются линейно-вытянутые брахиантиклинали, в ядре которых вскрыты меловые (Бытха, Ахун, Ахштырь) или меловые и юрские (Заповедный хребет) карбонатные породы. В приморской зоне верхнеюрские карбонатные отложения на поверхности не обнажаются, но вскрыты скважинами на глубине 900—1000 м. Северный борт Сочинской депрессии осложнен обширным Воронцовским надвигом. Он сложен толщей чвежипсинских палеоценовых мергелей, «переваливших» через поднятие Алек-Кацирха. В связи с этим на водоразделах и склонах хребта Алек верхнеюрские отложения обнажаются только в эрозионно-тектонических окнах.

В последнее время поднятие Алек-Кацирха рассматривается как глыбовая горстоподобная структура, для которой характерны плоская, сундучная форма свода, отсутствие ярко выраженного северного и большая крутизна южного крыльев, тектонические контакты со смежными структурами, наличие разломов продольного и поперечного простирания, вдоль которых заложены долины почти всех рек (5).

Во время маршрутных работ на поверхности и комплексных карстологических исследований под землей установлено, что район максимального раз-

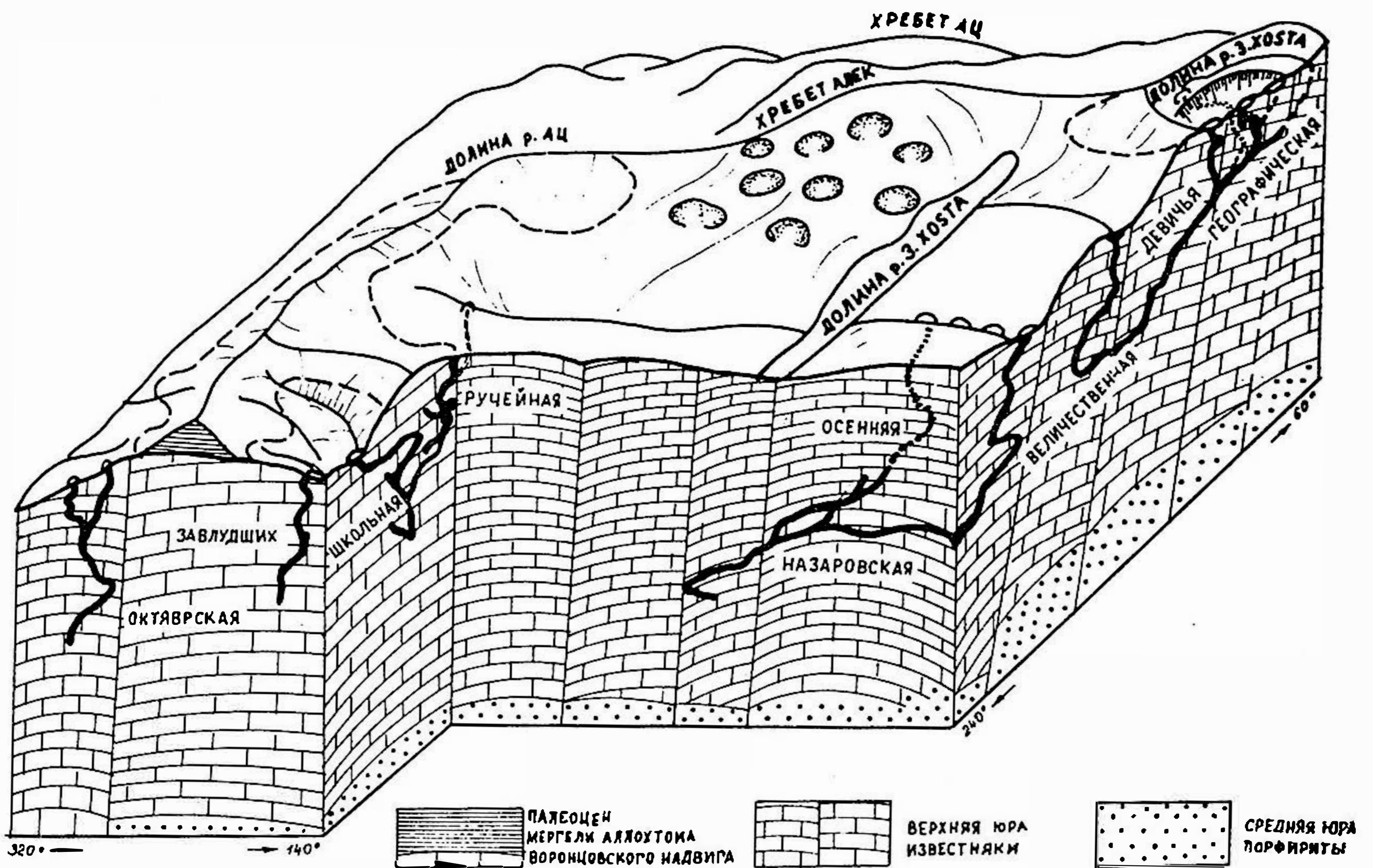


Рис. 1 Геологическое строение и характер глубинного закарстования хребта Алек (блокдиаграмма).

вития глубинного закарстования хребта Алек совпадает с его сводовой частью, для которой характерно субгоризонтальное залегание рифогенных верхнеюрских известняков, на водоразделах перекрытых мергелями, представляющими останцы аллохтона Воронцовского покрова (рис. 1). Верхнеюрские отложения имеют значительную мощность (до 700—800 м) и представлены в основном массивными и толстоплитчатыми разностями чистых известняков со средним содержанием карбоната кальция 96—97 %, карбонатов магния — 1—1,5 %. Макроскопически это светлосерая, с кремовым или коричневатым оттенком, плотная, скрытокристаллическая порода. Под микроскопом для разных частей разреза установлено наличие псевдооолитовых, оолитовых и органогенных известняков. В связи с плохой обнаженностью и отсутствием маркирующих горизонтов расчленение верхнеюрской рифогенной толщи на ярусы произвести невозможно.

На основании отдельных наблюдений на поверхности и многочисленных замеров под землей установлено, что в пределах хребта Алек основные тектонические нарушения ориентированы в направлениях 140—320° и 60—240°, почти совпадая с простиранием оси и падением крыльев структуры (соответственно, 130—310° и 40—220°). Они представлены двумя системами парал-

лельных сбросов, по которым каждый северо-восточный карбонатный блок несколько приподнят по отношению к юго-западному, а северо-западный — несколько опущен по отношению к юго-восточному (рис. 1). Амплитуду смещений по этим нарушениям в большинстве случаев установить невозможно. Исключение представляет район шахты Ручейная, где по выходам верхнеюрских известняков на гребне хорошо прослеживается сброс с амплитудой около 100 м. Остальные нарушения подтверждаются геоморфологическими наблюдениями (простираание водораздельных гребней и притоков Хосты, перегибы склона, поля карстовых воронок, линейное расположение поглощающих поноров и входов в карстовые полости и т. д.).

Изложенные представления о тектоническом строении района работ в общем совпадают с выводами сотрудников Адлерской гидрогеологической станции (Ю. Н. Пастушенко) и находят подтверждение в строении поднятия Северо-Западного Кавказа, которое распадается на ряд поперечных блоков второго порядка, из которых каждый северо-западный блок несколько опущен по отношению к северо-восточному (6).

Блоковое строение поднятия Алек-Кацирха при преобладающих на протяжении всего его развития направлениях сил сжатия перпендикулярно к оси структуры, предопределило развитие интенсивной тектонической трещиноватости различных направлений. Наибольшим зиянием и, как следствие, наибольшей закарстованностью, характеризуются вертикальные и субвертикальные трещины растяжения, секущие толщу жестких верхнеюрских известняков в направлениях, параллельных оси сжатия ($45—65^\circ \div 225—245^\circ$), а также — многочисленные сопряженные системы крутонаклонных трещин скалывания с простиранием в различных блоках в пределах $75—115^\circ \div 225—305^\circ$ и $340—20^\circ \div 160—200^\circ$. Углы падения трещин скалывания варьируют в довольно широких пределах от 20 до 85° , однако, преобладают трещины с крутыми углами падения ($55—75^\circ$). Частота встречаемости трещин, наклоненных к северу и югу (для системы I) и к востоку и западу (для системы II) примерно одинакова (рис. 2).

В настоящее время на хребте Алек, площади $3,3 \text{ км}^2$, исследовано девять крупных карстовых полостей (рис. 1, таб. 1). Несмотря на значительные различия в размерах и конфигурации, они имеют много общих черт, позволяющих отнести их к классу коррозионно-эрозионных полостей (2). Рассмотрим некоторые их особенности.

1. Входы во все карстовые полости района тяготеют к эрозионной сети верховьев рр. З. и В. Хосты и Ад. В большинстве случаев они располагаются в нижней части слепых логов разной длины (Географическая, Назаровская), в карстовых воронках на склонах логов (Девичья, Школьная), либо в попорах в тальвеге или несколько выше его по склону (Осенняя). Размеры современных водосборов, тяготеющих ко входам в шахты достигают 25—34 гектаров. Их верховья, как правило, заложены в некарстующихся и слабо водопроницаемых палеоценовых мергелях.

2. Геологические условия заложения эрозионной сети и обилие атмосфер-

ных осадков обеспечивают постоянное или периодическое инфлюационное питание шахт через поглощающие поноры и инфльтрационное питание со всей площади водосборов. Климатическая норма стока наиболее крупных полостей достигает 10—20 л/сек. Экстремальные осадки с интенсивностью 100—200 мм/сут. увеличивают расход подземных потоков до 300—700 л/сек. Таким образом, коэффициент неравномерности расхода подземных потоков в верхней части шахт достигает 50—60.

3. Значительную роль в подземном стоке играет конденсация. Микроклиматическими наблюдениями установлено, что постоянная (то-есть, испытывающая лишь сезонные и годовые колебания) температура воздуха (7,0 °С) и абсолютная влажность воздуха (7,5 мм рт. ст.) устанавливаются на глубине 100—120 м от поверхности. Интенсивность воздухообмена в шахтах района достигает 18,1 раза в сутки. Основным условием прохождения термической конденсации в карстовых полостях является наличие устойчивого градиента абсолютной влажности между поверхностным и подземным воздухом. Такие условия на хребте Алек, судя по данным м/с Калиновое озеро и Ачишхо, существуют до 150 дней в году — начиная с конца апреля до конца сентября. Наиболее интенсивно конденсация происходит в июле—августе. Расчет количества конденсационной влаги произведен по методике, разработанной для Горного Крыма (3). Модуль конденсационного стока для закарстованного массива Алек составляет 2,5 л/сек км², что несколько превышает эту величину для Крыма (1,47) и классических карстовых районов Югославии (1,8—2,0). Конденсация составляет 3,8 % от годовой суммы эффективных осадков и 10,4 % от суммы эффективных осадков за теплый сезон. Для тектонического блока шахты Географическая в августе 1969 г. при секундном расходе подземного потока на глубине 160 м 5,0 л/сек, 14 % приходилось на долю конденсационных и 86 % — на долю инфлюационных вод.

4. Карстовые полости обычно заложены в одном крупном тектоническом блоке и используют в основном различные системы трещин скалывания и растяжения (рис. 1, 2 Б). Этим определяются особенности их заложения в плане (характерные «подземные меандры» с поворотами на 90—120° каж-

Т а б. 1. Морфометрические показатели основных карстовых полостей хребта Алек

Название	Глубина м	Длина, м	Пло- щадь, м ²	Объем м ³	Кoeffи- циент пустотности	Годовой объем стока, м ³
Назаровская	500	2550	3200	15 500	89,0	660 000
Октябрьская	400	705	1060	5 000	5,1	—
Географическая	310	2550	4000	18 000	87,0	262 000
Школьная	300	1320	3200	12 200	15,2	84 000
Осенняя	300	850	1800	8 000	6,7	195 000
Заблудших	300	510	1260	5 700	2,2	—
Величественная	260	865	2800	4 400	11,0	508 000
Ручейная	155	275	580	2 180	0,6	72 000

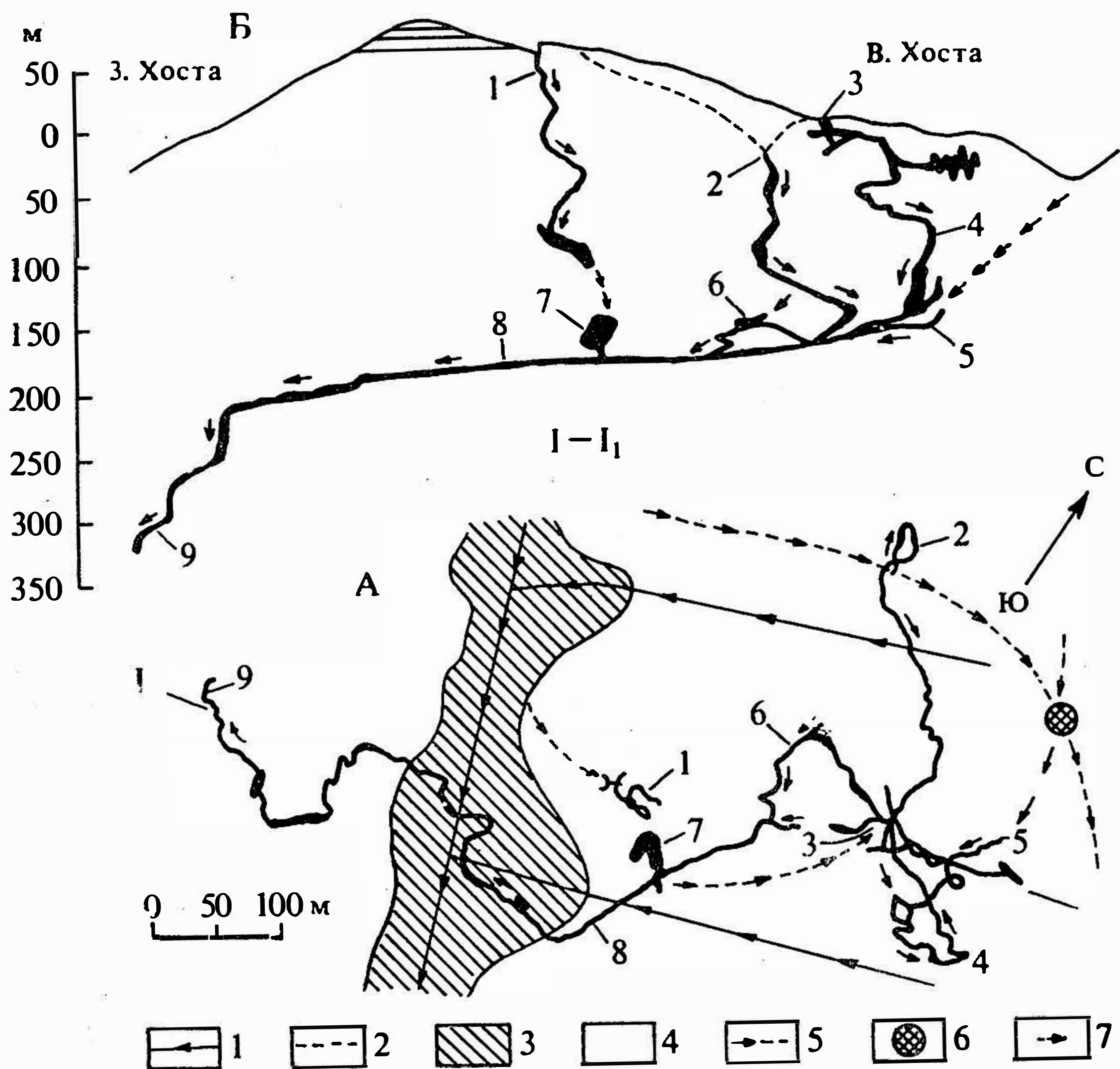


Рис. 2 План (А) и разрез-проекция на линию 1—1' (Б) типичной для хребта Алек коррозивно-эрозивной шахты Географическая. а — местные водоразделы. б — проекция днища тальвега. в — аргиллиты и песчаники аллютона Воронцовского надвига. г — верхнеюрские известняки. д — направления стока к шахтам — понорам. е — направления стока к пунктам руслового поглощения. ж — направления подземного стока. Шахты-поноры: 1 — Девичья. 2 — Географическая (Нудный ход). 3 — Географическая (Главный ход). 4 — Семидесятиметровый каскад. 5 — приток Водопадный. 6 — кольцевой ход. 7 — Глиняный зал. 8 — первый сифон. 9 — второй сифон.

дые 5—10 м) и в разрезе (чередование горизонтальных и вертикальных участков). Горизонтальные и слабо наклонные галереи обычно заложены вдоль простирания тектонических трещин, либо используют слабо выраженные трещины напластования. Крутонаклонные галереи и каскады колодцев заложены по падению трещин скалывания либо вдоль брекчированных приразломных зон. В последнем случае после прохождения колодца как правило происходит резкое изменение направления хода с заворотом его на 90° или даже на 180° (Географическая, Величественная, Октябрьская). Часто на разной глубине используются одни и те же крутонаклонные трещины (Назаровская, Величественная), чем объясняется параллельность в плане этих отрезков полостей. Общее простирание полостей вдоль крупных региональных нарушений (Назаровская, Школьная) подчеркивает гидрогеологическое значение последних как своеобразных подземных барражей. Лишь в отдельных случаях подземный сток «прорывается» через такие барражи из одного блока в другой (Географическая, Назаровская). На этих участках резко меняется морфология полости: высокие и широкие галереи «своего» блока, одной из стенок которых служит хорошо отпрепарированный водой сместитель нарушения, сменяются узкими сифонными каналами в «чужом» блоке. Таким участкам свойственна резкая смена гидродинамических условий существования потока вплоть до образования местных постоянных или временных зон сифонной циркуляции (Географическая, Назаровская).

5. В целом полости района имеют «древовидное» строение. Кроме главной галереи, принимающей инфлюационный сток непосредственно через входное отверстие или глыбовый навал на дне воронки, имеется несколько впадающих в нее обводненных галерей. В одних случаях они выводят к разломным зонам, обводненным за счет частичного руслового поглощения поверхностного стока (Географическая, Водопадный ход), в других — это галереи, связанные с системами карстовых полостей, кончающимися сужениями и сифонами (Девичья — Географическая, Назаровская — Осенняя — Величественная), в третьих — это узкие, непроходимые для человека трещинные системы, по которым в основную галерею-дрену данного тектонического блока поступают конденсационные и инфильтрационные воды из его верхней части.

В теплый сезон характер притоков можно довольно точно установить на основании термометрических наблюдений: в потоках инфлюационного происхождения вода как правило на 0,4—1,2° теплее, чем в потоках конденсационного происхождения. Вследствие разных условий питания почти все подземные водотоки в одной и той же полости имеют различную температуру (в диапазоне от 6,9 до 9,2°). Это позволяет применить термометрический метод для расчета относительных объемов смешивающихся вод, а при наличии одного-двух гидротермических постов (их организация под землей связана с большими трудностями) — определить и истинные объемы подземного стока в каждом притоке. Структура водопритока в полость в различные сезоны может быть различной (таб. 2). Ее изучение дает ключ к познанию роли отдельных карбонатных блоков в формировании подземного стока различного происхождения.

Т а б. 2. Структура водопритока в верхней части шахты-понора Географическая

Место взятия пробы	%		л/сек	
	XI. 68	VIII. 69	XI. 68	VIII. 69
Нудный ход (Инф)	8,50	56,25	0,850	2,812
Главный ход, каскад (К)	8,25	18,83	0,820	0,942
Щель у каскада (К)	4,25	0,30	0,430	0,015
Водопадный ход (Инф)	29,00	19,13	2,900	0,956
Каскад у Девичьей (Инф)	26,00	1,18	2,600	0,059
Притоки до сифона (К)	24,00	4,31	2,400	0,216
Итого у 1 сифона	100,00	100,00	10,000	5,000

Инф — инфильтрационные, К — конденсационные воды

Строение шахт хребта Алек, а также — их топографические и гидрологические связи с поверхностью убедительно свидетельствуют о полном несовпадении поверхностных и подземных водоразделов. Так, шахта Географическая начинается тремя понорами в верхней части бассейна р. В. Хосты, но затем проходит под топографическим гребнем в бассейне З. Хосты. Шахта Назаровская, начинаясь несколькими понорами на левобережных водосборах З. Хосты, уходит под ее долиной в пределы правобережных водосборов. Шахты Ручейная, Школьная, и Заблудших, располагаясь в бассейне З. Хосты, очевидно, принадлежат уже к системе стока р. Ад. В таких условиях обводненность отдельных систем полостей в их нижних частях может оказаться значительно большей, чем рассчитанная по климатической норме стока, а такая традиционная гидрологическая характеристика, как модуль стока, теряет физический смысл, так как реальные объемы поверхностного стока приходится относить к площади фиктивного водосбора.

6. На основании детальных гидрохимических исследований (химические анализы производились непосредственно в карстовой полости, аналитик Н. В. Павлова), установлено, что в летнюю межень все поверхностные и подземные водотоки района имеют гидрокарбонатный кальциевый состав при невысокой общей минерализации (150—250 мг/л). Химический состав подземных вод района формируется за счет смешения инфлюационных и конденсационных вод. Инфлюационные воды имеют в момент поступления в полость высокую температуру (11—17°) и значительную минерализацию (160—170 мг/л). По мере продвижения по галлереям полости происходит охлаждение воды, увеличение ее карбонатной емкости, что влечет за собой постепенное нарастание минерализации до 210—220 мг/л. Конденсационные воды, имея в момент образования сравнительно низкую температуру (7—8°), нулевую минерализацию и высокую агрессивность, активно растворяют известняк и при отборе проб на анализ из сконцентрированных струй, капли и ванночек обнаруживают уже довольно высокую минерализацию (240—280 мг/л)*. По

*) Часть этих вод имеет, несомненно, инфильтрационное происхождение, но выделить их из конденсационных вод пока невозможно.

мере движения по галереям шахты происходит некоторое уменьшение минерализации этих вод за счет выпадения карбоната кальция в виде натеков. На глубине 100—120 м происходит смешение вод разного генезиса, приводящее к выравниванию минерализации. В дальнейшем ее изменения лежат в пределах точности анализа и связаны в основном с морфологией полости и общим слабым нарастанием температуры воды в связи с потерей кинетической энергии на каскадах. Это вызывает частичную дегазацию воды и потерю части растворенного карбоната кальция.

В летнюю межень растворение известняков происходит только в зоне формирования конденсационных вод и в зоне охлаждения инфлюационных потоков. Градиент горизонтального выщелачивания для этой зоны составляет в среднем 7,5 мг/100 м (по длине потока). Глубже 120 м от поверхности вода практически не корродирует породу. Определение агрессивности подземных вод по методу Гейера дало для этой зоны нулевую агрессивность. Расчет коррозии смешения по методу Бегли (10) для всех боковых притоков также дал нулевой результат. Следует отметить, что в условиях хребта Алек коррозия смешения при самых благоприятных условиях не может превышать 2,0 мг CaCO_3 на литр смешивающихся вод (при соотношении их объемов 1:1).

Коэффициент активности карстового процесса по Н. В. Родионову (с учетом начальной минерализации атмосферных вод 57,5 мг/л, А. А. Колодяжная, 1963 и инфлюационных вод — 150,0 мг/л) для хребта Алек составляет 0,055 % за тысячу лет. Следует подчеркнуть еще раз, что прирост карстовой пустотности происходит в основном в верхней части закарстованной толщи, на глубине до 100—120 м от поверхности.

Гидрохимический режим шахт района в паводок пока неясен, однако, по аналогии с Горным Крымом, можно предполагать, что минерализация подземных вод в это время снижается на 10—15 %.

7. Морфология ходов свидетельствует об их формировании в различных гидродинамических условиях. Чаще всего это высокие клиновидные щели, со стенами, первичный уклон которых контролируется падением тектонических трещин. Иногда они имеют более сложную Т- или S-образную форму и многочисленные горизонтальные желоба на стенах, фиксирующие несколько этапов промыва водами со свободной поверхностью. Такие участки часто прерываются водопадами высотой 5—60 м, ниже которых располагаются резко отличные по морфологии трубообразные сифонные каналы эллиптического сечения, сформированные напорными водами в центральных, наименее трещиноватых частях карбонатных блоков. В приразломных зонах сифонные каналы как бы «срезаются» галереями-щелями, где движение воды снова принимает ненапорный характер. Стены всех ходов великолепно обработаны текучими водами, заглажены, местами отшлифованы до блеска. В русле часты исполиновы котлы различных размеров. Следы коррозионной моделировки во всех крупных, сформированных галереях отсутствуют.

На отдельных участках галлерей шахты Географическая в своде и на поверхности осевших глыб известняка наблюдалась сложная сеть узких (10—15 см), пересекающихся под разными углами каналов. Их морфология подсказывает, что это останцы более древних систем стока, сформировавшихся в условиях полного насыщения породы водой и затем вскрытых при формировании эрозионных галлерей.

Характерной особенностью всех полостей района является многоэтапное (минимум, трехкратное) заполнение в основном аллювтонным материалом (обломки плит песчаника, галька мергеля, глина). На каждом этапе заполнения сперва отлагались крупные, плохо окатанные и неотсортированные обломки пород, затем — красная и коричневатобурая глина с песчано-галечниковыми прослоями, и, наконец, карбонатная натечная кора. На одном из этапов галлерей были заполнены почти до сводов (максимальная мощность заполнителя — до 6—8 м). Затем произошла их реставрация, сопровождающаяся полным размывом заполнителя. Наличие аллювтонного материала в аллювиальных накоплениях, а также — стволы деревьев, занесенные по узким щелям на глубину до 200—300 м от поверхности, свидетельствуют о транспортирующих и эрозионных возможностях палеопотоков. Их расход, определенный по методу Буркхардта, достигал 20 м³/сек при скорости до 5 м/сек.

8. Возраст карстовых полостей хребта Алек можно определить пока только на основе анализа геологической истории района. Согласно данным В. Е. Хаина (8) и Е. Е. Милановского (6) в истории развития поднятия Северо-Западного Кавказа можно выделить два крупных этапа — собственно-геосинклинальный и орогенный. На собственно-геосинклинальном этапе завершилось формирование рифовой толщи верхнеюрских известняков (оксфорд — поздний титон) и происходили периодические поднятия и опускания, обусловившие накопление нижнемеловых, верхнемеловых и среднеэоценовых отложений, трансгрессивно лежащих на додстилающие толщи. По данным Ю. Н. Пастушенко (7) с этим этапом связаны древние карстовые полости в верхнеюрских известняках, образовавшиеся в регрессивные фазы и выполненные осадками верхнего баррема, нижнего альба и турона. Описанные Ю. Н. Пастушенко формы, вероятно, относятся к приповерхностным карстовым образованиям, так как общий островной характер суши, незначительная ее приподнятость и слабая дислоцированность не могли способствовать развитию глубинных карстовых форм. Следует учитывать и возможность находок в карстовых полостях заполнителя с переотложенной фауной.

На рубеже эоцена — олигоцена на территории района произошли крупные поднятия (пиренейская фаза альпийской складчатости). Он больше не покрывался морем. Начался орогенный этап его развития. На ранне-орогенной стадии (олигоцен — средний сармат) происходит интенсивное складкообразование, в результате которого сперва формируется антиклинальное поднятие Алек-Кацирха, а затем происходит усложнение его структуры при формировании Воронцовского надвига. Верхнеюрские карбонатные отложения были перекрыты некарстующейся толщей мергелей. Развитию карста не способ-

ствовала и незначительная приподнятость островной или полуостровной суши.

Позднеорогенная стадия развития района охватывает около 10 миллионов лет. Ее первая фаза (поздний сармат — средний плиоцен) ознаменовалась сперва резким, а затем замедленным воздыманием горного сооружения, в результате которого район был приподнят на высоту 1—1,5 км. На этой фазе сформировалась поверхность выравнивания на высоте 800—1000 м началось закарстование отдельных приподнятых карбонатных блоков. Возможно, именно к этому периоду относится заложение древних каналов, вскрытых галле-реями шахты Географическая. Так как аллохтон Воронцовского надвига еще не был срезан денудацией, активное развитие закарстования на всей площади района в это время вряд ли возможно.

Вторая и третья фазы позднеорогенной стадии, продолжительностью 2,5 млн лет, охватывают поздний плиоцен — антропоген. В позднем плиоцене происходит некоторое опускание южного крыла С. З. Кавказа по системе разломов, а в антропогене — дифференцированные вертикальные движения, подчеркивающие блоковый характер строения района. Это время знаменуется общим похолоданием, которое приводит к формированию в горах Кавказа двух полупокровных и трех горно-долинных оледенений. Вероятно, именно в позднем плиоцене произошло формирование Алекского эрозионно-тектонического окна в аллохтоне Воронцовского надвига и возникли условия, благоприятные для заложения коррозионно-эрозионных полостей. Их развитие активно продолжалось и в антропогене. Этому способствовали специфические климатические условия района, хотя и не испытавшего оледенения, но находящегося в перигляциальной зоне. Происходит интенсивное врезание рек, формируются долины З. и В. Хосты, Аца, что способствует снижению базиса карстования и углублению карстовых полостей. Колебания климата в антропогене находят отражение в описанном выше чередовании этапов их промыва и заполнения.

Намеченная схема формирования карстовых полостей района может рассматриваться только как предварительная и должна быть уточнена после проведения специальных морфологических, палеозоологических и археологических исследований.

Изучение карстовых полостей хребта Алек имеет не только карстологоспелеологическое, но и прикладное гидрогеологическое значение. Район работ располагается в контурной области питания месторождения мацестинских минеральных вод и в гидрогеологическом отношении изучен совершенно недостаточно. Об этом свидетельствуют две следующие выдержки из недавно опубликованной работы В. М. Куканова (5). На странице 53 он пишет: «... пресные воды повсеместно н а с ы щ а ю т (разрядка наша, В. Д.) толщу меловых и верхнеюрских карбонатных пород, залегающих выше уровня моря. В первую очередь это относится к областям питания». На странице 54 указывается: «В контурной области питания подземные пресные воды циркулируют в юрской и меловой известняковых толщах по гидравлически изолированным карстовым ходам и поэтому не образуют единой гидродинамической системы

с общей водной поверхностью» . . .

Карстологические исследования на хребте Алек показали, что, очевидно, более справедливо второе положение. Коррозионно-эрозионные шахты района представляют собой верхние звенья сложных водонапорных систем. Есть все основания предполагать, что детальное изучение этих систем с применением комплексных спелеологических и классических гидрогеологических методов, позволит уточнить пока неясные в деталях пути движения и разгрузки трещинно-карстовых вод верхнеюрской карбонатной толщи и их связи с месторождением мацестинских сероводородных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. О роли испарения в водном балансе Горного Крыма. Тр. УкрНИГМИ, в. 62, Гидрометеиздат, Л., 1966.
- Экзогенные факторы формирования глубинных карстовых полостей. Тезисы докладов УП пленума геоморфологической комиссии, ч.П, Киев, 1968.
- Методика расчета конденсации в трещинно-карстовых коллекторах. Бюлл. НТИ, серия гидрогеология и инженерная геология, № 6, М., 1969.
- КОЛОДЯЖНАЯ А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- КУКАНОВ В. М. Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. Изд-во «Наука», М., 1968.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд-во «Недра», М., 1968.
- ПАСТУШЕНКО Ю. Н. Погребенный карст верхнеюрских и меловых известняков Сочи-Адлерского района и его гидрогеологическое значение. М-лы к IV конференции мл. научных сотрудников и аспирантов Лаборатории гидрогеологических проблем., М., 1959.
- ХАИН В. Е., АФАНАСЬЕВ С. Л., БОРУКАЕВ Ч. Б., ЛОМИЗЕ М. Г., Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ, т. 3, Гостопотехиздат, М., 1962.
- ХАИН В. Е., МУРАТОВ В. М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. Сборник материалов КЮГЭ, в. 7, Гостопотехиздат, М., 1963.
- BÖGLI, A. The role of corrosion by Mixed Water in cave forming Problems of the speleological Research. Prague, 1965.

A MODEL FOR THE DEVELOPMENT OF SUBSURFACE DRAINAGE ROUTES ALONG BEDDING PLANES

Ralph O. Ewers

McMaster University – Department of Geography,
Hamilton, Ontario, Canada

A b s t r a c t. The model suggests that in the very common situation where bedding planes are the most important routes for groundwater movement the earliest openings produced by solution take the form of distributaries. These grow from the available input points as separate networks in response to a constantly changing flow-field. The model further suggests that the tributary systems which supply large springs are produced by the linking of the distributary networks. This can only occur in a stepwise fashion from the spring toward the headwaters as the networks pass from the low flow and high head conditions of phase I to the high flow and low head conditions of the second phase. A detailed comparison of the experimentally produced networks with naturally occurring networks may be found in Ewers (Op. Cit.).

INTRODUCTION

A series of laboratory solution experiments conducted by the author has produced tube networks in simulated bedding planes which closely resemble natural networks found in carbonate rocks. The growth of the laboratory networks has been carefully studied by direct observation and by flow-field analysis using electrical analogue techniques, (Ewers, 1972).

The model derived from these experiments and from field observations assumes that a bedding plane functions as a thin tabular resistance element containing a great number of small localized high and low resistance regions. It further assumes that solvents entering a bedding plane become saturated after moving a short distance, except where the dissolving process has already produced large openings. The latter assumption is supported by the work of Weyl (1958) and Wigley (1972).

The model is comprised of two discrete phases. The first describes a means by which solution-induced macroporosity may be initiated along bedding planes by through-flowing groundwater under laminar flow conditions. The second phase is one of selective enlargement of the network in a turbulent flow regime.

PHASE I

Channelization of The Flow

A pressure head of unsaturated water, applied at a point to a waterfilled simulated bedding plane having the characteristics assumed above, establishes a pressure field which bears a readily definable relationship to the discharge

region and other boundary conditions. The pressure head induces flow within the bedding plane which quickly becomes channelled into a set of radial distributary tubes by the inhomogeneities of the bedding surface and the solvent action of the incoming water.

The Principal Tube

After the initial channelization, the tube leading to the point of discharge by the shortest path grows most rapidly and at an increasing rate. Such a path follows the direction of steepest piezometric gradient as shown by the pressure fields in fig. 1. The increasing rate of elongation exhibited by the tube is a function of its increasing length which reduces the resistance from its input to its point of discharge. At the same time the piezometric gradient in the virgin bedding plane through which it discharges, is increased. For the purpose of this discussion the tube following this course will be called the principal tube.

The Secondary Tubes

The remaining or secondary tubes (fig. 1 B), show lower initial rates of development due to their longer discharge routes and proportionally higher discharge resistance. The growth of the principal tube distorts the flow-field in such a way as to decrease the gradient and increase the flow path length of the secondary tubes. As a result of this reduced gradient and concomitant reduced discharge capability, the growth rate of these tubes is reduced. Each increment of growth of the principal tube, including its subsidiary branches, further reduces the discharge potential of the secondary tubes, leading eventually to their stagnation.

Subsidiary branches which occur along the principal tube take on the character of secondary tubes, and by the process outlined above they too eventually stagnate. Interconnections between the inactive secondary tubes which provide paths parallel to the principal path also enlarge as their role shifts from one of lateral development of the network to one of parallel supply routes for the developing frontiers of the network downstream (fig. 1 D). This change of function destroys in part the dendritic aspects of the network and increases its anastomose character. The enlargement of the principal tube and the tubes parallel to it is the beginning of a process of gradual engulfment of the secondaries. This process can become nearly complete during the second phase of development.

In this way the tube network is propagated across the bedding plane in a narrow, nearly straight band closely following the dip of the original piezometric slope. Deviations from a straight course occur only in response to inhomogeneities affecting the bedding plane permeability. The final result is a network closely resembling the "anastomotic bands" described by Ford (1971).

PHASE II

The second phase of development is initiated when the bedding plane is breached by the tube network. This removes the last of the high resistance parting from the flow path and abruptly establishes a low resistance path from the source to the resurgence, greatly reducing the pressure head. With the total resistance reduced by several orders of magnitude, small differences in flow resistance between alternate paths in the network become a significant fraction of the total resistance and will consequently have greatly increased effects. The principal tube, because of its tendency to be larger and straighter than other elements of the network has the lowest resistance and is the path to which phase II development is usually restricted in the solution experiments.

During a short space of time following the initial breaching, rapid enlargement of the principal tube occurs in its lower reaches. This enlargement is in response to the greatly increased discharge capacity of the system as a whole and the higher solvent velocities and turbulence in the narrower tubes of the younger portion of the network. This quickly brings the cross-section of this part of the tube into equilibrium with the solvent supply or the capacity of the upper reaches of the network which ever is smaller.

Multiple Network Systems

When several networks are developing simultaneously in a single bedding plane under phase I conditions their discharge streams remain separate. Consequently they cannot join to form a tributary system while phase I conditions apply.

The network with the greatest discharge (the dominant network) will grow most rapidly and by so doing will further augment its discharge and growth. This rapid development of the dominant network reduces the discharge of neighboring networks in much the same way that the primary tube restricts the discharge and growth of secondaries. The subordinate networks stagnate with the result that only the dominant network will connect to the point of ultimate discharge. When it accomplishes this its head abruptly drops and the reduced pressure in its vicinity reactivates and attracts the growth of the subordinate networks.

REFERENCES

- EWERS, R. O. (1972). A model for the development of subsurface drainage routes along bedding planes, Unpublished Ms. thesis, The University of Cincinnati, 84 pp.
- FORD, D. C. (1971). Geologic structure and a new explanation of limestone genesis, *Trans. Cave Research Group of Great Britain*, 13(2): 81–94.
- WEYL, P. K. (1958). The solution kinetics of calcite, *Jnl. of Geol.*, 58: 163–176.
- WIGLEY, T. M. L. (1972). Solution of pipes by turbulent fluids, *Caves and Karst*, 13(6): 50.

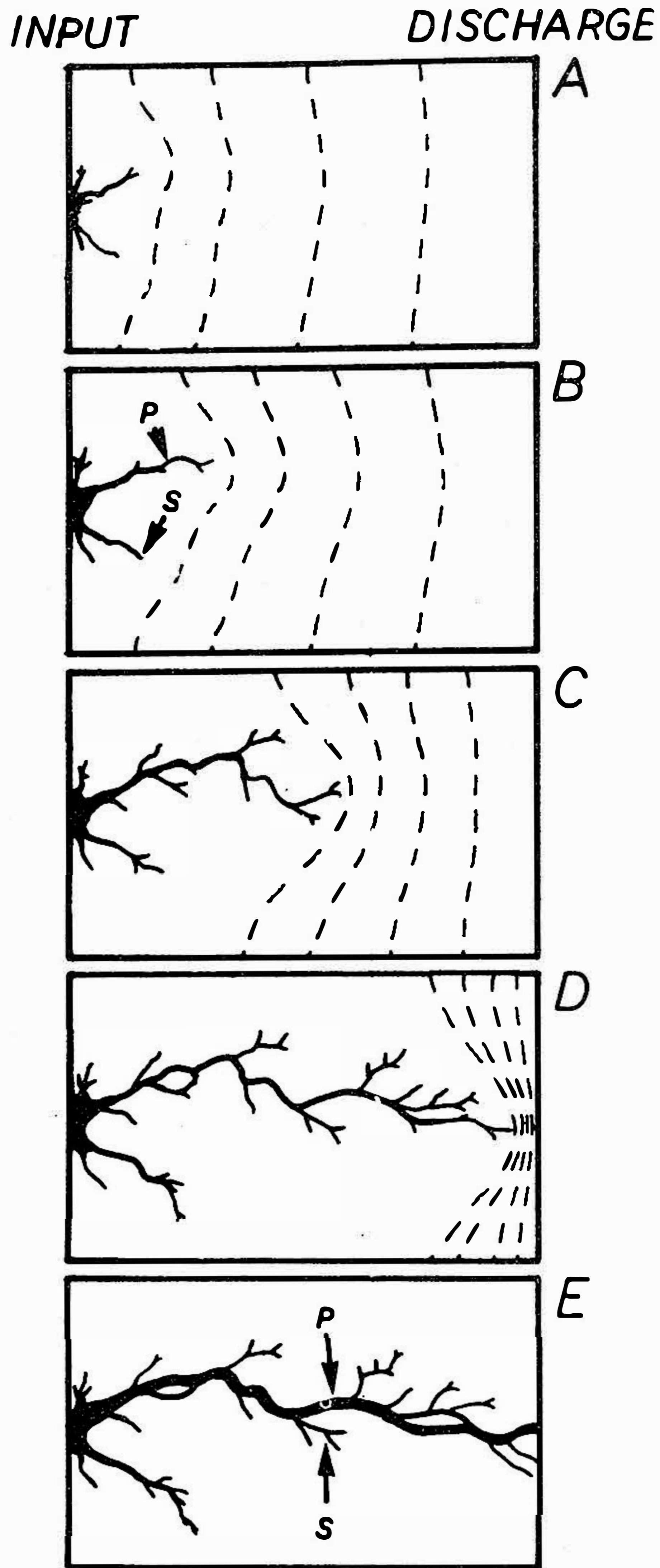


Fig. 1. Drawings taken from time-lapse photographs of solution experiment number 62. The growth of the principal tube (P) and the secondary tubes (S) can be seen. The dashed lines represent equipotential lines within the surrounding flow field. Phase II began shortly after photograph D was taken.

DEVELOPMENT OF THE PRINCIPAL TYPES OF SOLUTION CAVES IN LIMESTONE

Derek C. Ford

Department of Geography,
McMaster University,
Hamilton, Ontario.
Canada

This theory of cavern genesis reconciles the older (and opposed) theories of vadose development, deep phreatic development or development along a watertable by indicating that each will be true where the controlling circumstances are right for it. The most important of these controlling circumstances are the structural attitude of the rock beds and the geographical relationship between structural trends and the location of sink and springs, the frequency of penetrable bedding planes, joints and faults, and the frequency and geometry of their interconnection.

The principal contentions are as follows:

1. There is no general case of limestone cavern development which can be so precisely defined as older theories would have it. Rather, there are three common cases: the predominantly vadose cave, the deep phreatic cave and the watertable-type cave. There is also one special case — the true artesian cave.

2. The type or types of common cave which will develop in a system are governed by the frequency of fissures significantly penetrated by groundwater and the geometric proportionality of this fissure network; i. e., the bedding plane to joint ratio. These characteristics are combined in the hydrologist's conception of hydraulic conductivity. The higher the value of hydraulic conductivity, the more likely is the watertable-type of cave, (and, often, the vadose cave) to develop.

3. In a given limestone mass, hydraulic conductivity may vary from place to place, creating different proportions of the common cave types in different systems. In a given limestone mass, hydraulic conductivity will normally increase with the passage of time after onset of karstification. Hydraulic conductivity differs from region to region.

4. A predominantly vadose cave can develop where sufficient streams collect above sink points and where there is sufficient relief between sink and spring. The maximum extant hydraulic gradients that I have recorded in alpine, (very high relief) systems in limestone are around 1:12, (In interbedded limestones and dolomites, gradients are steepened to as much as 1:8 in one instance). Therefore, where the straightline gradient between a sink point and a spring is steeper than about 1:12 it may be predicted that drawdown of the piezometric

surface during the early phase of route competition will create a vadose zone ready for expansion. Very often, this will be true where the gradient is gentler than 1:12. It depends upon the value of the hydraulic conductivity.

5. Deep phreatic caves attain their optimum development in steeply dipping rocks because continuous bedding planes may guide water to great depths. Watertable caves are particularly common in flat-lying rocks because deep penetration is inhibited by the presence of shallow, opened bedding planes which are continuous to spring positions. Lithologic perching of cave conduits is most effective in flat-lying rocks.

6. Before any caves have begun to develop, few limestones have such a high density of fissuration that all runoff can be absorbed at a time. Seasonally or permanently, the fissures are filled; i. e., the watertable is at the surface. Where a watertable or piezometric surface is established at depth in rock from the very inception of karstification it is predicted that fissure frequency will be so high that the watertable type of cavern will develop.

7. Where the ratio of penetrable bedding plane length to joint length is large, the fundamental building blocks of caves are linear anastomotic bands in gently dipping rocks, ($< 5^\circ$), and single tubes oriented down dip in steeply dipping rocks. Strike-oriented passages may develop subsequently. Caves which are guided predominantly by joints, (excluding the artesian special case), are associated with high values of hydraulic conductivity at inception.

CAVES AND KARST IN BERMUDA

Gerald Glenn Forney

Department of Geophysical Sciences,
University of Chicago,
Chicago, USA

A b s t r a c t. Bermuda is formed of eolianitic calcarenite and marine biocalcarenites that extend up to 80 m above sealevel and down to about —50 m below the sea. These limestones were formed during interglacial high stands of sealevel, while red soils developed during glacial eustatic lows. The limestones and soils rest on a beveled volcanic pedestal of Lower Tertiary age. For over a century, geologists have debated the karstic or constructional origin of Bermuda's topography. Recent studies of the island's geology and the recognition of syngenetic karst in Australia may lead to a fuller understanding of Bermuda's non-karstic closed depressions.

Twenty caves are known in Bermuda and ten others have been destroyed or were not relocated. The caves have wave-cut or artificially enlarged entrances rather than large natural openings. Although the cave entrances may be as much as 25 m above sealevel, almost all of the caves extend below sealevel to reported depths of as much as —27 m. Few of the cave passages are linear and most seem to be inclined fissure passages that have formed above large collapse domes.

The caves have numerous small stalactites and a few very large stalagmites that have been drowned by rising sealevel. An experiment in Admiral's Cave between 1819 and 1863 was one of the early attempts to estimate rates of speleothem growth. Bones of extinct semi-flightless birds and skeletons of the nearly extinct Bermuda petrel, *Pterodroma cahow* (Nichols and Mowbray) have been found in the caves. Other fossils found in Bermuda caves include species of *Poecilozonites*, a landsnail of local stratigraphic importance.

Bermuda is one of the most isolated islands in the world since it is located nearly 1,000 km from the nearest land. Although the land area of Bermuda is only 50 km², there are more than 52,000 inhabitants. The island is surrounded by a shallow bank, so if sealevel were to fall 20 m, the land area of Bermuda would triple to 150 km².

Bermuda is mantled by cemented eolianitic and marine calcareous sand. The calcarenite is composed of fragments of shells, foraminifera and calcareous algae and the rock forms cemented dunes that rise to 80 m above sealevel. Water wells that have been drilled in the calcarenite indicate that it extends to about 50 m below the sea. The calcarenite rests on weathered volcanic debris which, in turn, overlies basalts that have been dated as Middle Eocene to Middle Oligocene using the Potassium-Argon method (Gees, 1969, p. 56).

Caves on the island of Bermuda were first noted by the explorer John Smith in 1624 and several were examined in search of fresh water. Mr. C. H. Iliff and the writer have been studying the history and geologic aspects of the Bermudian caves since 1971. In all, about 20 caves have been relocated using older literature (see fig. 1) and 10 other caves seem to have been destroyed or could not be

found. The only fieldwork has been several brief visits and none of the caves have been mapped. Therefore, this paper will discuss possibilities that are being examined rather than list conclusions about speleogenesis.

Several caves were blasted open and destroyed during the construction of the Imperial Dockyard (Ireland Island) which began in 1809. One of the officers connected with the work noted that caves on Ireland Island and elsewhere in Bermuda contained stalagmites that were submerged under several m of water (Nelson, 1840, p. 113). He did not realise that sealevel change had flooded the caves, but instead suggested that evaporation was not a factor in speleothem growth.

Shortly thereafter, Williams (1848, p. 154) suggested that drowned caves meant that the land in Bermuda had been depressed relative to the sea. He also proposed that Harrington Sound which is nearly a km across, had been formed by extensive subsidence of the land. Since then, drowned caves have been commonly cited as a reason for believing that recent sealevel change has taken place in Bermuda. After the publication of Darwin's coral reef hypothesis, other geologists (Thomson, 1877) attributed the sealevel change to sinking of the volcanic pedestal that Bermuda rested on.

In 1819, Admiral David Milne removed a large stalagmite from the Admiral's Cave and brought it to a museum in Edinburgh, Scotland. The Admiral's son returned 44 years later and found that 5 in³ (33.3 cm³) of stalagmitic material had been deposited during the intervening years (Milne-Home, 1866, p. 426). He suggested that if the rate of deposition had remained constant, the large stalagmite was about 600,000 years old. This was one of the early attempts to estimate the age of speleothems using rates of deposition.

Most of the well-known caves in Bermuda were discovered during the first decade of this century. Today, only Crystal Cave (see fig. 2) and Leamington Cave are open to the public, but all of the caves between Harrington Sound and Castle Harbour show improvements such as walkways and poured concrete. In March of 1905, a young boy Carl Gibbon discovered the entrance to Crystal Cave while playing with a friend (Paine, 1911, p. 447). In May of 1907, Gibbon showed the new cave to a biologist, Louis Mowbray, who collected various mammal and bird bones (Schufeldt, 1916, p. 628). The owner of Crystal Cave dug an artificial entrance and opened the cave to the public in 1908. In the early part of 1907, the owner of an adjoining parcel of land noticed a draft coming from a hole in the ground and asked Carl Gibbon to investigate. Gibbon found Wonderland Cave which was developed and opened to the public intermittently until World War II. On November 26, 1909, a Mr. Anderson who lived near the other two caves noticed a hole in the ground on his property and sent for Gibbon. They expanded a hole and found Leamington Cave which is still open to the public with lights and trails.

The caves between Harrington Sound and Castle Harbour and the other caves in Bermuda tend to be less than 200 m long. Most of them have strong vertical relief with entrances at about 30 m above sealevel. Wonderland Cave

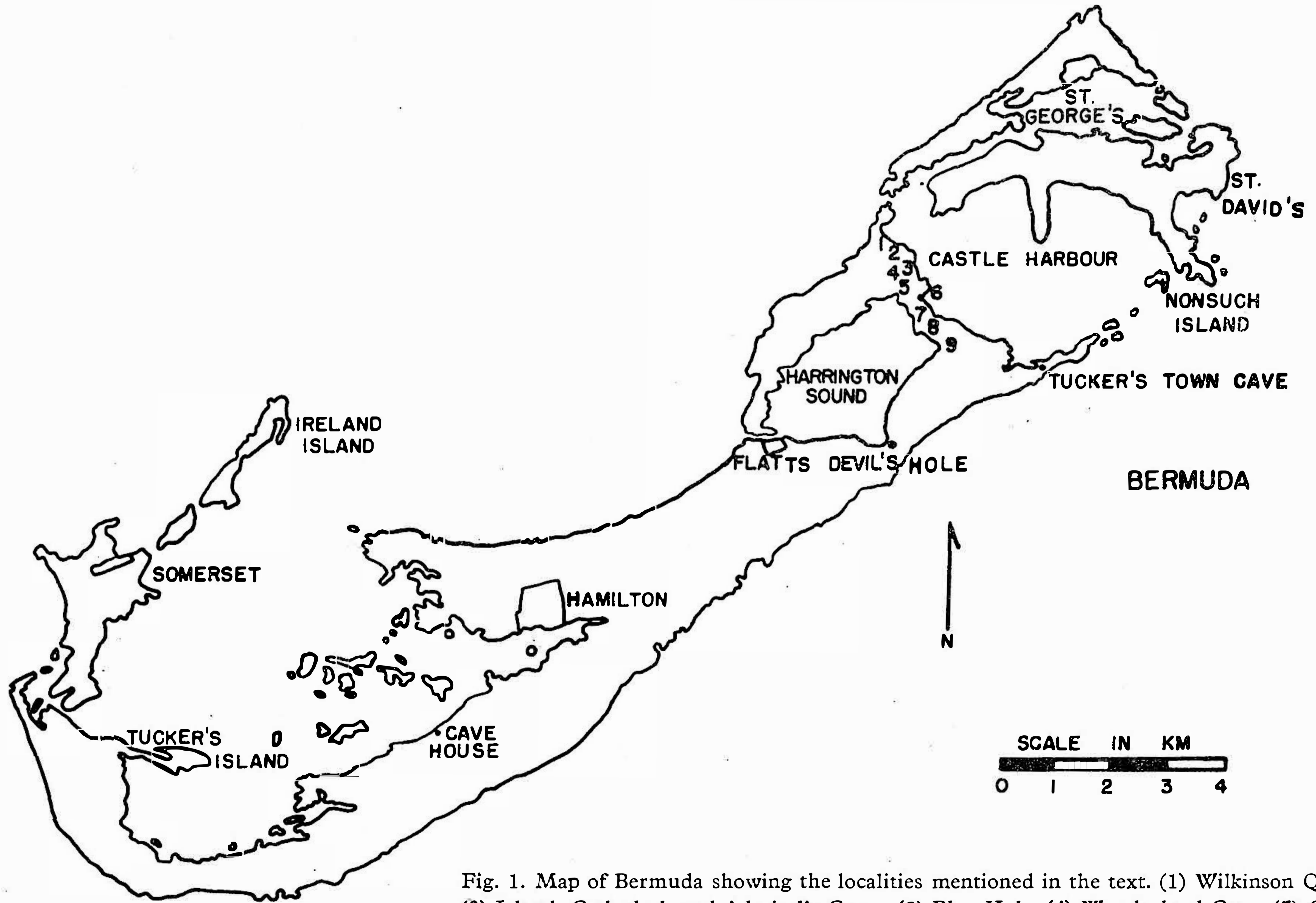


Fig. 1. Map of Bermuda showing the localities mentioned in the text. (1) Wilkinson Quarry, (2) Island, Cathedral, and Admiral's Caves, (3) Blue Hole, (4) Wonderland Cave, (5) Crystal Cave, (6) Walsingham Cave, (7) Leamington Cave, (8) Government Quarry, (9) Shark Hole.

and Admiral's Cave are merely fractures that extend down to sealevel (Bretz, 1960, p. 1743), while the other caves show more signs of solution. The lower part of Crystal Cave has a pontoon bridge (fig. 2) on a tidal pool that extends across the water for about 60 m. The ceiling above the pool is two or three m high and well-decorated with stalactites. The water in the pool has been explored by divers to 27 m and stalagmites have been found drowned at depths of 10 to 20 m (Bretz, 1960, p. 1743).

The early 1900's were also the period of the first modern studies of the geology of Bermuda. Verill (1907, 1908) established the first stratigraphic column in Bermuda and also visited Tucker's Island Cave, Peniston's Cave, the Walsingham Cave and others during the course of his studies. However, Verill suggested that the various deposits of calcarenite formed as the volcano subsided, while Sayles (1930) was the first to correlate the deposits with glacially controlled eustatic change.

Swinnerton examined Crystal, Wonderland, Leamington, Admiral's and Bassett's Caves and suggested that the caves of Bermuda were formed by water descending along joints under vadose conditions (1929, p. 82). He also proposed that Harrington Sound and Castle Harbour were not giant sinkholes, but were merely low areas between the cemented dunes. He recognised that Bermuda had two distinct types of depressions which today would be called karstic and non-karstic or constructional (1929, p. 81).

Bretz revived older ideas about Bermuda's topography by suggesting that the bays, sounds, and harbours in Bermuda were "huge solutional depressions" (1960, p. 1730). The caves of Bermuda were "isolated portions of formerly extensive systems" so that the island could be described as a "partially drowned, late mature", karst. Bretz suggested that the caves were formed under phreatic conditions so that at some time in the past Bermuda had a large body of fresh groundwater. Some of the physical evidence cited from the caves included blind solutional pockets and nearly horizontal passages. The present climatic conditions seemed to be only depositing calcium carbonate in the vadose zone, so assuming the climate was not changed dramatically, the caves had to be formed under a different depth of groundwater.

More recently, geologists studying Bermuda have again chosen to emphasize the constructional rather than karstic origin of Bermuda's topography. Land, Mackenzie and Gould (1967, p. 999) agreed with the earlier suggestion that the Walsingham area between Castel Harbour and Harrington Sound was the only possible well-developed karst area in Bermuda. They used modern sedimentological techniques to develop evidence that the calcarenites were produced during interglacial periods and the red soils were formed in glacial times. Dating of the calcarenites using radioisotopes indicated that there was not sufficient time for more than a m or so of erosion. This meant that the rock was too young to produce a "mature karst" or make the red soils in a true terra rossa fashion. They also pointed out that Neumann's (1965) map of the Harrington Sound shows a line of submerged dunes on the floor of the bay which suggests

that the sound is constructional rather than karstic. Land, Mackenzie and Gould (1967, p. 1002) also suggested that the Bermudian caves could have been produced by groundwater traveling along bedding planes. On the surface, many solution channels show a lining or armoring produced by alternating solution and deposition. The caves could have been produced in a similar fashion without extreme variation in climatic or groundwater conditions.

Jennings (1968) described a "syngenetic" karst landscape in eolian calcarenites in the southwestern part of south Australia. Rainwater and calcium carbonate reacted to produce karst landforms even as the calcareous sand was being cemented. The descriptions of these landforms in Australia may contribute to a better understanding of the Bermudian landscapes. The caves in the Australian calcarenites show a great deal of collapse, but few signs of solution. Two main types of passages are seen in the caves (Jennings, 1968, p. 88). One type, the linear passage generally develops in the contact between the calcarenite and an insoluble basement rock such as granite. Few of the passages in Bermuda show great linearity, perhaps because the basement rock is so far below sealevel. The second Australian passage type, the inclined fissure is very common in Bermuda. Such a passage is produced along the margins of a circular collapse dome and the only explorable passages are along the margins of the dome.

It has also been suggested that the strike of eolian crossbedding controls the direction of passage development in the Australian caves (Jennings, 1968, p. 94). Mackenzie (1960, p. 60) indicates that in Bermuda, the dune crossbedding in the area between Castle Harbour and Harrington Sound generally dips towards the east. The caves concentrated in this area tend to have a north south passage orientation which could be produced by such crossbedding. However, this hypothesis needs to be examined more thoroughly in the Bermudian caves.

Other trends in passage shape and direction are difficult to examine because none of the caves in Bermuda have been mapped. However, the 30 m or so vertical relief along with the few signs of solutional activity suggest that most of the caves are of the "inclined fissure" variety.

Collapse sinks are not common in the syngenetic karst in west Australia (Jennings, 1968, p. 75) when compared with the primary closed depressions. Although, in Bermuda, the large bays and sounds are not really karstic, they may have been expanded slightly by solution. There are also many smaller depressions in Bermuda that are collapse or solution sinks. The Devil's Hole along the shores of Harrington Sound is probably the best-known sinkhole in Bermuda. The hole was walled in by its owner Mr. Trott in 1830 and opened to the public in 1842 (Zuill, 1946, p. 175). The Devil's Hole is a collapse doline that is nearly circular and about 10 m in diameter. The sinkhole is filled with saltwater to about 6 m below the lip and the water is less than 10 m deep below which sediment extends to an unknown depth. There is an underwater connection with Harrington Sound and the Devil's Hole has been stocked with

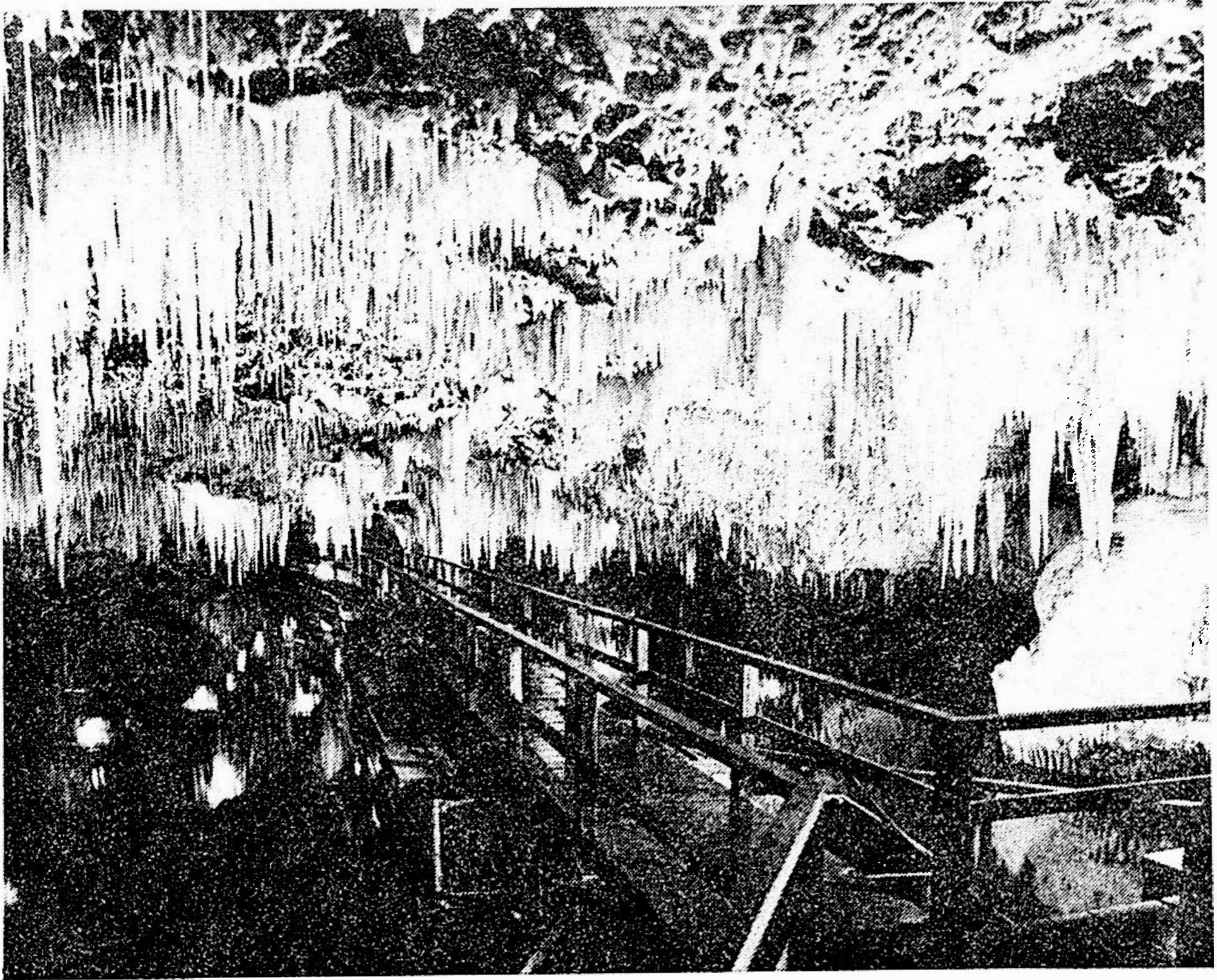


Fig. 2. Pontoon bridge in Crystal Cave, Bermuda. The tidal pool contains large stalagmites that have been drowned by rising sealevel and divers have explored the pool to depths of -27 m.

various marine animals.

The Walsingham Pond is another probable sinkhole formed by collapse and solution which is about 60 m in diameter. Other small sinkholes are found near Walsingham and along the northern shore of the island, but all of them are shallow and nearly filled with saltwater and sediment. It is impossible to ascertain their true depth without coring. The sinkholes like the caves are concentrated in "Tom Moore's Jungle", the Walsingham area between Harrington Sound and Castle Harbour.

New caves are regularly found during the course of construction activities throughout Bermuda. Usually the caves are destroyed, but at least one Bermuda resident, the owner of "Cave House" has a cave entrance in his basement. There are two active quarries in the Bermudian calcarenite and occasionally new caves are encountered. The Wilkinson Quarry, which is privately owned, contained a cave that was mentioned by Bretz (1960, p. 1734) and Gross (1964, p. 181), but the cave has since been destroyed. The bird bones found in the Wilkinson Quarry Cave included a rail, a semiflightless duck, a flightless crane, and a cahow or Bermuda petrel (Wetmore, 1960).

The cahow (*Pterodroma cahow* Nichols and Mowbray) was hunted in large numbers by early settlers and thought to be extinct. However

living cahows were recently discovered on Nosuch Island (see Figure 1) in Castle Harbour, where, although protected, they lead a precarious existence (Wingate, 1960, p. 146). The bones of the cahow were first collected by Louis Mowbray in Crystal Cave in 1907, but subsequently remains of the petrel have been found in other caves and in sand deposits.

Since 1960, additional excavations in the Government Quarry have opened caves with the bones of other nearly flightless birds. These bones are being studied by Dr. Pierce Brodkorp of the University of Florida. Several of these newly found caves are exceptional in that they show very few signs of collapse. The bird bones were highly disarticulated suggesting that they had been washed in from the surface. There are no cave-dwelling bats in Bermuda, but one of the caves contained the skeleton of a bat (*L a s i u r u s*) that must have wandered in from the surface accidentally.

Although Bermuda is often used as a textbook example of a "drowned karst", there are many better examples along the coast of Greece, Florida and many other places. Bermuda is not a well-developed karst area, but instead the landscapes were formed in predominantly eolian limestones and in part through "syngenetic" processes. Bermuda may also illustrate the tendency of some speleologists to let imagination run ahead of line and level. Some of the dramatically conflicting opinions on how Bermuda's caves formed could probably have been avoided if the caves had been carefully mapped. Caves and karst in eolian calcarenites are probably more common than has been suspected. They are certainly not confined to Bermuda and Australia. For example, the Bahama Islands have a land area of 11,340 km² that is almost completely covered by eolian calcarenite (Illing, 1954) and there have not been any studies of caves and karst in the Bahamas.

C. G. FORNEY

LES CAVERNES ET LES KARSTS EN BERMUDA

Résumé

Bermuda s'est formée de roches calcarenites et éolienitiques et de roches biocalcarenes marins qui s'étendent jusqu'à quatre vingts mètres au-dessus du niveau de la mer et au moins de cinquante mètres au-dessous du niveau de la mer. Ces dépôts de carbonate de chaux se sont formés durant l'époque interglaciale quand le niveau de la mer était haut tandis que les argiles rouges se sont développés pendant l'époque glaciaire quand le niveau de la mer était bas dans tout le monde. Les dépôts de carbonate de chaux et les argiles se trouvent sur un piédestal volcanique en biais du Bas siècle tertiaire. Pendant plus d'un siècle les géologues ont discuté le commencement karstique ou constructional de la topographie de Bermuda. Récemment les études de la géologie de l'île et la reconnaissance des karsts syngénétiques en Australie peuvent mener à un meilleur entendement des affaissements non-karstiques et fermées de Bermuda.

Il y a vingt cavernes en Bermuda et plus de dix cavernes ont été détruites ou ne furent pas trouvées. Les cavernes ont des entrées qui ont été agrandies artificiellement plutôt de grandes ouvertures naturelles. Bien que les entrées des cavernes peuvent avoir vingt-cinq mètres au-dessus du niveau de la mer, presque toutes les cavernes s'étendent jusqu'à vingt-sept mètres au-dessous du niveau de la mer. Peu d'entrées des cavernes sont linéaires et beaucoup semblent être des entrées aux fissures inclinées qui se sont formées au-dessus de grands dômes affaissés.

Les cavernes ont beaucoup de petites stalactites et très peu de grandes stalagmites qui ont été noyées par une élévation du niveau de la mer. Une étude dans la caverne Admiral pendant l'année 1819 et l'année 1863 fut l'un des premiers essais pour estimer l'agrandissement concret. Dans les cavernes on a trouvé des ossements d'oiseaux qui ne peuvent pas voler et qui n'existent plus et des squelettes du petrel de Bermuda, *Pterodroma cahow* (Nichols et Mowbray) qui est presque éteint. On a trouvé aussi dans les cavernes de Bermuda d'autres fossiles comme les espèces de *Poecilozonites*, un limaçon d'importance dans la stratigraphie locale.

RÉFÉRENCES

- BRETZ, J. H. Bermuda: a partially drowned, late mature Pleistocene karst. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 71, p. 1729 – 1754, 1960.
- GEES, R. A. The age of the Bermuda sea mount. *Maritime Sediments*, v. 5, p. 56 – 57, 1969.
- GROSS, M. G. Variations in the O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands. *Journal of Geology*, v. 72, p. 170 – 194, 1964.
- ILLING, L. V. Bahaman calcareous sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 38, p. 1 – 95, 1954.
- JENNINGS, J. N. Syngenetic karst in Australia, p. 41 – 110 in Williams, P. W. and Jennings, J. N., *Contributions to the study of karst*, Australian National University, Department of Geography, Publication G-5, 110 p., 1968.
- LAND, L. S., MACKENZIE, F. T., and GOULD, S. J. Pleistocene history of Bermuda. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 78, p. 993 – 1006, 1967.
- MACKENZIE, F. T. Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds. *Sedimentology*, v. 3, p. 52 – 64, 1964.
- MILNE-HOME, D. Notice of a large calcareous stalagmite brought from the island of Bermuda in the year 1819, and now in the college of Edinburgh. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, v. 5, p. 423 – 428, 1866.
- NELSON, R. J. On the geology of the Bermudas. *Transactions of the Geological Society of London*, s. 2, v. 5, p. 103 – 123, 1840.

- NEUMANN, A. C. (1965). Processes of recent carbonate sedimentation in Harrington Sound, Bermuda. *Bulletin of Marine Science*, v. 15, p. 987—1035, 1965.
- PAINE, A. B. (1911). The boy cave-finder of Bermuda. *St. Nicholas Magazine*, v. 38, p. 447 to 451, 1911.
- SAYLES, R. W. Bermuda during the ice age. *Proceedings of the American Academy of Arts and Science*, v. 66, p. 381—467, 1931.
- SHUFELDT, R. W.: The bird caves of the Bermudas and their former inhabitants. *Ibis*, s. 10, v. 4, p. 623—635.
- SWINNERTON, A. C. Caves of Bermuda. *Geological Magazine*, v. 66, p. 79—84, 1929.
- THOMSON, C. W. The voyage of the "Challenger". The Atlantic. Macmillan, London. 527 p., 1877.
- VERILL, A. E. The Bermuda Island, Part IV: Geology and Paleontology. *Connecticut Academy of Arts and Science, Transactions*, v. 12, p. 45—348. 1897.
- The caverns of Bermuda. *Tropical and Sub-Tropical America*. v. 1, p. 107—111, 1908.
- WETMORE, A. Pleistocene birds in Bermuda. *Smithsonian Miscellaneous Collection*, Publication 4423, v. 140, p. 1—11, 1960.
- WILLIAMS, W. F. Account of the Bermudas. Newby, London, 346 p., 1848.
- WINGATE, D. B. Cahow, living legend of Bermuda. *Canadian Audobon*, v. 22, p. 145—149, 1960.
- ZUILL, W. Bermuda journey: a leisurely guidebook. Coward-McCann, New York, 426 p., 1946.

ZUR DATIERUNG VON VERSTURZEREIGNISSEN

Herbert W. Franke

Puppling, Bundesrepublik Deutschland

Mebus A. Geyh

Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung Hannover, Bundesrepublik
Deutschland

1. PROBLEMSTELLUNG

An den Elementen, die das Erscheinungsbild der Höhlen prägen, haben Versturzungprozesse einen wesentlichen Anteil. Dem Zusammenwirken von Deckenverwürstungen und abtragendem Wasser schreibt man die Entstehung großer Höhlenräume zu. Durch Einsturz können Höhlen aber auch ganz oder teilweise zerstört oder verschlossen werden. Als Folge sind oft grundlegende Änderungen zu verzeichnen, die ihrerseits wieder Auswirkungen auf die Weiterentwicklung der Höhlen haben können. Damit rückt die Genese von Versturzungprozessen und speziell auch deren Datierung ins Blickfeld der Speläologie.

Als Ursachen für Einstürze nimmt man die durch die Höhlenbildung selbst hervorgerufenen Störungen in der Statik der Gesteinsschichten an. Von einer bestimmten Größe des Höhlenraumes an kann die Decke den Gebirgsdruck nicht mehr widerstehen und bricht ein. Es ist allerdings zu vermuten, daß, bei dem sehr langsamen Übergang in den Ungleichgewichtszustand, sekundäre auslösende Erscheinungen die Verwürstungen einleiten. Als solche kommen u. a. Erderschütterungen und Erdbeben infrage. Folglich könnte die Datierung von Verwürstungen für die Paläoseismik interessant werden. In diesem Fall wären auch schon Versturzungprozesse geringen Umfangs, die einzelne Deckenblöcke abgelöst oder Tropfsteine abgeschert haben, untersuchungswert. In einer Reihe von Höhlen findet man ohnehin einen großen Teil der Tropfsteine im verwürstetem Zustand vor, wobei sich mitunter mehrere Trümmerschichten unterscheiden lassen (Trimmel 1953). Solche Unterscheidungen werden durch die in letzter Zeit möglich gewordene Differenzierung von Tropfsteinformen noch erleichtert (Franke 1971).

Neben den Erdbeben in Höhlen gibt es noch weitere Ursachen für Versturzungprozesse. So können Deckenverwürstungen durch Frostsprengung verursacht werden. Bei Tropfsteinen mag die Umkristallisation zur Bildung von Springzonen führen und als deren Folge Verbruch eintreten. Die Abschwemmung und Unterspülung von sinterbedeckten Bodenschichten wird im Zusammenhang mit den häufig anzutreffenden „gestürzten Säulen“ gesehen (Gospodaric 1970).

2. ERDBEBEN UND VERSTURZPROZESSE

Eine neuere theoretische Arbeit über seismisch verursachte Bruchvorgänge an Tropfsteinen (Henne 1972), die sich auf die Abscherung zylindrischer Bodenzapfen bezieht, bietet Anlaß genug, sich mit dem Problem von Erdbeben und Versturzungprozessen näher zu befassen. Nach der Theorie berechnet sich die seismische Beanspruchungsgrenze von Kerzenzapfen aus

$$B=15-3 \log \left(\frac{H^2}{D} \right)$$

wobei B die kritische Bebenstärke in Mercalli-Grad, H ihre Höhen und D ihre Durchmesser in Metern sind. Durch ein Beben der Intensität 6 Grad würden beispielweise alle Stalagmiten von 10 cm Durchmesser und über 1,73 m Höhe und bei einem Beben von 9 Grad alle über 1,41 m abgeschert. Unversehrte wie umgebrochene zylindrische Bodenzapfen wären danach ideale Indikatoren für die Intensität seismischer Ereignisse. Während erstere anzeigen, daß alle während der Wachstumszeit der stehenden Stalagmiten aufgetretenen Beben eine kleinere Intensität als B gehabt haben sollten, ist dies bei den abgebrochenen gerade umgekehrt.

Nach dieser Theorie ermittelt sich die Stärke eines Bebens wie folgt:

1. Man berechnet aus den Maßen H und D der einzelnen Exemplare von verbrochenen Stalagmiten den höchsten B-Wert und wiederholt die Berechnungen

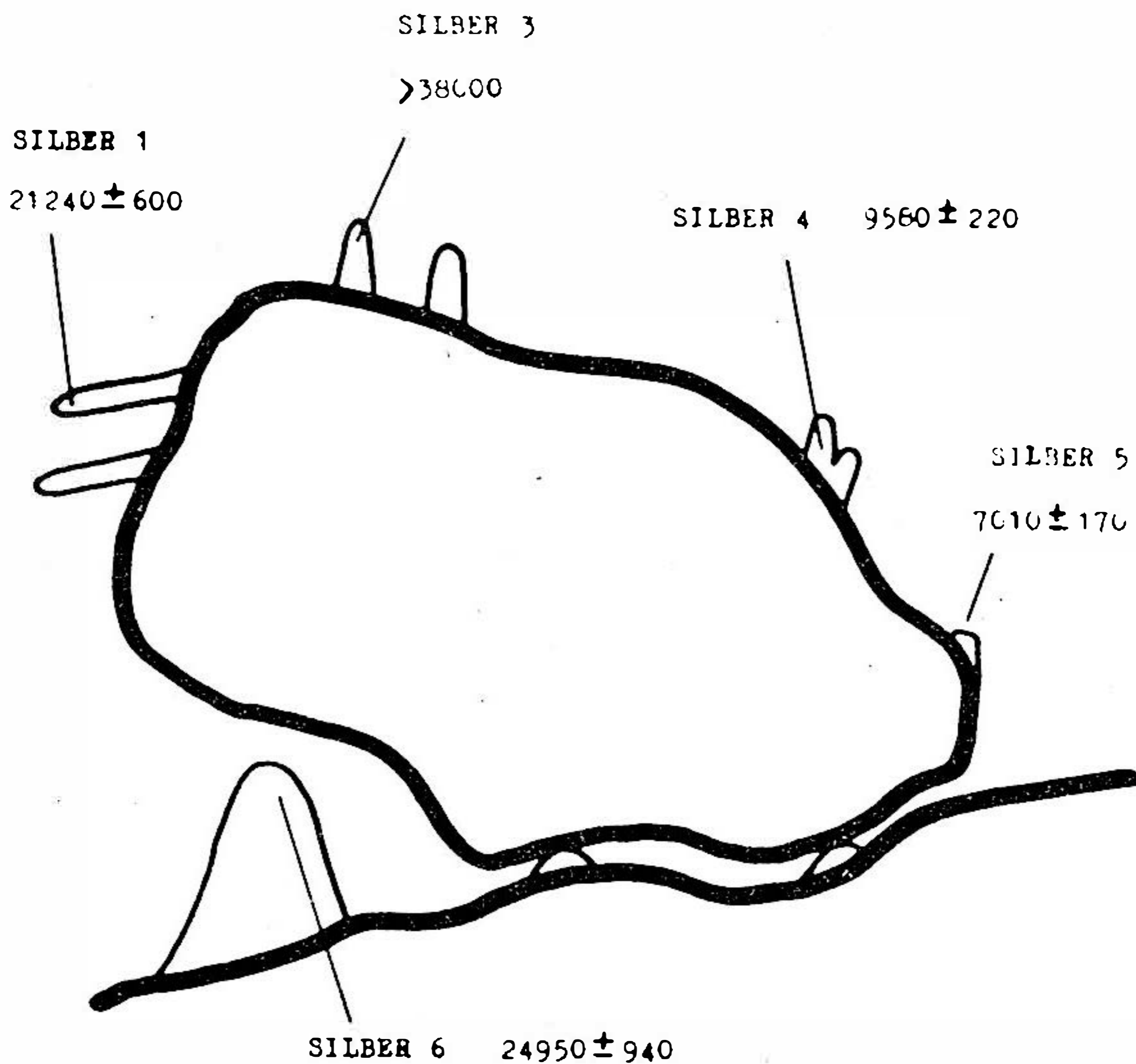
2. für die unverbrochenen Stalagmiten derselben Generation, wodurch man den niedrigsten B-Wert erhält.

Die gesuchte Bebenstärke sollte zwischen dem Maximalwert von 1. und dem Minimalwert von 2. liegen. Die Vorgangsweise bleibt dieselbe, wenn eine von vielen Beben betroffene Sintergeneration untersucht wird. Gelänge ein solcher Versuch, so wäre der zweite Schritt zu einem paläoseismischen Kalender die Datierung der Verstürze, die mit der ^{14}C -Methode bis etwa 40 000 Jahre v. h. möglich ist (Franke 1951). Schließlich sollte die mittlere Sturzrichtung einer abgebrochenen Sintergeneration auch die Lokalisierung des Bebenzentrums gestatten (Schillat 1965).

3. ^{14}C -DATIERUNGEN VON VERSTÜRZEN

Versturzungprozesse lassen sich u. U. durch die Radiokohlenstoff-Methode datieren. Beim Verbruch von Felsmaterial ist das der Fall, wenn beispielsweise Wachstumsvorgänge durch Verlagerung sowie Überdeckung der Ansatzstellen von Stalagmiten unterbrochen oder durch Drehung aus ihrer senkrechten Lage gestört und dann Tropfsteine auf dem Versturzungsmaterial neugebildet worden sind.

Silberhöhle bei Essing



¹⁴C-Modellalter in Jahren vor heute

versinterter Versturzblock, schematisch

Abb. 1. Situation der umgestürzten Säule im „Zaubergarten“ der Höhle von Postojna (Adelsberg), schematisch.

Zu Angaben über den Zeitpunkt des Versturzes kommt man, wenn die Spitzen der durch den Versturz im Wachstum unterbrochenen und die Sockelpartien der neu ansetzenden Tropfsteine datiert werden.

In Zusammenarbeit mit dem ¹⁴C- und ³H-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung wurden die ersten Versuche in dieser Richtung unternommen:

Höhle von Postojna (Adelsberg)

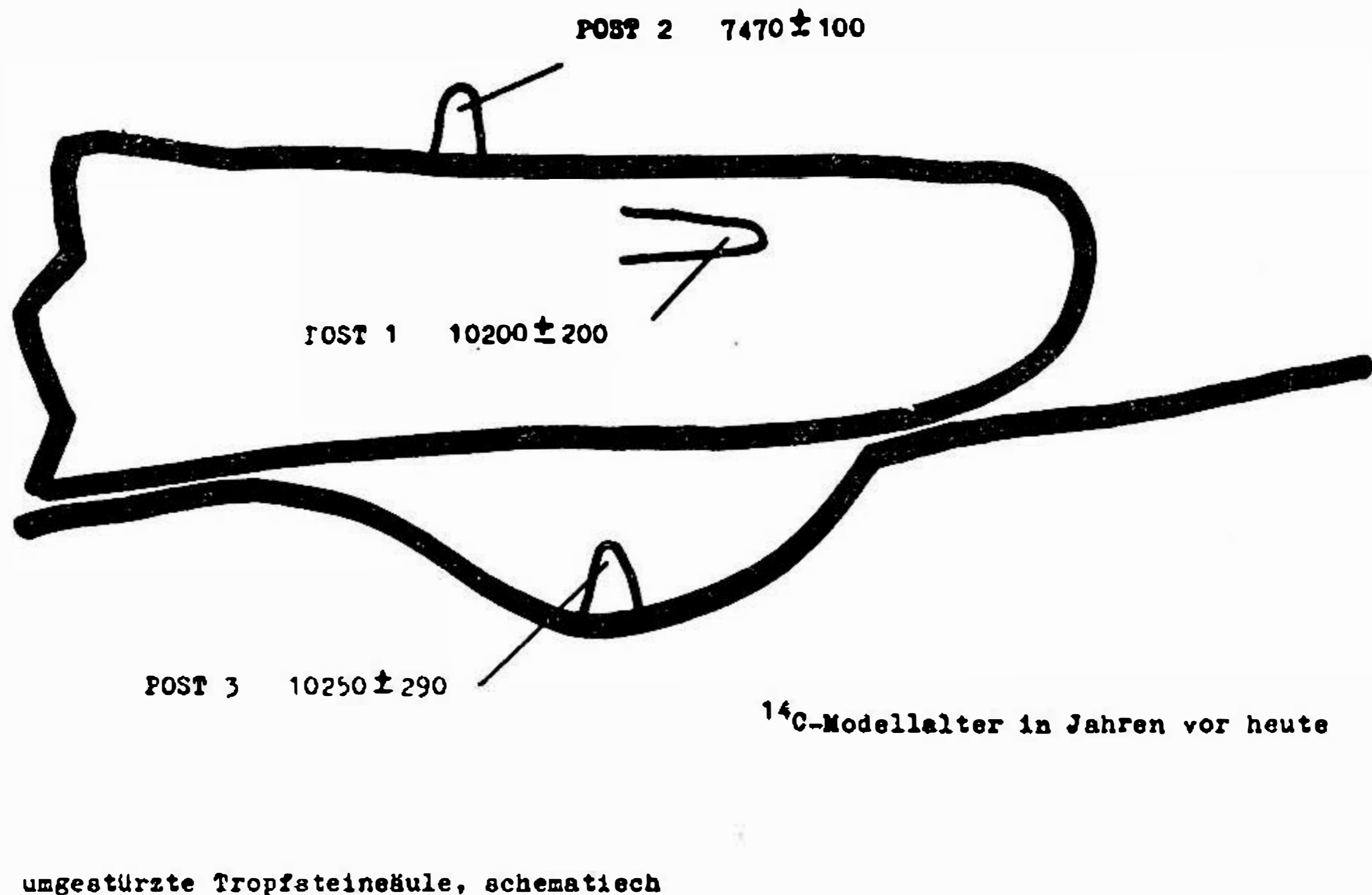


Abb. 2. Situation des Versturzblocs in der Silberhöhle bei Essing, schematisch; der Wert für „Silber 3“ fällt aus der Reihe und bedarf vermutlich einer Revision.

1. In der Großen Kollerhöhle bei Winzendorf, Niederösterreich, bot sich ein schlanker Kerzenzapfen zur Datierung an, der in abgebrochenem Zustand in der Nähe des zugehörigen Sockels vorgefunden wurde. Seine Spitze hat ein ¹⁴C-Modellalter von 5700 ± 130 Jahren v. h. (Franke, Geyh & Trimmel 1971). Falls die Ursache dieses Verbruchs ein Beben war, wäre mit seiner Datierung erstmals ein seismisches Ereignis der jüngsten tektonischen Entwicklung des Wiener Beckens in der Nähe der Abbruchzone gegen die Alpen chronologisch erfaßt worden.

2. IM „Zaubergarten“ der Höhle Postojna (Adelsberg), Jugoslawien, findet sich eine meterdicke liegende Tropfsteinsäule, die besonders günstige Voraussetzungen zur Datierung des Versturzes aufweist:

a) Achsenparallel sitzen an ihr Stalagmiten, die mit ihr umgestürzt und im Wachstum unterbrochen worden sind.

b) Von der Säule durch den Umsturz in einer Mulde unzerstört überdeckt befinden sich kurze Stalagmiten, deren Wachstum ebenfalls unterbrochen wurde.

c) Auf der Säule wuchsen nach dem Umsturz frische, schlanke Stalagmiten, die in aufrechter Lage vorgefunden wurden.

Die Datierung der Tropfsteinspitzen von a und b sowie der Sockelpartie von c ergab in guter Übereinstimmung ^{14}C -Modellalter um 10 200 Jahre v. h. (Franke & Geyh 1971).

3. In der Silberhöhle bei Essing, Altmühltal, befindet sich ein mächtiger Versturzblock, auf dem aufrechte und gekippte Stalagmiten ansetzen; außerdem wurde ein kegelförmiger Stalagmit durch den Block verdeckt. Nach den ^{14}C -Daten gehören die gekippten Tropfsteine einer interstadialen Generation an. Da die Unterbrechung ihres Wachstums mit dem Einsetzen der letzten glazialen Kälteperiode zusammenfällt, sind die ^{14}C -Modellalter zwischen 24 000 und 21 000 Jahren v. h. eher eine Bestätigung für den früher ermittelten Zeitpunkt, der das Ende des letzten Interstadials festlegt (Geyh 1971; Geyh & Rohde 1972), als für eine chronologische Einstufung des untersuchten Versturzesprozesses. Das gleiche gilt für die Alterswerte der aufrecht stehenden Stalagmitenansätze, die mit 9580 ± 220 bzw. 7010 ± 170 Jahren v. h. das Einsetzen günstigerer Klimabedingungen in der ausklingenden Eiszeit anzeigen. Der Zeitpunkt des Deckenversturzes sollte deshalb während des letzten Hochglazials liegen.

Diese ersten, noch stichprobenartigen Ergebnisse der Datierung von Versturzesprozessen zeigen, daß in Höhlen prinzipiell die theoretischen und praktischen Voraussetzungen zur einer chronologischen Durchdringung der paläoseismischen Aktivität vermutet werden dürfen.

An der Probenentnahme in der Kollerhöhle waren die Herren H. Ilming und Dr. H. Trimmel, in der Höhle von Postojna Herr R. Gospodaric und in der Silberhöhle die Herren D. Preu, K. Hager und H. Placher beteiligt. Ihnen allen sei an dieser Stelle gedankt.

LITERATUR

- FRANKE, H. W. Altersbestimmung von Kalzitkonkretionen mit radioaktiven Kohlenstoff, Naturwissenschaften 38 (1951): 527.
- Trümmerschichten als Zeitmarken in Höhlen, Höhle 12 (1961): 149.
 - Morphologie und Stratigraphie des Tropfsteinrückenschlusses auf Größen des Paläoklimas, Geologisches Jahrbuch 89 (1971): 473.
- FRANKE, H. W., M. A., GEYH. ^{14}C -Datierung von Kalksinter aus Slowenischen Höhlen, Aufschluß 7/8 (1971): 235.
- , —, H. TRIMMEL. Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierung von Sintergenerationen aus der großen Kollerhöhle bei Winzendorf (NÖ), Mitt. Geogr. Ges. Wien 113/III (1971): 269.
- GEYH, M. A. Zeitliche Abgrenzung von Klimaänderungen mit ^{14}C -Daten von Kalksinter und organischen Substanzen, Beilagen zum Geologischen Jahrbuch 98 (1970): 15.
- , P. ROHDE. Weichselian Chronostratigraphy, ^{14}C -Dating and Statistics, XXIV Int. Geol. Congr., Montreal, Section 12 (1972): 27.
- GOSPODARIC, R. Privi podatki o absolutni starosti sige v Postojnski jami na podlagi ^{14}C , Naše Jame 13 (1971): 91.
- HENNE, P. Zur Meßbarkeit von Vorzeit-Erdbeben in Karsthöhlen, Aufschluß 23 (1972): 407.
- SCHILLAT, B. Nachweis von Erdbeben in Höhlen, Aufschluß 16 (1965): 133.
- TRIMMEL, H. Beobachtungen über die Ausbildung von Sintergenerationen in österreichischen Höhlen, Höhle 4 (1953): 6.

DÉFENSE DU RÔLE DES FACTEURS DYNAMIQUES ET DE L'ÉVOLUTION EN ZONE VADOSE DANS LA SPÉLÉOGENÈSE

Bernard Gèze

Institut National Agronomique, Paris, France

Il existe, depuis quelques années, une sorte de « mode » qui consiste à nier, parmi les facteurs de la spéléogenèse, l'importance de l'érosion (action des facteurs dynamiques) et à considérer presque exclusivement le rôle de la corrosion (mise en solution de la roche par voie physique et chimique).

Dans le même esprit, beaucoup de spécialistes de l'hydrogéologie karstique ont tendance à adopter sans restrictions la notion d'après laquelle le creusement des cavernes se réalise fondamentalement en « zone phréatique » (noyée, ou saturée en eau) au-dessous de la « water-table » (surface piézométrique) et non dans la « zone vadose » (aérée, ou non saturée en eau), pour employer la terminologie de O. E. Meinzer (1923), reprise en particulier par J. H. Bretz (1942). Dans cette hypothèse, à peu près toutes les cavités souterraines normalement pénétrables par l'homme dans la zone vadose se trouveraient dans cette zone parce qu'elle a été « dénoyée » selon G. Castany (1967), le mécanisme étant expliqué en particulier par la théorie des « deux cycles » de W. M. Davis (1930).

Sans doute, des nuances assez nombreuses et parfois importantes ont-elles été apportées comme correctifs par de nombreux auteurs, mais il n'en demeure pas moins le fait que la majorité des spéléologues scientifiques actuels sont prêts à admettre que l'essentiel de la spéléogenèse se produit par corrosion et en zone noyée. C'est contre l'abus de ces deux notions que nous voudrions réagir.

I - LE CREUSEMENT PAR ÉROSION

Quelques exemples pris en France nous permettront de rappeler le rôle prépondérant et parfois exclusif des facteurs physiques dynamiques.

La Croze Delteil (commune de Villeveyre, Aveyron) est une galerie à peu près rectiligne, large de 1 à 5 m et haute de 2 à 4 m. Elle est entièrement creusée dans les grès du Trias, au-dessous d'un gros banc conglomératique où se trouvent quelques lits irréguliers de grès plus friable et dont le ciment est faiblement carbonaté. On peut supposer que le creusement a débuté par corrosion de ces lits, mais, dès que le ruissellement a été suffisant, il s'est poursuivi dans les grès siliceux par la seule érosion. Le ruisseau qui est actuellement observable continue cette action au point d'y tarauder localement des méandres et de petites marmites de géant.

Dans les Pyrénées, les célèbres grotte de la Cigalère (commune de Sentein, Ariège) et réseau de la Pierre Saint-Martin (communes d'Arette et de Sainte-Engrâce, Pyrénées atlantiques) présentent en beaucoup plus grand le même

phénomène : nées dans les calcaires ordoviciens dans le premier cas, créacés dans le second, leurs rivières souterraines s'enfoncent largement dans les formations schisteuses et schistogréseuses sous-jacentes. En particulier, la gigantesque salle de la Verna (Pierre St-Martin) est creusée sur plus de 100 m de profondeur dans ce substratum non karstique, par l'entraînement de particules solides et par les effondrements consécutifs.

Ajoutons que dans ce même réseau, la « galerie des marmites » démontre le creusement par érosion tourbillonnaire, mais dans les calcaires de la partie amont, 300 m au-dessous de la zone d'absorption des lapiaz et puits à neige, dite des Arres d'Anie. On pourrait citer des centaines d'autres cavités où ce même mécanisme essentiellement physique est aussi évident. Par exemple, la grotte aménagée des Planches, dans le Jura, permet à tous les touristes de s'en rendre compte d'une façon très spectaculaire.

Le problème des importances relatives de l'érosion et de la corrosion a d'ailleurs été maintes fois examiné. On devrait mieux se souvenir des mesures méthodiquement conduites dans le Trou du Glaz (massif de la Chartreuse, Isère) et en laboratoire par P. Chevalier (1953). Ses conclusions étaient que « l'usure par corrosion d'un massif doit être en pratique limitée à la carapace lapiazée, soit quelques dizaines de mètres en général » et que, à l'échelle générale de la cavité, « le travail d'érosion a été beaucoup plus intense que le travail de corrosion, si même il y a une part de corrosion ». Plus récemment, par ses mesures dans les grottes de Belgique et aussi en laboratoire, C. Ek (1969) est arrivé à des résultats semblables : « en eau calme, la dissolution est le facteur essentiel mais non unique ; en cours d'eau, la dissolution peut décroître jusque zéro et le transport de matières solides subsister seul » ; enfin, si l'on met à part la fissuration initiale nécessaire, « la corrosion apparaît comme le facteur originel et déterminant du creusement des grottes . . . au fur et à mesure que progresse le creusement, la corrosion perd de son importance au profit de processus physiques » (qui sont l'érosion proprement dite et les effondrements).

Il est donc bien certain que le rôle de l'érosion ne doit pas être sous-estimé, mais ce rôle varie dans l'espace, avec la position du point où elle s'exerce dans un réseau karstique ; il varie aussi dans le temps en fonction du degré d'évolution de ce réseau.

A) *V a r i a t i o n s d a n s l ' e s p a c e*. Si nous envisageons le cas d'un karst un peu idéal, dans lequel toutes les zones classiques sont bien développées, il semble que l'on puisse admettre les actions suivantes :

1 — *D a n s l a z o n e s u p e r f i c i e l l e*, qui est celle où se produit l'absorption des eaux extérieures, le rôle de la corrosion prédomine. Dans un *l a p i a z*, seules les actions du gel, des variations thermiques et accessoirement la pression exercée par les racines des végétaux, peuvent provoquer l'élargissement des fissures par de petits éclatements de roches, c'est-à-dire par un processus dynamique ; cependant les débris seront eux-mêmes en proie à la corrosion qui reste le phénomène majeur.

C'est seulement dans le cas d'une absorption massive d'eau dans une perte largement ouverte que l'érosion peut être notable dès la surface du sol. Notons d'ailleurs que, dans ce cas sur lequel nous ne reviendrons pas, la corrosion pourra se poursuivre activement dans la totalité du conduit souterrain joignant la perte à la résurgence, à travers la totalité des zones sous-jacentes. En effet, le temps de contact et les surfaces de contact entre l'eau et la roche encaissante seront le plus souvent assez limités, au point que l'eau atteindra difficilement son équilibre de saturation en carbonates, à partir duquel elle n'est plus agressive. Par conséquent, dans ce cas, l'érosion ira en croissant avec la profondeur et la distance parcourue (en fonction de l'augmentation de débit due aux affluents) mais la corrosion ne diminuera que très lentement et demeurera habituellement assez forte.

2 — Dans la zone de transfert vertical^{*}), qui est celle que les eaux percolent temporairement après les précipitations et dans laquelle ruissellements et suintements se groupent en cours plus importants pour gagner le bas du massif karstique par une succession de cascades dans des puits souterrains, la corrosion voit son importance diminuer en valeur absolue (neutralisation progressive), mais surtout en valeur relative par rapport à l'érosion. Celle-ci augmente en effet constamment avec la vitesse du courant, l'impact des chutes d'eau et la charge en éléments insolubles arrachés à la roche (débit solide).

3 — Dans la zone de transfert horizontal, qui est celle de la circulation permanente en rivières souterraines, les caractères précédents demeurent à peu près constants. Il n'y a pratiquement plus de corrosion, sauf lorsque les conditions topographiques sont telles que la zone se trouve à faible profondeur au-dessous de la surface (peu ou pas de zone 2), ou encore lorsqu'il existe une cause secondaire d'enrichissement du pouvoir corrosif de l'eau (par exemple « sédimentation » du gaz carbonique en profondeur, présence de sulfures ou de chlorures, etc. qui peuvent rendre à nouveau les eaux agressives).

Par contre, c'est dans cette zone que l'on voit le mieux l'érosion tourbillonnaire (genèse de marmites), l'érosion jusque vers les voûtes par le jeu de la pression hydrostatique et des coups de bélier, lors des mises en charge consécutives aux crues importantes, ainsi que l'érosion par effondrements.

^{*}) Nous adoptons ici le terme de « zone de transfert », dont l'emploi pour le karst a été proposé par R. Théron (1972), en distinguant un « transfert vertical » et un « transfert horizontal ». Bien entendu, ces directions signifient seulement celle du vecteur dominant, puisque en particulier l'horizontalité absolue ne peut exister : il s'agit de la pente de la surface piézométrique, qui est faible dans un calcaire largement fissuré.

4 — Dans la zone profonde, qui est aussi appelée zone noyée, puisque l'eau de fond y imbibe en permanence tous les vides de la roche, il faut distinguer deux cas. Dans le réseau de fentes proprement dit l'eau est dormante ou ne circule que lentement lors des mises en charge. L'érosion doit donc être très faible ou même nulle. Quant à la corrosion, elle est seulement possible si les zones, 1, 2 et 3 sont très peu épaisses ; sinon, l'équilibre de saturation étant atteint depuis longtemps, les réactions chimiques ne peuvent guère s'exercer malgré les conditions de calme favorable.

Mais, dans cette même zone, des conduits noyés fonctionnent souvent comme drains majeurs de la nappe karstique ou comme prolongement des rivières souterraines de la zone aérée. Dans ces dispositifs de tube en U, la circulation peut être rapide jusque vers une émergence de type vauclusien. L'érosion peut, en conséquence, s'y montrer très active. En outre, les variations de pression dans ces drains majeurs entraînent des mouvements d'eau latéralement et verticalement vers des systèmes annexes et de trop-plein (A. Mangin, 1970 a et b). Le va-et-vient de l'eau entre conduits et fentes arrive donc à mettre en jeu des forces d'érosion de part et d'autre des drains majeurs ce qui provoquera l'élargissement des fentes, surtout près de ces drains et plus encore près de l'exutoire où les variations de pressions seront maximales entre périodes de crues et étiages.

B) Variations dans le temps. Toujours dans le cas d'un karst un peu idéal et en admettant le principe des théories cycliques (malgré toutes les limites qu'elles comportent), la succession des faits paraît être la suivante :

1 — Dans la phase de jeunesse, les eaux du karst occupent un réseau diffus presque exclusivement constitué par des fentes étroites (joints de stratification et diaclases dans lesquels la capillarité joue un rôle considérable). Il n'est pas encore possible de distinguer de vraies zones karstiques. L'action de l'érosion est à peu près nulle car les circulations hydriques commencent à peine à être possibles. La corrosion agit presque seule, bien qu'avec une très faible intensité en dehors de la surface du karst.

C'est uniquement dans les régions fortement tectonisées que des fentes peuvent être ouvertes plus largement et passer à des conduits privilégiés, ce qui permet une corrosion plus profonde et le début de l'érosion.

2 — Dans la phase de maturité, les eaux circulent dans un réseau organisé, pour lequel on peut distinguer plus ou moins les zones précédemment étudiées. La corrosion reste essentielle dans le réseau de fentes (surtout en zones 1 et 4), tandis que l'érosion prédomine dans le réseau de conduits (surtout en zones 2, 3 et 4).

3 — Dans la phase de sénilité, on arrive à un réseau désorganisé par les colmatages et les effondrements. Il semble que l'on ait alors diminution du rôle de l'érosion, avec retour progressif aux conditions du réseau diffus et corrosion généralisée.

— Globalement, le début de la karstification est sans doute lent et commandé par la corrosion, puis la rapidité d'organisation s'accroît par une sorte de réaction en chaîne grâce à l'érosion : plus les conduits sont larges, plus l'érosion est forte ; plus elle est forte, plus elle entraîne l'élargissement des conduits. Mais cette action de l'érosion est en grande partie fonction de la différence de niveau entre la surface karstique et les exutoires. Par conséquent, dans l'histoire d'un karst à faibles dénivellations, le rôle de la corrosion demeure prédominant, alors que celui de l'érosion devient essentiel avec de fortes dénivellations.

II - L'ÉVOLUTION EN ZONE VADOSE

L'idée du creusement des cavernes surtout en zone noyée ou à la partie supérieure de cette zone semble découler principalement des travaux américains sur les karsts de Floride et du Kentucky (voir par exemple l'opinion de V. T. Stringfield dans le très récent volume de M. Herak et V. T. Stringfield, 1972). Elle paraît fort logique pour de telles régions où les différences d'altitude sont faibles : dans la Floride, la plus grande partie des réseaux souterrains est au-dessous du niveau de la mer ; en Kentucky, les étages successifs de Mammoth Cave se localisent dans un plateau très tranquille, qui ne domine que de 75 à 100 m le cours de la Green River, et ont dû se développer en fonction du creusement de sa vallée. On conçoit parfaitement qu'une telle explication ait été adoptée dans d'autres régions un peu analogues, comme par exemple le Quercy (A. Cavallé, 1962, 1963), où l'on peut observer de semblables étagements et des émergences actuelles souvent localisées un peu au-dessous du niveau des rivières extérieures. Mais il nous semble qu'il ne faut pas généraliser a priori cette conception.

En effet, dans des régions comme les Grands Causses ou les Plans de Provence, il n'existe que très peu de galeries, lits d'anciennes rivières souterraines, à des niveaux intermédiaires entre la surface et le substratum imperméable ou le fond des vallées actuelles. On ne peut pas dire que cette tranche de karst ait été « dénoyée » car elle n'a probablement jamais été « noyée » (sauf localement dans des poljés). Le creusement des vallées allochtones majeures a été si rapide au cours du Quaternaire que les eaux infiltrées en surface ont avant tout taraudé des cavités subverticales pour rejoindre la surface de base commandée par les émergences actuelles. C'est en condition vadose que se sont donc réalisés ces creusements dans la plus grande partie de la masse calcaire.

Bien plus, dans le cas de montagnes karstiques plissées comme le Vercors et le Dévoluy dans les Alpes du Dauphiné, ou les Pyrénées basques, nous voyons les grands réseaux (tels ceux du gouffre Berger, du Chourum des Aiguilles, du Cambou de Liard, ou de la Pierre St-Martin — les quatre plus profonds du monde) exclusivement établis en fonction des conditions structurales, avec des avens subverticaux, ou des pentes directement commandées par le pendage

des couches imperméables limitant l'enfoncement. Aucune zone noyée n'a jamais pu exister en dehors des fonds de synclinaux ou à proximité des talwegs actuels. Nous concluerons par conséquent :

1 — Dans les karsts de plaine ou de bas plateaux, le creusement se réalise forcément près de la surface piézométrique (water-table), la zone de transfert vertical étant nulle ou peu importante tandis que la zone de transfert horizontal prédomine. Les conduits souterrains majeurs s'établissent par conséquent soit un peu au-dessus, soit un peu au-dessous de la limite supérieure de la zone noyée : les conceptions « américaines » sont valables.

2 — Dans les karsts de hauts plateaux, toute la zone de transfert vertical est creusée en condition vadose. Elle aboutit à une zone de transfert horizontal où les circulations majeures peuvent s'établir comme dans le cas précédent, dans la limite du battement suivant les saisons de la surface piézométrique, c'est-à-dire le plus souvent un peu au-dessus de sa position à l'étiage vers l'amont et un peu au-dessous vers l'aval.

3 — Dans les karsts de montagne plissée, le creusement peut se réaliser totalement en condition vadose, mais il est strictement fonction des dispositions structurales. Par conséquent, suivant les pendages et les directions de couches par rapport aux vallées, il arrive qu'on ne puisse distinguer une zone de transfert vertical d'une zone de transfert horizontal, les deux étant remplacées par un transfert oblique, ou bien il n'y a qu'un transfert pratiquement vertical, ou encore il y a une zone de transfert horizontal avec zone noyée connexe qui ramène au cas précédent.

4 — Il est bien entendu que dans ces divers cas, lorsque le substratum imperméable domine entièrement le fond des vallées extérieures, toute zone noyée est actuellement exclue. Il n'a pu en exister antérieurement que si le creusement des vallées s'est réalisé avec une lenteur telle que le creusement karstique prédominait par rapport à l'érosion extérieure, ce qui demeure assez exceptionnel, semble-t-il.

En définitive, nous estimons que le creusement des réseaux karstiques par la seule corrosion en zone noyée n'est qu'un cas particulier, important sans doute, mais qui n'est pas toujours réalisé. Les facteurs dynamiques agissant en zone vadose demeurent aussi importants. Chaque karst doit être étudié en tenant compte de ses conditions structurales et de son histoire paléogéographique avant que l'on puisse proposer pour ses cavités souterraines une hypothèse spéléogénétique présentant un degré suffisant de vraisemblance.

BIBLIOGRAPHIE

- BRETZ, J. H. (1942). Vadose and phreatic features of limestones caves, *Journ. Geol.*, 50, 6, p. 675--811.
- CASTANY, G. (1967). *Traité pratique des eaux souterraines*, Paris, Dunod, 2e éd., 661 p.
- CAVAILLÉ, A. (1962). Le système karstique et l'évolution des grottes, *Spelunca*, *Mém.*, N° 2, p. 9--28.
- (1963). Observations de spéléogénèse, *Spelunca*, *Mém.*, N° 3, p. 24--38.
- CHEVALIER, P. (1953). Erosion ou corrosion, *Actes Premier Congr. intern. Spéléo.*, Paris, t. II, p. 35--39.
- DAVIS, W. M. (1930). Origin of limestone caverns, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 41, p. 475--628.
- EK, C. (1969). Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique, *Thèse Univ. Liège*, 3 vol. + 2 vol. annexes dactylographiés.
- HERAK, M. and STRINGFIELD V. T. (1972). *Karst*, Amsterdam—London—New York, Elsevier, 551 p.
- MANGIN, A. (1970). Le système karstique du Baget (Ariège), *Ann. Spéléo.*, 25, 3, p. 561--580.
- (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement, *Ann. Spéléo.*, 25, 3, p. 581--610.
- MEINZER, O. E. (1923). *Outline of ground-water hydrology*, U. S. Geol. Survey, *Water-Supply*, 494, 71 p.
- THÉRON, R. (1972). Recherche sur l'étranchéité des lacs de barrages en pays karstique, *Thèse Univ. Grenoble*, 1 vol. dactylographié.

RELACIONES ENTRE LA MORFOLOGÍA, LA TECTÓNICA Y EL ORIGEN DE LAS CUEVAS

Jerzy Grodzicki

PTTK, Comisión de Espeleología, Varsovia, Polonia

Expondremos aquí una concepción del desarrollo de las cuevas cársticas en relación con la tectónica y el desarrollo de la morfología de los terrenos cársticos. Esta concepción es el resultado de los trabajos realizados por mí en los terrenos cársticos montañosos de Polonia.

Como es conocido, según las opiniones existentes hasta el momento sobre el desarrollo de las cuevas, el proceso de surgimiento de las mismas comienza en el momento de penetración de las aguas agresivas en los macisos de rocas cársticas, a lo largo de las grietas. Como límite mínimo del ancho de estas grietas iniciales toma (por Lehmann) un valor de 0.1 mm.

Esta anchura posibilita el pase de las aguas bajo presión, las que arrastran las soluciones de carbonato de calcio, lo que conlleva la ampliación de las grietas iniciales y la formación del sistema de circulación subterránea en los macisos cársticos.

En principio todos los investigadores del carso están de acuerdo en que las cuevas, o el sistema de circulación de las aguas subterráneas, surgen como resultado de la disolución de las rocas cársticas por las aguas que circulan en el maciso bajo presión. Se diferencian solamente las opiniones acerca del predominio de este papel en la zona de aeración o en la zona de saturación o también niegan totalmente la existencia de un nivel único de las aguas en el terreno cárstico.

En los últimos años algunos investigadores han llamado la atención acerca del papel real que en el proceso de formación de las cuevas tienen los factores estructurales (formación geológica, tectónica, carácter de las grietas), sin embargo, no precisan detalladamente este papel. Así pues, resumiendo, según las opiniones hasta ahora existentes, el desarrollo de las cuevas ocurre a lo largo de las grietas abiertas como resultado de la acción de las aguas que circulan bajo presión.

Como es conocido por el trabajo de A. Bögli, las galerías surgidas como resultado del paso de las aguas bajo presión, tienen siempre forma transversal en el corte, semejantes a elipses o círculos, los cuales evolucionan a medida de los cambios de las condiciones de las corrientes y pueden presentar forma erosiva o de bolsones. De las observaciones de campo resulta que muchas galerías de las cuevas tienen formas que en el corte transversal se diferencian considerablemente de este esquema, a pesar de que en el techo conservan formas erosivas que hablan a favor de que por allí circularan aguas bajo presión. Estas son siempre galerías

de grietas de una altura que alcanza una decena de metros, con una anchura que frecuentemente excede 1 m. La comparación de las formas de los cortes transversales de las galerías de grietas con las cuevas cársicas y con las cuevas tectónicas surgidas en los macisos esquistos-arenosos de los montes B E S K Y D Y indica su igualdad.

Por esto debemos pensar que las galerías de grietas de las cuevas cársicas tienen génesis similares. Esto significa que en el momento de iniciación de las cuevas cársicas existían ya algunos corredores en forma de grietas tectónicas abiertas con amplitud. La participación de los procesos cársicos en la modelación de las formas de las galerías de grietas, es insignificante y en la mayoría de los casos se limite solamente a la aeración, en sus paredes y techo, de formas erosivas. Esto también concierne a las galerías verticales, denominadas pozos o chimeneas, pero aquí en la modelación de sus formas jugó un gran papel el agua residual que se movía por sus paredes.

Como hemos señalado, las cuevas se desarrollan a lo largo de superficies de debilidad, abiertas, y por lo tanto accesibles a las aguas. Primariamente tanto la superficie de estratificación, como las diaclasas sólo se manifestaban por una separación latente invisible (Chapmann, Rioux, Kieslinger, Seronnie-Vivien).

En los macisos tectonizados (semejantes a los terrenos en que han sido realizadas mis investigaciones) existen también grietas, fallas, clivajes y superficies sobrecorradas. Estos son superficies potenciales para la creación de las cuevas, y su ocurrencia es numerosa. Sin embargo, las cuevas surgen solamente en algunas de ellas y lo que es más frecuente, dejan una grieta por otra que no representa el camino más corto de las aguas, que se mueven hacia la superficie del terreno, posiblemente en un sistema de superficies de debilidad dado.

También es necesario tener en cuenta que el tipo de roca no debe jugar un papel selectivo en el camino de las aguas. Conocidas son las galerías largas que atraviesan complejos de esquistos-calizas o esquistos de muchos metros. De toda manera debemos pensar que primariamente todas superficies de debilidad estaban sólo latentes y que después de la abertura de algunas de ellas se crearon las condiciones para el desarrollo de las cuevas.

La magnitud de estas aberturas es diferente: grietas de grandes aberturas (de un orden de decenas de milímetros) existen en forma casi invariable como galerías de grietas.

En base a los hechos y consideraciones arriba presentados se pueden establecer las relaciones que se manifiestan entre el desarrollo de las cuevas y la tectónica del área cársica. En el terreno montañoso cársico investigado ocurren dos tipos de cuevas: 1) cuevas desarrolladas verticalmente (tipo gouffre) que se caracterizan por grandes desniveles (hasta 750 m), y donde la relación de la máxima diferencia de nivel de la galería principal con su longitud no excede un valor de 0.5. La participación de las galerías de grietas en la formación de este tipo de cueva el 80%, y algunas de ellas no muestran ninguna huella de las corrientes de agua.

Las formas de erosión conservadas en las paredes indican que fundamentalmente en estas cuevas reinaron corrientes de aguas libres. Todas estas cuevas ocurren en un área de relieves glaciares agudos.

El segundo tipo: cuevas desarrolladas horizontalmente (grotte), que se caracterizan por la formación de pisos de galerías casi horizontales, y donde la relación de la desnivelación máxima de las galerías principales a su longitud oscila aproximadamente en un valor de 0.1. La participación de las galerías de grietas de este tipo de cuevas alcanza el 35 %, y todas las galerías conservan huellas de corrientes de agua bajo presión.

En base a los hechos y consideraciones expuestas, debemos pensar que el proceso principal que participa en la formación de las cuevas verticalmente desarrolladas, fue por la tensión y abertura de algunas superficies de debilidad. Como resultado de las observaciones debemos pensar que la creación de las cuevas desarrolladas verticalmente se debió a los procesos tectónicos, y que los procesos cársicos solamente modelaron los corredores ya existentes, como caminos de la circulación de la circulación subterránea del agua.

Como resultado de los trabajos de Chapmann, Rioux, Kieslinger y también Boretti-Onyszkiewicz, la abertura por tensión de las diaclasas es estrictamente dependiente de la morfología del terreno — se abren las diaclasas paralelas a las direcciones de las diaclasas. Hay que afirmar que también esta tesis es válida para todos los restantes tipos de superficies de debilidad.

En las figuras que aquí se muestran se presenta el método de los diagramas de superficies iguales según Schmidt, la inclinación y cantidad de grietas que forman las cuevas tipo gouffre y estos mismos parámetros de las pendientes del maciso cársico en el área de ocurrencia de estas cuevas.

La compatibilidad surgida entre los diagramas es prueba exacta de la relación entre la morfología glacial y los principios tectónicos de las cuevas tipo gouffre.

Resumiendo, se puede afirmar que la abertura de las grietas es provocada ante todo por la descompresión del maciso, gracias a la extracción del material rocoso por la erosión y también por la inclinación gravitacional de los bloques hacia en valle. Este proceso se desarrolla a lo largo de las superficies de debilidad, las cuales tienen direcciones más o menos paralelas a las direcciones morfológicas que existieron en ese momento.

Así pues como resultado del desarrollo de la morfología surgen principios tectónicos del desarrollo de las cuevas, principios relacionados con esta morfología.

Hay que agregar que un argumento adicional que sostiene esta tesis es la edad Cuaternaria de las cuevas de tipo gouffre, que es igual a la edad del relieve glacial del terreno.

Lo anteriormente expuesto fundamenta que las causas de las aberturas de las grietas, que representan la base del desarrollo de las cuevas horizontales, fueron las mismas que para las cuevas verticales.

Es sabido por los trabajos anunciados anteriormente que el tamaño de la abertura de las grietas, así como el ángulo de su buzamiento, depende del ángulo de inclinación de la pendiente. Mientras mayor sea la inclinación de la pendiente del terreno, mayor será el ángulo de buzamiento de las grietas y mayor será el valor de la abertura de las mismas. Esta dependencia se refleja claramente en los diagramas presentados — en las cuevas de tipo gouffre la desviación de la superficie de las grietas resulta ser, en promedio, de aproximadamente 85—95°, con una abertura que alcanza hasta varios metros, mientras que la inclinación promedio de las laderas del maciso resulta ser de alrededor de 50°. Las observaciones efectuadas en las cuevas desarrolladas horizontalmente reafirman que la mayoría de las galerías se desarrollaron sobre grietas iniciales, de un grado no muy grande de abertura, con buzamientos promedios de aproximadamente 70°.

La edad de estas cuevas es del Terciario, según diferentes autores. La comparación de los diagramas indica que el relieve contemporáneo del área de ocurrencia de estas cuevas no se refleja en los principios tectónicos de las cuevas de tipo grotte.

Así pues surge la suposición, que en el período de formación de los sistemas de las cuevas horizontales existía, en el área estudiada, una morfología de distintas direcciones que la que ahora se observa. Los análisis de la distribución de los pisos respectivos de las cuevas, de sus áreas de alimentación y de las regiones de manantiales de las aguas cársicas de estos sistemas, permitieron por una parte la investigación de la historia de la evolución de estos sistemas y la vinculación de esta evolución con los movimientos ascendentes del maciso. Por otra parte, confirmaron la suposición de los cambios de la morfología del maciso durante el período de surgimiento de estos sistemas. En base a los datos de los análisis de los principios tectónicos se puede precisar más exactamente esta „paleomorfología“ entre el final del Terciario y el principio del Cuaternario.

De esta forma, es necesario afirmar que los principios tectónicos juegan un papel determinante en el surgimiento de los caminos subterráneos de las circulaciones cársicas y su desarrollo está estrictamente relacionado con la evolución de la morfología del terreno cársico. En este aspecto la realización de las investigaciones espeleológicas puede ayudar como un método, en las investigaciones geomorfológicas de los terrenos cársicos.

BIBLIOGRAFIA

- BÖGLI, A. (1956). Grundformen von Karsthöhlengenschnitten-Stalactite vol. 6, n. 3.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ, W. (1965). Diaklasy Podhala w świetle badań wytrzymałościowych — maszynopis pracy doktorskiej, Kat. Geol. Inz. Wyzd. UW.
- CHAPMANN, C. A. and RIOUX, R. L. (1958). Statistical study of topography sheeting and jointing in granite Acadia Nat. Park, Maine, Am.-J. of Science vol. 256, n. 2.
- KIESLINGER, A. (1958). Restspannung und Eutspannung an Gestein — Geologie und Bauweden Jhg 24, H 2, Wien.
- LEHMANN, O. (1932). Hydrographie des karstes — Encykl. die Erdkunde Wien.
- SERONNIE-VIVIEN, M. R. (1961). Les diaclases, leur rôle dans la spéléogénèse — Ann. Spéléol. vol. 16, N° 1.

ÜBER DIE SPELÄOLOGISCHE FORSCHUNGSTÄTIGKEIT IN JUGOSLAWIEN 1968–72

France Habe

Institut für Karstforschung Postojna, Jugoslawien

Über die Forschungen im jugoslawischen Karst und ihre Bedeutung für die Entwicklung der Speläologie hat schon V. Bohinec auf dem 4. Internationalen Kongreß für Speläologie in Ljubljana berichtet (1973, 85–92), ebenso auch über die Forschungen in Slowenien in den Jahren bis zum 5. Kongreß in Stuttgart. Ich habe mir nun die Aufgabe gestellt, die internationale speläologische Öffentlichkeit mit der Tätigkeit der jugoslawischen Höhlenforscher seit dem letztgenannten Kongreß bekanntzumachen. Der Kongreß in Jugoslawien vereinigte zum ersten Mal die gesamte speläologische Welt und es war dann für uns keine leichte Aufgabe, das ganze umfangreiche Kongreßmaterial zu publizieren. So erschien 1968 der III. Band der Kongreßakten auf 645 Seiten (physische Speläologie, Karsthydrologie und regionale Speläologie), 1969 wurden im IV. und V. Band die Referate aus der Biospeläologie, Paläontologie und vorgeschichtlichen Speläologie veröffentlicht und heuer erscheint noch der I. und II. Band mit Mitteilungen über den Verlauf des Kongresses und seiner Excursionen sowie mit den Vorträgen der Plenarsitzung. Damit erfüllt der Verband der jugoslawischen Speläologen seine Verpflichtung der Speläologischen Union gegenüber zur Gänze.

Ein zusammenfassender Bericht über die Tätigkeit der jugoslawischen Speläologen bereitet Schwierigkeiten, da sich diese Tätigkeit nicht einheitlich, sondern getrennt in den sechs Teilrepubliken Jugoslawiens abgespielt hat. Als Quelle dienten mir teils die veröffentlichte Literatur, teils die Tätigkeitsberichte der einzelnen speläologischen Vereine. So erschienen in der SR Slowenien schon 5 Bände der periodischen Schriftenreihe *Acta carsologica* mit vorwiegend speläologischem und karstkundlichem Inhalt. Karststudien bringen auch die Organe der Geographischen Gesellschaft Sloweniens (der *Geografski vestnik* und der *Geografski obzornik*), zum Teil auch der *Geografski zbornik*, den das Geographische Institut der Slowenischen Akademie der Wissenschaften und Künste herausgibt, ferner der periodische Sammelband der Geologischen Gesellschaft Sloweniens *Geologija* und noch andere Publikationen. In der SR Kroatien werden die Ergebnisse karstkundlicher und speläologischer Forschungen im *Krš Jugoslavije — Carsus Jugoslaviae* der Jugoslawischen Akademie der Wissenschaften und der Künste in Zagreb und im *Geološki vjesnik* veröffentlicht, ebenso bringt auch der *Geografski glasnik* der Geographischen Gesellschaft Kroatiens Abhandlungen mit karstkundlicher Thematik. In der

SR Serbien erscheinen den Karst betreffende Schriften im Zbornik radova des Geographischen Instituts der naturwissenschaftlich-mathematischen Fakultät der Universität in Beograd, ebenso auch im Glasnik der Serbischen Geographischen Gesellschaft und im Zbornik radova des Geographischen Instituts „Jovan Cvijič“, in Novi Sad dagegen im Zbornik für Naturwissenschaften, der von der Matica srpska herausgegeben wird. In der SR Bosnien und Herzegowina erscheinen Karststudien im Geografski pregled, den die Geographische Gesellschaft Bosniens und der Herzegowina schon seit 1957 herausgibt. In der SR Makedonien veröffentlicht das Jahrbuch des Geographischen Instituts der Universität Skopje Godišen zbornik karstkundliche Abhandlungen, während Aufsätze über den Karst der SR Črna Gora teils im Glasnik der Anstalt für Naturschutz und naturwissenschaftliche Sammlungen in Titograd publiziert werden.

Die einzige regelmäßig erscheinende speläologische Zeitschrift Jugoslawiens Naše jame behauptet sich schon seit 14 Jahren als Organ des Höhlenforscherverbandes Sloweniens, während das Organ des Speläologischen Vereines Kroatiens Speleolog zeitweise erscheint.

Dem Verband der Speläologen Jugoslawiens unterstehen die speläologischen Vereine der einzelnen Republiken, nur in Slowenien besteht der Höhlenforscherverband Sloweniens, der 23 organisierte Einheiten in sich schließt. In den jugoslawischen Verband sind vor allem in Kroatien und Serbien auch die speläologischen Sektionen der Bergsteigerorganisationen eingegliedert; ihre Aktivität übertrifft stellenweise die Tätigkeit der speläologischen Vereine selbst.

Ein sichtbares Kennzeichen der auf speläologischem Gebiet geleisteten Arbeit bildet der Höhlenkataster, doch führt jede Republik auf eine oder andere Art und Weise einen Kataster der in der Republik vorkommenden speläologischen Objekte. In Slowenien wird er vom Höhlenforscherverband Sloweniens und dem Institut für Karstforschung der Akademie der Wissenschaften und Künste betreut; er umfaßt außer den Höhlen auch die karsthydrographischen und karstmorphologischen Objekte. Der Höhlenkataster Sloweniens verzeichnet augenblicklich 3700 Objekte. Die Gesamtlänge der erforschten und registrierten Höhlen beträgt über 135, ihre Tiefe über 37 km.

Unter den bedeutenderen Erfolgen der letzten Jahre sind in Slowenien die Forschungsergebnisse im nördlichen Randgebiet des Poljes von Planina zu erwähnen, unter dem die Wasser unterirdisch den Ljubljanaer Moor zufließen, ferner die Forschungen in den Abflußhöhlen des Sees von Cerknica, wobei das System der Karlovica-Ponore schon in einer Gesamtlänge von 7 km erkundet wurde, und jene in der Križna jama, deren Ganglänge jetzt schon 8,3 km beträgt. Anlässlich des 60-jährigen Bestandesjubiläums des Vereines für Höhlenforschung Sloweniens erreichten die slowenischen Speläologen in der Höhle von Polog (Pološka jama) in den Julischen Alpen die Gesamtlänge von über 10 km erforschter Gänge. Durch den Höhenunterschied von 674 m zwi-

schen dem höchst- und dem tiefstgelegenen Gang erwies sich diese Höhle zugleich als die tiefste Höhle in Jugoslawien (P. Habič a P. Krivic, 1972).

Als eine epochale Entdeckung ist der Vorstoß aus dem Ostgang der Kačna jama bei Divača zum unterirdischen Flußlauf der Innerkrainer Reka zu werten, den man bisher vom Endsiphon im Toten See der Höhlen von Škocjan nicht weiter verfolgen konnte. Diese Entdeckung fiel mit der 150. Jahrfeier der touristischen Entwicklung dieses Höhlensystems zusammen. Was den verdienstvollen Speläologen Anton Hanke 1890 und später auch den Triester Höhlenforschern nicht gelang, glückte in mehreren Excursionen den jungen Höhlenforschern des Klubs in Logatec unter Mitarbeit des Karstinstituts in Postojna. Sie entdeckten über 7 km des unterirdischen Laufes der Reka und erreichten die Tiefe von 445 m!

So gab es schon im Jahre 1970 in Slowenien 39 Höhlen mit über 500 m Länge und 82 Schächte mit über 100 m Tiefe. Nur im Flußgebiet der Ljubljana sind bis jetzt rund 50 km an Höhlengängen erforscht. Ihre weitere Erforschung behindern Siphone, doch ist die junge Tauchersektion des Slowenischen Höhlenforscherverbandes bemüht, sie zu überwinden. Ihre Mitglieder sind bis jetzt in 17 Siphone vorgestoßen (Krivic Primož & Anton Praprotnik, 1973), unter denen in den Quellen von Ljubljana und im schönen, leider wenig bekannten Naturschutzpark Divje jezero (Wildsee) bei Idrija, wo sie in der Länge von 120 m 50 m Tiefe erreicht haben. Und überall öffnen sich neue unterirdische Räume. Vor allem aber steht unseren Tauchern noch immer eine ihrer schwersten Aufgaben bevor: der Durchbruch aus der Planinahöhle pivkaaufwärts zum Abflußsiphon der Pivka in der Pivkahöhle und somit die Verbindung zur Höhle von Postojna.

Die schon früher durchgeführten paläontologischen und archäologischen Forschungen führten im Verein mit geologischen Untersuchungen der Höhlensedimente in den letzten Jahren zu einer ersten Klärung der chronologischen Entwicklung der Höhlenräume, vor allem im Bereich des Pivkabeckens. Hier konnte aufgrund morphogenetischer und sedimentologischer Erkenntnisse eine erste systematische Übersicht der Entwicklung des Pivkabeckens aufgestellt und das Alter bestimmter Karsterscheinungen annähernd festgestellt werden. Es ergab sich die Möglichkeit, die Entwicklung des Reliefs zumindest vom älteren Pleistozän an zu verfolgen, so daß zugleich auch die jüngere Quartärentwicklung der Höhle von Postojna dargelegt werden konnte (R. Gospodarič, 1973). Mit Hilfe silikater Rollsteine konnte das einstige Gewässernetz des Trnovski gozd rekonstruiert werden, während aufgrund zahlreicher sedimentologischer Untersuchungen die Entwicklung der dynamischen Hochflächen zwischen der Idrijca und dem Vipavafluß dargestellt werden konnte (P. Habič, 1968).

Das Studium der Terrassen in den Karstpoljen Sloweniens zeitigte die Feststellung, daß sich in ihnen in der Hauptsache zwei Terrassen entwickelt haben, und zwar eine ältere pleistozäne am Rande und eine jüngere pleistozäne

am Grunde des Poljes (J. Gams, 1972). Besonders ist noch die intensive Durchforschung des eigentlichen Karstes, der diesem Begriff den Namen gegeben hat, zu erwähnen. Hier ist vor allem eine interessante Studie D. Radinjas (1967) über die Entwicklung des Vremetales in Verbindung mit der Innerkrainger Reka und den Höhlen von Škocjan hervorzuheben, noch besonders aber die Ausführungen desselben Autors (1969,) über den Karst von Doberdob, wo an Hand von Quarzgeröllfunden sichtbare Spuren der pliozänen fluvialen Einebnung festgestellt werden konnten. Als interessante Einzelheit sei erwähnt, daß in diesem 52 qkm großen, mit Dolinen durchsetzten Gebiet 1216 Dolinen gezählt wurden, stellenweise bis 67 auf einem qkm.

Eine Art Syntese der morphologischen Forschungsergebnisse im Slowenischen Karst ist die Abhandlung D. Radinjas „Die Verkarstung in Slowenien im Lichte der morphogenetischen Entwicklung“ (1972), welche die Hauptlinien des Reliefs zur Gänze dem Pliozän, bzw. dem Übergang in das Pleistozän zuschreibt.

Erwähnenswert sind auch zahlreiche hydrogeologische und hydrologische Forschungen. So wurde z. B. die erste komplexe hydrologische Gliederung des Slowenischen Karstes vom Gesichtspunkt des Wasserabflusses aus durchgeführt (P. Habič, 1969) und wurden die Grundzüge der hydrologischen Eigenschaften des Karstes der nördlichen Dinariden dargestellt.

Hydrologische Untersuchungen im Pivkabecken zeigten, daß dieses Becken als wahrhaftes hydrographisches Dach des Innerkrainger Karstes anzusehen ist, von dem die Gewässer sowohl zum Flußgebiet des Schwarzen Meeres als auch zum Adriatischen Meere abfließen (F. Habe, 1970).

Die außerordentlich verwickelten Zusammenhänge der Sickerflüsse der Innerkrainger Poljen mit den Quellen am Rande des Ljubljanaer Moores gab den Anstoß zur Einberufung des III. internationalen Symposiums über die Verfolgung unterirdischer Gewässer im Jahre 1976 in Jugoslawien. Es wird seine Aufgabe sein, die hydrographischen Probleme des Wasserflusses im Karst und der Grundwässer seines ebenen Geländes zu erörtern. Als bedeutende Vorarbeit für dieses Symposium können die im Schwinden-Randgebiet des Sees von Cerknica durchgeführten hydrogeologischen und speläologischen Forschungen (R. Gospodarič, 1970, P. Habič, 1973) gewertet werden, obwohl sie vor allem dem Versuch einer länger währenden Seebildung im Polje von Cerknica gewidmet waren.

Eine rege speläologische Tätigkeit ist auch in der SR Kroatien zu verzeichnen, sowohl im Speläologischen Verein selbst als auch in zahlreichen speläologischen Sektionen der Bergsteigerorganisation und außerdem insbesondere in einzelnen wissenschaftlichen Anstalten (Geologisch-paläontologische Sammlung und Karstlaboratorium der Jugoslawischen Akademie der Wissenschaften und Künste und Geologisches Forschungsinstitut, beide in Zagreb).

So wurden in Istrien, im Gorski kotar, an der Westküste des Quarner und auf den adriatischen Inseln zahlreiche Objekte untersucht, darunter drei über 200 m tiefe Schächte, auf der Insel Brač sogar ein 363 m tiefer Schacht. Der Ganzlänge nach steht in Kroatien die Vetrnica bei Zagreb mit 5 km an erster Stelle, ihr folgt die Jopiča pečina im Kroatischen seichten Karst mit 4,5 km. Neben zahlreichen speläologischen und hydrologischen Forschungen im Popovo polje und in den Poljen von Duvno und Livno sind besonders die intensiv durchgeführten quartärologischen und paläontologischen Forschungen in der Vjetreničahöle am Popovo polje, wo unter anderem das Skelett eines fossilen Leoparden gefunden wurde, ferner jene in der Šandaljahöhle bei Pula und noch anderwärts zu unterstreichen.

Im Zusammenhang mit den im Gelände geleisteten Forschungen wurden die erzielten Resultate in 60 Facharbeiten in verschiedenen Revuen und Fachzeitschriften publiziert. Außerordentlich instruktiv ist die Studie M. Heraks vom Geologischen und paläontologischen Institut in Zagreb, die unter dem Titel „Karst, important Karst Regions of the Northern Hemisphere“ (1972) ausführlich den jugoslawischen Karst und seine Problematik darstellt.

Die einzige wissenschaftliche Institution Kroatiens, die zum Zweck der hydrogeologischen Erforschung des Kroatischen Karstes einen eigenen Höhlenkataster führt, ist das Geologische Forschungsinstitut. Dieser Kataster registriert auf Karten im Maßstab 1:50 000 und 1:100 000 insgesamt 4830 speläologische Objekte. In der SR Bosnien und der Herzegowina hat sich der Speläologische Verein zwar organisatorisch gekräftigt, doch sind hier fast alle Forschungen, auch jene von seiten der bosnischen Speläologen, im Rahmen verschiedener Institutionen durchgeführt worden, so der Universität, der Anstalt für Denkmal- und Kulturschutz, des Landschaftlichen Museums Bosniens und der Herzegowina, des Unternehmens Energoinvest und verschiedener weiterer Anstalten für Wasserwirtschaft, für den Bau von Stauseen, für Landwirtschaft und Fremdenverkehr. Im Zeitraum von 1968—1972 wurden 68 Höhlen und 20 Schächte erforscht, so daß der Höhlenkataster der Republik, den der Speläologische Verein Bosniens und der Herzegowina betreut, 350 Höhlenobjekte verzeichnet. Speläologische Arbeiten sind hier im Geografski pregled Bosne i Hercegovine, im Glasnik des Landschaftsmuseums, im Biološki list Bosne i Hercegovine und im Geološki glasnik erschienen. Eine kurze Übersicht über die Kenntnis des Dinarischen gebirges seit 1878 veröffentlichte M. Marković (Geografski pregled, 1968).

Die SR Crna gora hat als letzte der Teilrepubliken Jugoslawiens anlässlich des V. internationalen Kongresses für Speläologie einen Höhlenforscherverein gegründet. Dieses karstkundlich außerordentlich interessante, sozusagen noch wilde, größtenteils unberührte Gebiet ist weitgehend unerforscht. Eine erste Aufstellung der bis 1961 bekannten speläologischen Objekte (E. Pretner, 1961) führt 387 Höhlen an. Der überwiegende Teil der speläologischen Forschungs-

arbeit wurde im Rahmen der Geologischen Gesellschaft und der Anstalt für Naturschutz geleistet, teilweise wurden aber auch Forschungen in der Gebirgsgruppe des Durmitor in Zusammenarbeit mit den serbischen Speläologen durchgeführt.

Der speläologische Verein Makedoniens ist im Rahmen der Universität Skopje schon seit 1958 tätig und führt ständig den Kataster speläologischer Objekte dieser Republik. Hier sind bis jetzt 156 Objekte registriert, von welchen 118 schon erforscht sind. Die größte Länge erreicht eine Höhle mit 1500 m, größte Tiefe wurden rund 150 m registriert. Von 1968 bis 1972 wurden etwa 50 Höhlen erforscht, vor allem im Gebirgsstock der Galičica, im Bistragebirge und in den Tälern des oberen Vardar, der Crna und der Treska. Eine erste Karte der speläologischen Objekte Makedoniens mit 100 eingezeichneten Höhlen und 12 Schächten wurde anlässlich des IV. internationalen Kongresses für Speläologie veröffentlicht (D. Manakovik, 1965). Speläologisch sind besonders tätig 3 Gruppen im Rahmen der makedonischen Bergsteigerorganisationen.

Der speläologische Verein der SR Serbien entfaltet in der Berichtsperiode keine nennenswerte Tätigkeit. Der größte Teil der Höhlenforschung wurde individuell von einzelnen wissenschaftlichen Instituten bestritten, so vom Geographischen Institut „Jovan Cvijić“ und der Lehrkanzel für Geographie in Beograd und Novi Sad. Recht fleißig betätigten sich jedoch die speläologischen Sektionen der Bergsteigerorganisationen und mehrere Klubs junger Höhlenforscher. Die meisten der erforschten Höhlen liegen in Ostserbien, vor allem im Bereich der Djerdapengen (Eisernes Tor), im Miročgebirge, im Kučaj und am Polje von Odorovo, außerhalb Serbiens dagegen im Cañon der Tara und auf dem Durmitor in der Crna gora. Zu den größten Erfolgen der serbischen Speläologie ist die Erforschung und touristische Erschließung der 2830 m langen Resavska pećina in Ostserbien zu zählen, die mit 170 000 Besuchern (seit der Eröffnung 1972) den ersten Platz unter den Schauhöhlen Serbiens einnimmt. Zwischen 1968 und 1972 sind im Rahmen verschiedener Institute und Anstalten, so des Geographischen Instituts „Jovan Cvijić“, des Geographischen Instituts der Universität, der Anstalt für geologische und geophysische Forschungen, der Anstalt für Naturschutz, alle in Beograd, ferner des Geographischen Instituts der Universität in Novi Sad und der Lehrkanzel für Geographie in Priština 52 Abhandlungen mit karstkundlichem Inhalt in verschiedenen wissenschaftlichen Zeitschriften veröffentlicht worden. Der Karst auf serbischem Boden wurde in genetischer Hinsicht von C. Milić (1968, 1970, 1972) und von D. Petrović (1969) bearbeitet, regionalmorphologisch von J. B. Petrović (1968), J. Dj. Marković (1968) und D. Gavrilović (1971), hydrologisch von D. Dukić (1968), J. B. Petrović (1969), D. Petrović (1970) und D. Gavrilović (1970). Ein besonders Augenmerk galt der Speläomorphologie. Es wurden die Forschungsergebnisse aus 56 Höhlen mit insgesamt 13 031 m Gesamtlänge

reöffentlicht, darunter aus 46 Höhlen Ostserbiens, aus zweien aus Šumadija, einer aus Westserbien und 7 aus der Crna gora. Die meisten Ostserbien betreffende Publikationen behandeln Höhlen im Gebiet der Djerdapengen (J. B. Petrović 1968, J. B. Petrović — D. Bugarski, 1969), ferner 17 Höhlen im Miroč-Gebirge (3166 m Ganglänge) und 10 Höhlen im Kučaj (4512 m Ganglänge).

Auch Serbien besitzt keinen offiziellen Höhlenkataster. Nach Angaben des Geographischen Instituts der Universität Beograd sind derzeit in Serbien speläologische Objekte registriert.

Unter den allgemeinen jugoslawischen Unternehmungen auf karstkundlichem Gebiet wären noch die im Rahmen des Verbandes jugoslawischer geographischer Institutionen in Angriff genommenen Arbeiten zur Festlegung und Vereinheitlichung der Karstterminologie zu erwähnen. Eine solche in den Sprachen der jugoslawischen Völker ist bereits erschienen. Am 4. internationalen speläologischen Kongress in Ljubljana im J. 1965 wurde die Kommission für Karstdenudation, die jetzt als Kommission für Karsterosion arbeitet, gegründet. Am internationalen Symposium für theoretische und experimentale Methoden der Karstdenudation in Oxford 1971 beteiligte sich auch unser Delegierte mit dem Referat: „Wirkung des Wasserabflusses auf korrosive Intensität in Nordwest-Dinariden (I. Gams, 1972). Die jugoslawischen Höhlenforscher wirken aktiv auch bei allen Aktionen mit, welche den Schutz der unterirdischen Karstwelt zum Ziele haben. Dem entsprechend fand 1973 das erste Symposium aller jugoslawischen speläologischen Vereine und Anstalten für Naturdenkmalschutz zwecks Erörterung des Höhlenschutzes, besonders jenes der Schauhöhlen, statt. Ausserordentlich arbeitsam war auch die jugoslawische Kommission für das Rettungswesen, die durch ihre Mitglieder auch am internationalen Höhlenrettungslager in Belgien vertreten war und zu Hause übungshalber mehrere Rettungsaktionen durchgeführt hat.

Es ist leider nicht möglich, in diesem Referat einen erschöpfenden Bericht über die von den jugoslawischen Karst- und Höhlenforschern geleistete Arbeit zu erstatten. Trotzdem hoffe ich, die internationale speläologische Öffentlichkeit zumindest in Hauptzügen über unsere Tätigkeit informiert zu haben. Zusammenfassend möchte ich nochmals feststellen, daß die jugoslawischen Speläologen redlich bemüht sind, außer regionalen speläomorphologischen Beschreibungen auch zur Lösung von Problemen der Karstgenese und Karstentwicklung beizutragen und so der gesamten Karst- und Höhlenwissenschaft zu dienen.

SUMMARY

In six republican associations the speleological activity in Yugoslavia is organised. For the period from 1968 till 1972 the successes of explorations were published in several publications in the republics.

Speleological reviews "Naše jame" (Ljubljana) and "Speleolog" (Zagreb) let us know the results of the speleological explorations in Slovenia and Croatia.

At the moment about 10.000 caves are registered in Yugoslavia. The cadaster is not unitary but divided by the republics. So we have in Slovenia 3.800, in Croatia 4.750, in Bosnia and Hercegovina 350, in Montenegro 387, in Serbia about 500 and in Macedonia 156 registered objects. Among numerous explorations about 10 km long (the second longest in Yugoslavia) and 674 m deep (the deepest cave in Yugoslavia) Pološka jama in Julian Alps is very important. The epoch important discovery represents the exploration of the underground river Reka in Kačna jama near Divača, where the Slovene cavers in the deepness of 445 m penetrated several kilometres far. Among the karstological treatises several studies of Dinaric karst developement and about the age of karstic caves have to be mentioned.

LITERATUR

- BOHINEC, V. (1973). Die Erforschung des jugoslawischen Karstes in ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Speläologie. Actes IV.e, 1—2, 85—92, Ljubljana.
- BOŽIČEVIĆ, S. (1971). Razvoj speleoloških istraživanja Dinarskog krša, JAZU, Odjel za prirodne nauke, Zagreb.
- DUKIĆ, D. (1968). Režim reka u krasu Jugoslavije. Cvijićev zbornik, SANU, Beograd.
- GAMS, I. (1972). Geografsko raziskovanje krasa v Sloveniji. Geografski vestnik XLIV, Ljubljana.
- (1972). Die zweiphasige quartärzeitliche Flächenbildung in den Poljen und Blindtälern des nordwestlichen Dinarischen Karstes. Gedächtnisschrift Herbert Lehmann. Frankfurt.
- GAVRILOVIĆ, D. (1970). Relikti kupastog krasa u Karpatsko-balkanskim planinama Jugoslavije. Zbornik radova Geografskog instituta "Jovan Cvijić", knjiga 23, Beograd.
- GOSPODARIČ, R. (1970). Speleološke raziskave Cerknškega jamskega sistema. Poročila — Acta carsologica V/3, Ljubljana.
- (1973). Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. Inštitut za raziskovanje krasa SAZU Postojna, disertacija v tipkopisu.
- (1972). Prvi podatki o absolutni starosti sige v Postojnski jami na podlagi ¹⁴C, Ljubljana.
- HABE, F. (1970). Predjamski podzemeljski svet. Poročila-Acta carsologica V/1, Ljubljana.
- HABIČ, P. (1968). Kraški svet med Idrijco in Vipavo. Dela-Opera 21, Acad. scient, art. Slovenica, Ljubljana.
- (1969). Hidrografska rajonizacija krasa v Sloveniji. Krš Jugoslavije, 6, Zagreb.
- (1973). K hidrologiji Cerknškega jezera. Poročilo o hidrološko-speleoloških raziskavah med poskusno zaježitvijo ponorov 1969—1972. Inštitut za raziskovanje krasa, Postojna.
- HABIČ, P. & GOSPODARIČ, R. (1972). Die hydrologische Problematik und die Erkundung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer im Karst der Nordwest-Dinariden. Geol. Jb., Hannover.
- HABIČ, P. & KRIVIC, P. (1972). Nova odkritja v Pološki jami. Naše jame 13 (1971), Ljubljana.
- HERAK, M. (1972). Karst of Yugoslavia. Karst important Karst Regions of the Northern Hemisphere, Amsterdam.
- KRIVIC, P. & PRAPROTNIK, A. (1973). Jamsko potapljanje v Sloveniji, Naše jame 14 (1972), Ljubljana.
- MALEZ, M. (1970). Pečine na području između Popova polja i Dubrovnika. Krš Jugoslavije 7/2, JAZU, Zagreb.
- MANAKOVIK, D. Le Karst de la Macédoine. Naše jame VII/1965, 1—2, Ljubljana.
- MARKOVIĆ, M. (1968).

- MARKOVIĆ, J., Dj. (1968). Pocerski merokras. Cvijićev zbornik Sanu, Beograd.
- MILIĆ, C. (1968). Jame kao indikatori periglaciala u krasu Istočne Srbije. Cvijićev zbornik SANU, Beograd.
- PETROVIĆ, D. (1969). Prilog poznavanju geneze prerasti. Globus 1, Beograd.
- (1970). Sliv Crnog Timoka. Posebna izdanja Geografskog Instituta "Jovan Cvijić", knjiga 22, Beograd.
- PETROVIĆ, J. B. (1968). O postanku uvala i polja u plitkom kršu Istočne Srbije. Zbornik za prirodne nauke Matice srpske X, sv. 34, Novi Sad.
- (1969). Hidrološke karakteristike Metohijske podgore. Godišnjak Fil. fakultete u Novom Sadu, knj. XII/2, Novi Sad.
- PETROVIĆ, J. B. & BUGARSKI, D. Pećine i jame u Djerdapskoj klisuri. Zbornik za prirodne nauke Matice srpske, sv. 34, Novi Sad.
- PRETNER, E. (1961). Speleološka istraživanja u Crnoj Gori i spisak pećina i jama. II. jugoslavenski speleološki kongres, Split 1968.
- RADINJA, D. (1967). Vremenska dolina in Divaški kras. Geografski zbornik SAZU, X, Ljubljana.
- (1969). Doberdobski kras. Morfogenetska problematika kraške pokrajine. Geografski zbornik XI, Ljubljana.
- (1972). Zakrasevanje v Sloveniji v luči morfogenetskega razvoja. Geografski zbornik, XIII, Ljubljana.

THE INFLUENCE OF UPPER CRETACEOUS ROCK LITHOLOGY ON THE DEVELOPMENT OF KARST FORMS IN THE LUBLIN UPLAND

Marian Harasimiuk

The Institute of Earth Sciences

The University of Maria-Sklodowska, Lublin, Poland

Karst developing on the soft and porous rock of the Upper Cretaceous, because of its specific characteristics which differentiate it from normal complete karst, is separated as merokarst (J. Cvijic 1925) or as chalk type karst (G. Chabot 1925, H. Maruszczak 1966, G. A. Maksymowicz 1969). To the basic characteristics which allow to distinguish karst developing on chalk as a separate type of karst are: the softness of its superficial form contour, its meagreness and the absolute lack of subterranean forms.

In typical complete karst, one of the largest factors controlling the process of karstification are the climatic conditions and the topographical situation of the region (J. Cvijic 1893, L. Sawicki 1908, J. Corbel 1959). However M. M. Sweeting's (1964) research on the tempo of chemical denudation on various carbonate rocks indicates that, the lithological differentiation plays a significant role. All authors dealing with the problem concerning karst in chalk type rocks pay attention to the decisive role of the lithological factor in the development of karst in these rocks.

Attention has been paid for a long time to the occurrence of numerous karst forms in the south-east part of the Lublin Upland (T. Wilgat 1950, J. Rzechowski 1964, M. Maruszczak 1966). During detailed examinations of karst features in this region, special attention was paid to the dependence of the character of surface and fossil forms on the differentiation of the lithology of karstifying rocks. In the examined region there occur Cretaceous deposits of a thickness exceeding 500 m (Z. Sujkowski 1931, W. Pożaryski 1956) from which about 200 m belong to the Upper Maestrichtian. These are entirely carbonate deposits differentiated lithologically. In the roof part of the Upper Cretaceous, opokas marls, marly-limestones and chalk occur. Opokas are rocks, which have, in spite of a large CaCO_3 content (to about 60 %), an opalescent frame work and this is why they are not submitted to karst processes. The remaining types of rock can be described as — limestone — siliceous — loamy, which are susceptible to karst processes. Marls in the examined region contain 66—74 % CaCO_3 ; the remaining compositions are SiO_2 (18—26 %), Fe_2O_3 (to 2 %) and Al_2O_3 (to 6 %). These are porous rocks (40—45 %), characterised

T a b. 1. Chemical composition of principal types of Upper Cretaceous rocks.

Type of rocks	CaCO ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
Marls	66,97—73,59	18,30—25,9	0,74—1,79	1,96—6,72
Marly limestones	74,27—82,21	12,01—18,87	0,36—1,29	1,82—3,90
Chalks	87,33—91,85	5,05—6,03	0,53—0,76	1,02—2,63
Opokas	55,61—69,82	22,11—37,23	0,75—2,01	1,98—4,28

by a high weight absorbability (to 28 %) of a relatively small resistance to pressure (100—130 kg/cm²). During saturation they increase their capacity by about 5 %.

Marly-limestones are differentiated by an increased CaCO₃ content (74 to 82 %) with a concurrent decrease in the amount of SiO₂ to 12—18 %. A small decrease in the content of aluminium and iron oxide is also marked. The weight absorbability is nearly twice as low as in marls and the porosity smaller by about 10 %. These rocks on the other hand are distinctly more resistant to pressure than marls.

Chalk is characterised by a further increase in CaCO₃ content to over 90 % and the amount of SiO₂ falls to 5—6 %. The weight absorbability of these rocks is low (to 18 %) and their porosity reaches about 40 %, but usually it is somewhat lower. Chalk is a very soft rock, its resistance to pressure does not exceed 60 kg/cm². This value quickly decreases together with the increase in moisture which is typical for these types of rock (I. Gorkowa 1962, W. Kowalski 1971). It was also ascertained that chalk may even submit to disintegration during saturation. This is caused by the very weak loamy carbonate binder and also the susceptibility to a capacity increase while saturating with water up to 10 %. I. Gorkowa (1962) ascertained the capacity increase of White Russian chalk even to 14 %. Chalk type rocks are characterised by a high susceptibility to dissolution but at the same time it was ascertained that, chalk is a rock which is easily washed out.

In result of the weathering of all the described rocks a loam cover with a small admixture of rounded fragments is created. This type of waste is exceptionally susceptible to solifluction processes and surface rain-wash and at the same time weakly penetrable.

All the types of Upper Cretaceous rocks are strongly and deeply cracked. Particularly, the net of surface cracks is very dense. The length of the crevices on a surface of 1 m² may even reach 80 m (J. Rzechowski 1962). The least visible cracks and at the same time the smallest crevices occur in chalk.

Marls and chalk take up a large surface in the examined region, while the range of marly-limestones is very limited. All the carbonate rocks are covered

T a b. 2. Filtration coeficient in drilled wells in principal types of Upper Cretaceous rocks.

Type of rocks	Filtration coeficient m/sec
Marls	$0.5 \times 10^{-5} - 1,0 \times 10^{-5}$
Marly limestones	$1,0 \times 10^{-5} - 1,5 \times 10^{-5}$
Chalks	$0.2 \times 10^{-5} - 0.4 \times 10^{-5}$

with Quaternary formations (sand, clay and dust) of a various thickness. It was ascertained, that the cover of these formations, of a thickness exceeding 2 m, distinctly influences the decrease in the number of surface karst forms. The thickness of rocks which may be submitted to karst processes, because of their properties, is very large, but inspite of this, the range of karstification is small. This results from the fact that, the development of karst forms is limited only to the aeration area, the thickness of which does not usually exceed 20 m. The second factor, which limits the vertical range of karstification, is the unusually slow infiltration of rain water into the rocks, conditioned by its properties. This courses the saturation of infiltration water in the surface area and the decrease of agression in the underground water level. At the same time a dense net of very narrow crevices courses the dispersal of infiltrating waters and prevents the creation of concentrated flows of underground water, which conditions the creation of larger underground vacuum. The low penetrability coefficients for Cretaceous rocks (tab. 2.) prove a very slow underground water movement which also does not favour the creation of underground forms.

Among the surface forms, it was ascertained that in the chalk region, the amount and size of karst forms in the examined region are distinctly smaller than forms developing on the remaining types of rock, inspite of the fact that this rock contains the most CaCO_3 .

The lithological properties of chalk course a decrease in the amount and tempo of water movement, which conditions the decrease in the number of rising karst forms. The high susceptibility of chalk to mechanical weathering does not favour the preservation of the created karst forms and they relatively quickly change into fossil forms.

The rocks, in which the largest number of forms have been ascertained, are marly-limestones and harder types of marls. At the same time forms rising on these rocks are distinctly deeper and better preserved. These types of rocks are characterised by a smaller CaCO_3 content which is connected with their smaller susceptibility to karstification, but because of the increased SiO_2 (opal) content they are more resistant to mechanical weathering. Owing to this, karst forms created on these rocks are more distinct.

REFERENCES

- CHABOT, G. (1925). Récents progrès de l'études des phenomenes karstiques. Annales de Géographie vol. 34, Paris.
- CORBEL, J. (1959). Erosion en terrain calcaire. Annales de Géographie vol. 68, Paris.
- CVIJIĆ, J. (1893). Das Karstphanomen. Pencks Geograph. Abh. vol. 8.
- (1925). Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. C. R. l'Acad. Sc. T. 180, Paris.
- GORKOWA, I. M. et altry (1962). Character of strength and deformational features of chalk and similar rocks. Trudy Labor. Gidrogeo. Prob. im F. P. Sawarenskogo, 44, Moskva.
- KOWALSKI, W. C. (1971). The strength of rocks in the air dry zone, in the zone of the capillary rise and in the zone of water saturation. Przegląd Geologiczny, 19, Warszawa.
- MAKSYMOWICZ, G. A. (1969). Fundamentals of Karstology, vol. II Perm.
- MARUSZCZAK, H. (1966). Phenomènes karstiques dans les roches du crétaé supérieur entre la Vistule et le Bug (Type de karst crayeux). Przegląd Geograficzny vol. 38, Warszawa.
- POŻARYSKI, W. (1956). Kreda. Regionalna Geologia Polski, vol. II. Region lubelski. Kraków.
- RZECHOWSKI, J. (1962). Fossil karst forms from Rejowiec quarry. Kwartalnik Geol., vol. VI, Warszawa.
- (1964). Les formations du karst environs de Krępiec près de Lublin. Ann. Univ. Mariae Curie Sklodowska, sec. B, vol. XVII.
- SAWICKI, L. (1908). Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschr.
- SUJKOWSKI, Z. (1931). Etude petrographique du Cretace de la Pologne la serie de Lublin et la comparaison avec la craie blanche. Sprawozdania PIG, 6 Warszawa.
- SWEETING, M. M. (1964). Some factors in the absolute denudation of limestones terrains. Erdkunde XVIII/2, Bonn.
- WILGAT, T. (1950). Karst in the surrounding of Cyców. Ann. Univ. Mariae Curie-Sklodowska, sectio B, vol. IV, Lublin.

THE ROZTOCZE HILLS KARST (East Poland)

Marian Harasimiuk, Andrzej Henkiel

The Institute of Earth Sciences

The University of Maria-Skłodowska, Lublin, Poland

The Roztocze Hills are the upland ridge lying along the south-west boundary of the Lublin Upland. They are divided from the actual Lublin Upland by several score meters of structural — denudative ledges. The south-west boundary of the Roztocze hills is created by a ledge area of tectonical foundation, dividing the upland region from the pre-Carpathian depression.

The ground course of the Roztocze hills is built up from rocks of the Upper Cretaceous age (usually opokas), partly covered with formations of the coastal area of the Upper Miocene sea, filling the pre-Carpathian depression. The Upper Miocene deposits within the precincts of the depression are formed in marly — loamy facies (the Crakow loam series), while in the ridge area and on the Roztocze hills — in the carbonate facies. Mainly detrital limestones occur here, with secondary reefy limestone inclusions. The detrital limestones are lithologically very differentiated. They are characterised by a variable CaCO_3 content (80—95 %), variable porosity (5—40 %), a various degree of diagenesis and usually a low degree of mechanical resistance. Considerable areas of the Roztocze hills have a sandy or dusty cover of Quaternary formations, of a thickness of up to ten or more meters on the surfaces and several score meters (80 m) in the valley axes (B. Areń, 1962, M. Bielecka, 1967, A. Jahn, 1956, J. Buraczyński 1967).

The main features of the Roztocze hills sculpture were formed by erosion and denudative factors in the Pliocene and Lower Quaternary. To these the top layer surface planations (dated differently and correlated with other regions — A. Jahn, 1956, H. Maruszczak, T. Wilgat, 1956, J. Buraczyński, 1967) and deeply cut valley gullies with erosion terraces belong. The relative heights on the Roztocze hills exceed 100 m.

The presence of relatively clean Miocene limestone, considerable relative heights, thin and discontinuous Quaternary covers favour the development of karst features on the Roztocze hills. The occurrence of a few generations of fossil lapies and karst funnels, initial cave forms and developing at the present time karst funnels and groups of microforms on the exposed rock surfaces (M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękała, 1969, 1971) were ascertained there.

On the higher top layer level of the Roztocze hills, relics of deep lapies (Abb. 1), covered with chocolate-brown loam residuals are preserved. Montmorillonite is the main loam component. In relation to the chemical composition



Abb. 1. The exposure of fossil lapies of the oldest generation on the surface of the Roztocze hills. Under the soil contemporary remains of the fossil soil of the terra calcis type.

of Matrix rock, loam indicates a significantly increased content of iron, occurring mainly in the form of microscopic concretions. On the surface of loam, well formed soil of the terra calcis type has been preserved. The development of this lapies progressed in conditions of abundant vegetation and shallow underground water level. The carried out research (M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala, 1969) allow to connect this generation of karst genetically with the development of surface planation in the Middle Pliocene age.

In the top layers of the pre-ridge area of a lower degree and higher erosion terraces in the valleys, groups of second generation karst form occur. These are karst funnel fossils of a sink-hole type (Abb. 2) filled with various material. Into the composition of filling formations enter: loam, dust, sand, without even a smallest trace of material originating from the glaciation. The development of these forms, which fulfil the role of swallow holes, is connected with an earlier erosion dissection and the occurrence of rather deep underground water. Karst forms of this generation did not only develop on the bedding of limestone rock but also on the bedding of limestone gravel of a torrential origin. In the gravel bedding relics of the redzin type soil occur and on the surface,



Abb. 2. The 2nd generation of fossil karst forms. Two karst funnels of the sink-hole type, filled with loam residuals and deformed in the upper part of the glacitectonics during the Mindel glaciation.

soil of the terra calcis type have been preserved (S. Nakonieczny, J. Pomian, R. Turski, 1966) which are of the same age as the described generation of karst forms. This group developed in the warm and damp phase of the Lower Pleistocene, preceded by a colder and drier climatic swing (M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala, 1969).

In various morphological positions different types of karst funnels, filled with loamy and other formations with an admixture of broken off material from the glaciation, have been preserved. In the loam, minerals from the illite group occur in abundance. Filling formations and also the rock surfaces connected with these forms indicate traces of the activity of periglacial processes. One comes across remains of fossil soil of the redzin and boggy type. Forms of this karst generation come from various phases of the Middle and Upper Pleistocene (M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala, 1969).

The numerous karst funnels, belonging to forms developing nowadays, occur in two types: as several meter, dry funnel-shaped depressions and as flat, with the diameters several to several score meters, most often filled with

water (small lakes) basins. Both of these types develop on clayey and dusty surfaces of Quaternary covers, under which at a depth of 2—10 m Miocene limestone occur. These forms are arranged in a chain, along the main tectonical lines. Their development can be connected with the Holocene rejuvenation of tectonical lines and the opening of stone crevices. This causes the concentration and animation of the underground water circulation and connected with it processes of intensive corrosion and suffosion (M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala, 1971).

Open stone crevices can be added to the initial cave forms. In the higher morphological positions they are dry, and sometimes accessible on small areas and do not have more distinct corrosion traces. These are actually caves of a tectonical not karst origin. In lower positions they are filled with flowing water and widen in result of corrosion. To the initial cave forms one can also add often met with karst tubes. Larger caves have not been found up to date, in spite of the fact that local people often give information concerning the discoveries of large underground vacuums when digging wells. These vacuums occur in the fluctuation level of underground water and attempts to examine them, because of technical difficulties, has not been undertaken as to date.

In few places of the occurrence of rocks and on walls of old stone mines one comes across rich groups of microforms. These are groves, ribs and various types of small corrosive depressions. Similar microform groups occur on the walls of open stone crevices, if they were filled with water or wastes retaining dampness.

Belonging to the typical karst features of the Roztocze hills, is the loose net of surface waters and the concentrated flow of underground waters in independant from each other crevice systems. In the area of the Roztocze hills karst regions, abundant springs of the karst type occur. The system of underground water circulation and the springs indicate close connections with tectonical lines.

The specific characteristics of the Roztocze hills karst result mainly from the individuality of karstifying rocks — little resistant detrital limestones — and from the history of the geological and geomorphological development of the region (the development of karst features, lasts only from the Middle Pliocene). To these characteristics the predominance of fossil forms, nearly an absolute lack of caves and larger surface forms and the softness of the contour of forms belong. That is why in the landscape of the Roztocze hills karst features are hard to observe and do not mark themselves distinctly. However, karst forms play an important role in the development of the Roztocze hill sculpture and the examination of forms and fossil karst fillings has provided a series of information which allows to solve some of the disputable geological and geomorphological problems.

REFERENCES

- AREŃ, B. (1962). The Miocene of the Lublin Roztocze Range between the Sanna and Tanew Rivers. — *Prace Instytutu Geologicznego*, XXX, 3, Warszawa.
- BIELECKA, M. (1967). The Tertiary of the South-western Part of the Lublin Upland — *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 206, Warszawa.
- BURACZYŃSKI, J. (1967). Essai géomorphologique du Roztocze Occidental — *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, sec. B, XXII, Lublin.
- HARASIMIUK, M., HENKIEL, A., PEKALA, K. (1969). Development of Karst Processes in the Vicinity of Frampol during the Pliocene and the Quaternary — *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, sec. B, XXIV, Lublin.
- (1971): Drainless Depressions in the Borderland of Lublin Upland and Roztocze (South-eastern Poland) — *Speleologia*, VI, 1—2, Warszawa.
- JAHN, A. (1956). Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau — *Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne* 7, Warszawa.
- MARUSZCZAK, H., WILGAT, T. (1956). Le relief de la zone lisière du Roztocze Central — *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, sec. B, X, Lublin.
- NAKONIECZNY, S., POMIAN, J., TURSKI, R. (1966). The Fossil Soil from the Group of Terra Calcis in the Lublin Upland — *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, sec. B, XX, Lublin.

DATING OF SPELEOTHEMS RELATED TO THE GEOMORPHIC HISTORY OF CARBONATE TERRAINS

Russell S. Harmon, Peter Thompson, H. P. Schwarcz
Department of Geology, McMaster University

D. C. Ford
Department of Geography, Mc Master University
Hamilton, Ontario, Canada

A b s t r a c t. The absolute dating of calcite speleothems can provide a temporal framework within which the geomorphologic history of a karst region may be considered.

Speleothems (stalactites, stalagmites, and flowstone) from the south Nahanni River area of the Mackenzie Mountains (N.W.T. Canada), the Crowsnest Pass area of the Southern Rocky Mountains (Alberta-B.C., Canada), the central Kentucky karst region (Kentucky, U.S.A.), and the Edwards Plateau area (Texas, U.S.A.) have been dated using the ionium deficient ($\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$) method. Certain aspects of the late Pleistocene geomorphic history of these four karst regions are discussed in terms of the measured ages.

INTRODUCTION

Uranium is present in ocean waters with an isotopic ratio of U^{234} (to) U^{238} of 1.15:1.00 (Thurber, 1962) and is deposited in marine carbonates and shales in trace concentrations. Should such rocks be subjected to chemical weathering at a later date, uranium may be leached and coprecipitated in secondary CaCO_3 deposits. Trapped within the new deposit, the uranium is a potential clock, recording the elapsed time since coprecipitation by radioactive decay.

The uranium radioactive decay series yields four possible dating methods, two of which have been successfully applied to calcium carbonate cave deposits, (P. Thompson, 1973; G. Thompson, 1973). The first method, utilizing the isotope ratio $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ is based on the fact that in many carbonate deposits such as marine limestones, fresh-water travertines, and calcite speleothems an excess of U^{234} is incorporated in the carbonate at the time of deposition. The excess U^{234} subsequently decays until U^{234} and U^{238} are in secular equilibrium. The half-life of U^{234} is 248,000 years and with modern counting devices the decay can be monitored over a period of about six half-lives or approximately 1.5 million years Before Present. However, it is often difficult, if not impossible, to determine the initial $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ ratio of ancient non-marine carbonates because we cannot measure the isotopic ratio of the waters from which precipitation occurred. The second method, utilizing the isotopic ratio $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$, is based upon the assumption that all thorium present in a carbonate specimen is the result of the

radioactive decay of U^{234} , i. e., that no thorium is coprecipitated at the time of deposition, (Barnes and others, 1956; Fornaca—Rinaldi, 1968; Duplessy and others, 1970). This method covers a time span of 350,000 years and has been the most successful technique used to date cave deposits, (Thompson, 1973; Ford, 1973, Ford and others, 1972).

ANALYTICAL TECHNIQUES

In order to measure accurately the U^{234}/U^{238} and Th^{230}/U^{234} ratios of a speleothem, it is necessary to first extract radiochemically pure uranium and thorium from the carbonate material. This is accomplished in four steps by 1. dissolution of the sample in nitric acid, 2. coprecipitation of the U and Th with $Fe(OH)_3$, 3. specific ion exchange to separate the two radioactive elements from other impurities, and 4. solvent extraction to isolate chemically pure U and Th. The pure U and Th are then plated onto steel discs for counting.

Alpha-particle spectrometry is used to measure the activity of U^{238} , U^{234} , and Th^{230} , the three isotopes of interest. Alpha particles of discrete energy are produced by radioactive decay of these isotopes. The impact of the alpha particles upon a surface-barrier semiconductor detector, amplified and analyzed, produces a characteristic energy spectrum with the peak intensity being a function of the amount of each isotope present in the sample.

The isotope ratios U^{234}/U^{238} and Th^{230}/U^{234} are determined from the energy spectra after correcting for background and reagent blank radiation levels, and ages finally calculated using a computer program written by Thompson (1973). The precision with which isotope ratios can be measured is a function of the uranium and thorium content of the sample, the efficiency of the chemical extracting, and the counting time. If 50—100 micrograms of uranium and thorium are extracted an age accurate to $\pm 2\%$ is readily measured.

RESULTS AND DISCUSSION

It is often most difficult to date geomorphological events with any certainty, especially those dealing with erosional processes and the evolution of erosional landforms. The geomorphologist is usually able to ascertain that a certain landform or base level stand of a river is of pre-glacial age, for instance, but it is seldom that he is able to determine its absolute age. The radiometric dating of cave deposits allows the karst geomorphologist to overcome this problem in many instances. Perhaps a majority of known caves display substantive erosional enlargement within a phreatic zone. Conventional speleothem deposition in them cannot commence until they are drained, which is very often the result of a lowering of an allogenic base level. Thus, data on the absolute ages of the caves in an area provide important geomorphological information upon the time of base level stands and ages of river terraces, rates of erosion and/or



Fig. 1.

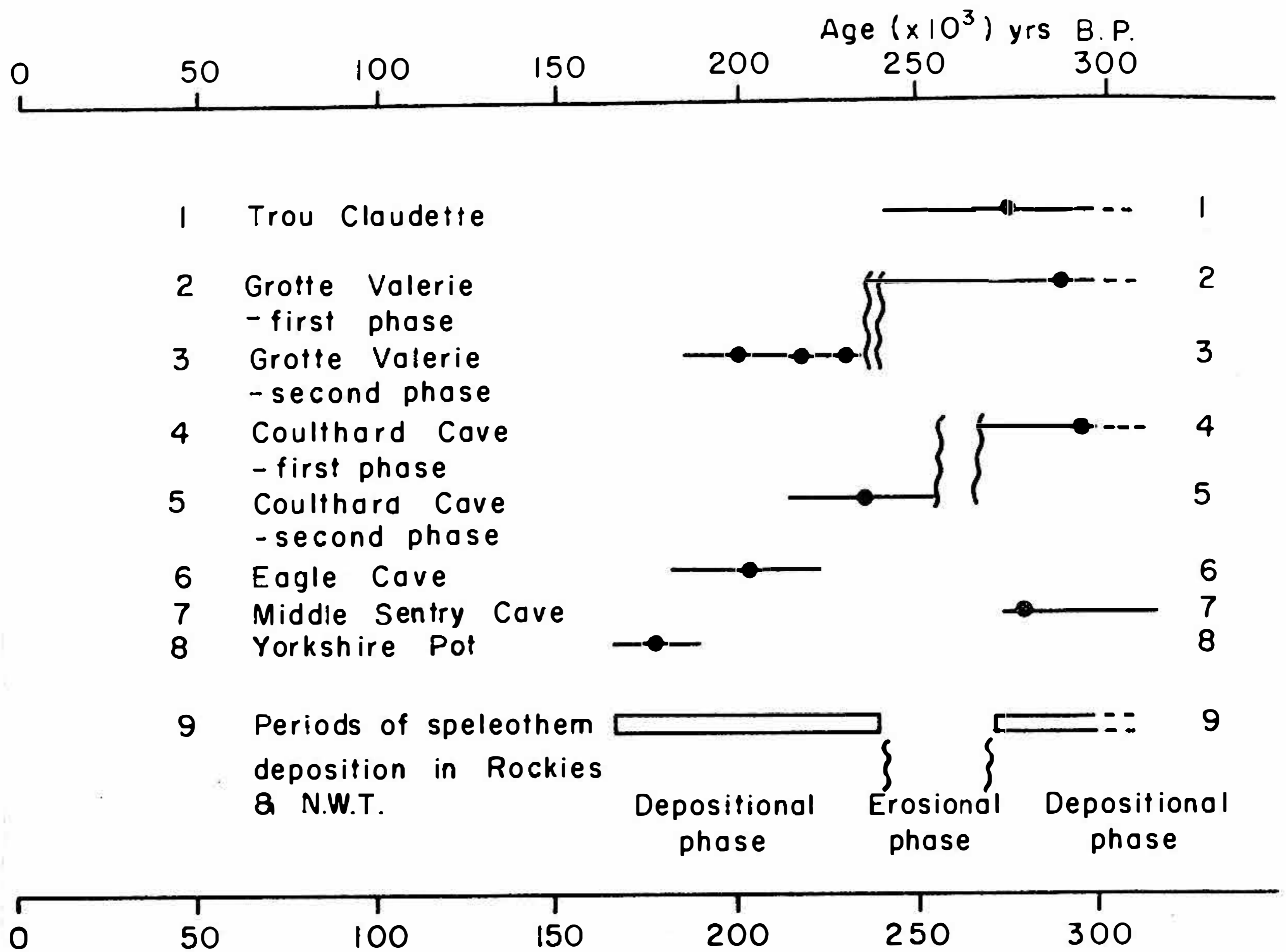


Fig. 2. Approximate periods of speleothem deposition (equivalent to interglacials) in W. Canada (Revised from P. Thompson, 1973).

sedimentation, rates of regional tectonic uplift, time and rate of sea level changes, the times and duration of glaciations, etc. In the remainder of this paper we give four examples from karst terrains in North America. The age data upon which they are based are listed in tab. 1.

1. The South Nahanni River Area, N.W.T., Canada:

In its middle sections the South Nahanni River, N.W.T., Canada (Fig. 1) flows across a thick sequence of Devonian carbonate rocks. Here the river has cut a series of four meandering canyons an average of 300–600 metres into the carbonates (Ford, 1973). The most important of them, First Canyon, is the deepest of the four and is the erosional base level for all upstream entrenchment. More than 100 caves are present at various levels in the canyon. Although most are frost pockets, more than 30 solutional caves have been discovered, the largest containing over 1.5 km of galleries. Fossil speleothems are common in the caves and some modern deposits occur near cave entrances. Speleothems from two caves, Grotte Valerie some 500 m above the river Trou Claudette at 230 meters, have been dated.

Speleothem deposition cannot commence until a cave has been drained and does not normally occur under periglacial or glacial conditions (P. Thompson,

Tab. 1. Isotopic data and ages of analyzed speleothems.

Sample	U Concentration (ppm)	$[U^{234}/U^{238}]$	$[Th^{230}/U^{234}]$	Age Years Before Present
(1) South Nahanni River Area				
Grotte Valerie - 1	4.31	0.98 ± 0.01	0.975 ± 0.085	∞ $290,000 \pm 50,000$
Grotte Valerie - 2	17.9	1.01 ± 0.005	0.84 ± 0.03	$200,000 \pm 20,000$
Grotte Valerie - 3	12.9	1.09 ± 0.0006	0.85 ± 0.025	$217,000 \pm 17,000$
Grotte Valerie - 4	95.6	1.07 ± 0.015	0.905 ± 0.076	$237,700 \pm 81,400$
Trou Claudette - 1	14.7	0.99 ± 0.01	0.96 ± 0.02	$275,000 \pm 40,000$
(2) Crownest Pass Area				
Coulthard Cave - 1	0.23	1.00 ± 0.02	0.862 ± 0.026	$235,000 \pm 19,500$
Coulthard Cave - 2	0.25	1.07 ± 0.02	0.925 ± 0.029	$296,000 \pm 32,500$
Eagle Cave	0.28	1.40 ± 0.02	1.70 ± 0.06	$198,000 \pm 13,000$
Middle Sentry Cave - 1	0.07	1.10 ± 0.03	0.636 ± 0.025	$114,000 \pm 7,000$
Middle Sentry Cave - 3	0.12	0.97 ± 0.03	0.873 ± 0.038	$273,000 \pm 37,000$
Yorkshire Pot - 1	3.13	1.21 ± 0.015	0.756 ± 0.028	$178,000 \pm 10,500$
Gargantua Cave - 1	3.73	1.07 ± 0.015	0.995 ± 0.016	$> 300,000$
(3) Central Kentucky Karst Region				
Great Onyx Cave - 1	1.13	1.194 ± 0.021	1.220 ± 0.036	$> 350,000$
Flint Ridge Cave System - 1	0.30	1.054 ± 0.052	1.037 ± 0.059	$> 350,000$
(4) Edwards Plateau Area				
Inner Space Cavern - 1	0.89	1.032 ± 0.024	0.337 ± 0.026	$44,500 \pm 4,200$

1973). Thus, two points are evident from the data listed in tab. 1. First, the date of the Trou Claudette sample reveals that no more than 230 metres of river downcutting could have occurred in the last 275,000 years. This figure yields a maximum age for the canyon of 1.4 million years and a minimum average entrenchment rate of $0.8 \text{ m}/10^3 \text{ years}$, because speleothem deposition

need not have commenced until some time after the cave was drained. Secondly, the 5 dates in the 200,000—290,000 years B.P. period place some absolute limits on the times of Kansan (Mindel) glaciation and the Yarmouth interglacial in this region (fig. 2).

II. Crowsnest Pass Area, Alberta-B.C., Canada:

The Crowsnest Pass area of the High Rock Range of the Rocky Mountains on the Alberta-British Columbia border, Canada (fig. 1) is mountainous terrain composed of Devonian and Mississippian limestones. As in most areas glaciated during the Wisconsin, much of the topography and most of the landforms are glacial in origin; a glacier flowed eastward through the pass and cirques dissected the surrounding area to a local relief of about 1600 meters. 25 caves have been explored in the Ptolemy Mountain area of the Pass. Most are fragments of fossil phreatic passages that have been exposed by valley and cirque entrenchment and/or cliff recession. The caves are exposed throughout the range of the local relief from valley floor to mountain top and many contain both active and fossil speleothems.

Speleothem ages from Yorkshire Pot (2700 m), Coulthard Cave (2500 m), Middle Sentry Cave (1950 m), and Eagle Cave (1350 m) are given in tab. 1. They indicate that 800 m (50 %) of the present 1600 m of local relief was developed at least 273,000 years B.P. and that 1400 m (87 %) of the relief had developed at least 198,000 years B.P. at the onset of the penultimate glacial period. Thus it appears that most of the mountain relief at Crowsnest Pass and in adjoining ranges of the southern Canadian Rockies is attributable to the early glacial and interglacial periods of which no surficial traces exist today.

III. Central Kentucky Karst Region, U.S.A.

The central Kentucky karst, Kentucky, U.S.A. (Fig. 1) the classic North American karst region, is an area of flat-lying Mississippian limestones. Here fortuitous geologic and hydrologic conditions have resulted in the development of some 240 km of cave galleries in the Mammoth Cave-Flint Ridge Cavern System, (Wells and Desmarais, 1973). Geologic and geomorphic evidence from correlation of subsurface cave passage levels with surface river terraces, (Miotke & Palmer, 1972), has suggested that the lower levels of the cavern system are of Wisconsin (Wurm) age and that the oldest, upper levels may be pre-Nebraskan, (pre-Gunz). Two stalagmites from the Davis Hall and Great Onyx areas of the cave, both of them upper levels, have been analyzed (tab. 1). The dates are out of the range of the $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$ method, (greater than 350,000 years old), and thus indicate that the upper levels of the Mammoth Cave-Flint Ridge Cavern System is at least pre-Kansan (pre-Mindel) in age. Dating of these deposits by the $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ method is being undertaken in an attempt to determine more definitive ages for them.

IV. The Edwards Plateau Region, U.S.A.

The Edwards Plateau karst region of central Texas, U.S.A. is a dissected structural plain underlaid by flat-lying Cretaceous carbonate rocks. Fragments of phreatic caves are present throughout the region, with major development occurring along the Balcones Fault zone. The caves generally contain abundant speleothems and several are well known localities for extinct species of cold-climate, late Pleistocene (Wisconsin) fauna, (Lundelius, 1967). The stalagmite from Inner Space Cavern (Tab. 1) rests upon sediments and breakdown containing well preserved fossils of *Mammuthus* (sp.), *Smilodon* (sp.), *Bison* (sp.), *Camelops* (sp.), *Microtus* (sp.) and *Neotoma* (sp.) and several other extinct species. The age of the basal layer of flowstone indicates that the breakdown pile which contains the fossils must be at least 44,000 years old and of likely Wisconsin age.

REFERENCES

- BARNES, J. W., LANG, E. S., PORTRAG, H. A. (1956). Ratio of ionium to uranium in coral limestones, *Sciences*, 124–275.
- DUPLESSEY, J. C., LABEYRIE, J., LALOU, C., NGUYEN, H. V. (1970). Continental climatic variations between 130,000 and 90,000 years B. P., *Nature*, 226, 631–633.
- FORD, D. C. (1973). Development of the canyons of the South Nahanni River, N. W. T., *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 366–378.
- FORD, D. C., THOMPSON, P., SCHWARCZ, H. P. (1972). Dating cave calcite deposits by the uranium disequilibrium method: some preliminary results from Crowsnest Pass, Alberta, in E. Yatsu and A. Falconer (eds.). *Research methods in Pleistocene geomorphology*, Geo Abstracts Ltd., Univ. E. Anglia, 247–255.
- FORNACA-RINALDI, G. (1968). $^{230}\text{Th}/^{234}\text{Th}$ dating of cave concretions, *Earth and Planetary Sciences Letters* 5, 120–122.
- LUNDELIUS, E. L. (1967). Late Pleistocene and Holocene faunal history of central Texas, in *Pleistocene Extinctions – A Search for a Cause*, Martin, P. S. and Wright, H. E. (eds.), Yale Univ. Press, 287–318.
- MIOTKE, F. O., PALMER, A. N. (1972). Genetic relationships between caves and landforms in the Mammoth Cave National Park area, privately published, 69 p.
- THOMPSON, G. (1973). Uranium series dating of stalagmites from Blanchard Springs Cavern, Stone County, Arkansas, Unpubl. M. S. Thesis, Memphis State University, 34 p.
- THOMPSON, P. (1973). Speleochronology and late Pleistocene climates, Unpubl. Ph. D. Thesis, McMaster Univ., 365 p.
- THURBER, D. L. (1962). Anomalous U-234/U-238 in nature, *Journal Geophysical Research*, 67: 4518.
- WELLS, S., DES MARAIS, D. (1972). The Flint-Mammoth connection, *National Speleological Society News*, 31, 18–22.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ОБЛАСТИ МОРАВСКОГО КАРСТА

Владимир Гашек, Станислав Майер

Геофизика, Брно, ЧССР

В последнем десятилетии были в Моравском карсте использованы в большом масштабе геофизические методы с целью определения литологического характера и тектонических состояний палеозойских горных пород. В связи с решением этих проблем месторасположения встает и другая проблема, а именно, проблема исследования карста, куда можно включить следующие случаи:

- а) ориентация направления главного карстования
- б) глубина проникновения карстового процесса
- в) если пещерные пространства затоплены водой или заполнены седиментами, или же речь идет о сухом незаполненном пространстве
- г) существует ли в области один или более уровней подземной воды
- д) каковы законы дренажной системы в горизонтальном и в вертикальном направлениях и зависимость от структурально-геологической системы
- е) определение направления тока подземных вод и скорость их движения
- и) связь поверхностных и подземных карстовых явлений
- к) определение зон тектонических нарушений, главных направлений трещин, контакта разных литологических типов горных пород и т. д.

Непосредственным стимулом для широкого использования геофизики при изучении карстовых явлений было развитие методов и приборовой техники, положительные результаты геофизики в технической практике при решении задач подобного характера, мобильность исследовательской техники в местности и, главное, существенно физические свойства известняков в карстовых пустотах или в их содержимом.

Намеченные задачи карстового исследования можем решить, с большей части, геоэлектрическими методами — профилированием сопротивления, вертикальным электрическим зондированием, Турам и т. д., но в определенных случаях можно использовать, кроме лабораторных, и остальные геофизические методы, как например, сотую гравиметрию, а также рефракционные сейсмические измерения.

Первое использование геофизических методов при спелеологических исследованиях Моравского карста относится к довольно раннему периоду (В. Фрич), они носили только опытный характер. Дальнейшие геофизические работы проводились исследователями-любителями; затем — с точки зрения масштаба измерений — были задачи решены уже организациями и, главным

образом, Геофизикой, национальным предприятием Брно.

Для геофизических методов и их дальнейшее использование в области Моравского карста вытекают следующие общие заключения:

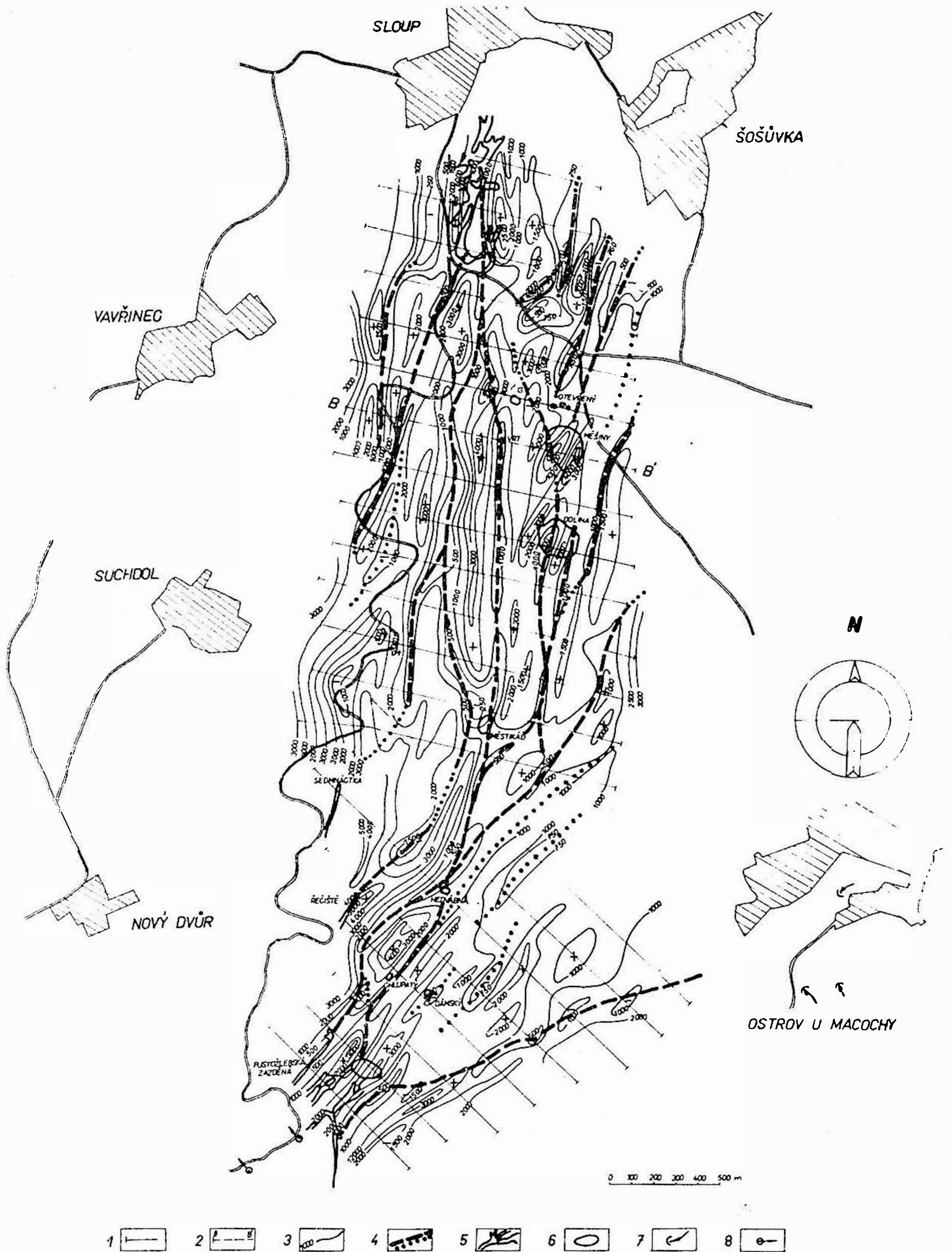
- а) карбонатные горные породы проявляются выразительными аномалиями специфического сопротивления
- б) зоны интенсивного карстования обычно проявляются минимальным сопротивлением, но это не обязательно принимать за правило
- в) карстовые явления можем расчленить с точки зрения геофизики на две группы:
 1. пещеры, пустоты и трещины, наполненные седиментами или водой — на кривых сопротивления проявляются пониженным сопротивлением
 2. незаполненные карстовые пустоты — проявляются максимальным сопротивлением. Методами сопротивлений можно найти только такие пустоты, которые имеют достаточные размеры и находятся близко от поверхности
- г) отличить пещеру от больших тектонических нарушений очень трудно, так как оба фактора проявляются приблизительно одинаковыми величинами специфических сопротивлений.

В этом докладе мы хотели бы обратить внимание на некоторые практические результаты геофизических методов при решении вопросов карстовой проблематики в северной и южной части Моравского карста. Большая часть работы была проведена геоэлектрическими методами.

В северной части Моравского карста были в период с 1965 до 1966 гг. проведены региональные и детальные геофизические измерения (И. Данько—Ф. Ваца—П. Рьшавы и И. Данько—М. Ближковски). Целью работ было найти новые данные о характере территории и объеме карстовых явлений. Работы были разделены на два этапа:

В первом этапе были измерены 11 региональных профилей длиной 3—6 км методом симметричного профилирования сопротивлением с двумя размерами удаленности электрод ($AB = 360$ м, или 120 м, $MN = 20$ м или 10 м). Направление, длина и удаленность профилей были выбраны с точки зрения конкретной геологической и спелеологической ситуации. Результаты исследования дали наглядное представление в целом о закарстовении и отношениях сопротивлений на территории в региональном масштабе.

Во втором этапе были проведены в области Скальны Млин—Мацоха—Слоуп детальнейшие измерения несколькими методами (симметричное профилирование сопротивлением, вертикальное электрическое зондирование, электромагнитический метод Турам, гравиметрия — сотое измерение силы тяжести на избранных участках некоторых профилей). В общем было измерено 31 профиль длиной 0,4—2 км, взаимно удаленных на 200 м друг от друга. Поводом для использования метода Турам было предположение, что большинство известных карстовых явлений связано с тектонически нарушенными зонами. Использование гравиметрического метода вытекало из предложения,



Enclosure 1. Обработка геоэлектрических измерений в области между Слоупскими и Пункевскими пещерами. 1 — ситуация промеренных геоэлектрических профилей; 2 — расположение сравнительного профиля (см. рис. 2); 3 — изолиния величин индукционных удельных сопротивлений ($AB = 360$ м, $MN = 20$ м) по $500 \Omega\text{м}$ или по $1000 \Omega\text{м}$; 4 — оси минимальных сопротивлений — скарстовелые или очень поврежденные известняки; 5 — расположение пещерных пространств; 6 — воронки, депрессии; 7 — провалы, слепые и полуслепые долины; 8 — карстовые источники.

что при определенной глубине, величине и форме карстовых пустот и достаточно дифференцированному удельному весу в отличии от окружающего $1,7—2,7 \text{ г/см}^3$ можно ожидать аномальные воздействия в интервале $0,15—0,25 \text{ мгл}$, но при достаточно большом числе измерений.

В результате обработки была составлена корреляционная схема зон интенсивного карстовения, которую можно брать как один возможный вариант решения, т. к. для детального исследования зон закарстовения бы нужно было измерения проводить гуще а также провести два взаимно перпендикулярные измерения.

Часть результатов измерений в северной части Моравского карста изображена на рис. (enclosure 1). При конструкции этой схемы были взяты во внимание также результаты метода вертикального электрического зондирования и некоторые известные геологические и геоморфологические предложения. На карте хорошо видна зона глубинного закарстовения, проходящая почти в северо-южном направлении от слюупской области к пропасти Мацоха. Зона соединяет Черную и Пальмовую пропасти в Слоупско-шошувских пещерах, зондаж западнее от воронки Мешина, воронка Местикадь с известной парой воронок западнее от Острова у Мацохи; в дальнейшем продолжении можно проследить умеренный поворот зоны к ЮЮЗ и ее раздвоение в области воронки Гедбавна. Западная ветка дугообразно поворачивается сначала к ЮЗ (до непосредственной близости от Коньского спада в Пустом жлебе), затем к югу и ЮЗ и в своем продолжении соединяется с продолжением пещеры Пустожлебская Заздена. Ветка восточная проходит вблизи Хлупатой воронки вплоть до пространства на север от Мацохи; здесь коррелируем поперечную (северо-южную) зону, соединяющую обе ветви с пропастью Мацоха.

Говоря о спелеологической интерпретации, предполагаем, что речь идет о пропавшем Слоупском потоке — с его последними известными участками зона в северной части связана. Эту точку зрения поддерживают и результаты опыта окрашивания из зондажа западнее от Мешин, где краска появилась в течении короткого времени в пропасти Мацоха. В части более южной — между воронками Местикадь и Гедвабна — проходит зона местами поблизости Мацицского корридора Амарской пещеры. О западной ветви вблизи Коньского спада предполагаем, по большим размерам, что это остаток более высокого пещерного этажа (в согласии с точкой зрения проф. Абсолонна на пещеру Пустожлебску Заздену и на сухие пещеры Пункевны).

Кроме главных зон глубинного закарстовения можем на схеме определить и другие линии. Так например, продолжением палеоистоковой пещеры Ржечиште в Коньском спаде имеется зона пониженных сопротивлений, проходящих дугообразно до западных окрестностей воронки Местикадь, затем к северу и соединяется с главной зоной южнее от шоссе Слоуп—Остров. Здесь речь идет, видимо, о палеотоке Слоупского потока с уровнем вытока на высоте 70 м над уровнем ключа Пунквы.

В части восточной проводим корреляцию зоны пониженных сопротивлений воронки 13 Ц с Отверженным; соединяет западную часть воронки Мешин-

ны, двумя ветвями задевает воронку Долина и с главной зоной глубошего закарстовения соединяется дважды между воронками Местикадь и Гедбавна. Предполагаем, что здесь, видимо, встречаемся с сухим корридором Амагерской пещеры. Интересен узкий минимум сопротивления, проходящий восточнее от воронок Мещины и Долина и клин минимума сопротивления, поворачивающего к СВ (пропадающая Биля вода) южнее.

В самой южной части предложенной схемы проводим корреляцию зоны пониженного сопротивления ВСВ—ЗЮЗ направления, проходящих от Острова у М. до области южной окрестности Мацохн. Полагаем, что это индигия пропадающих токов островских, направляющихся к Малому истоку Пунквы.

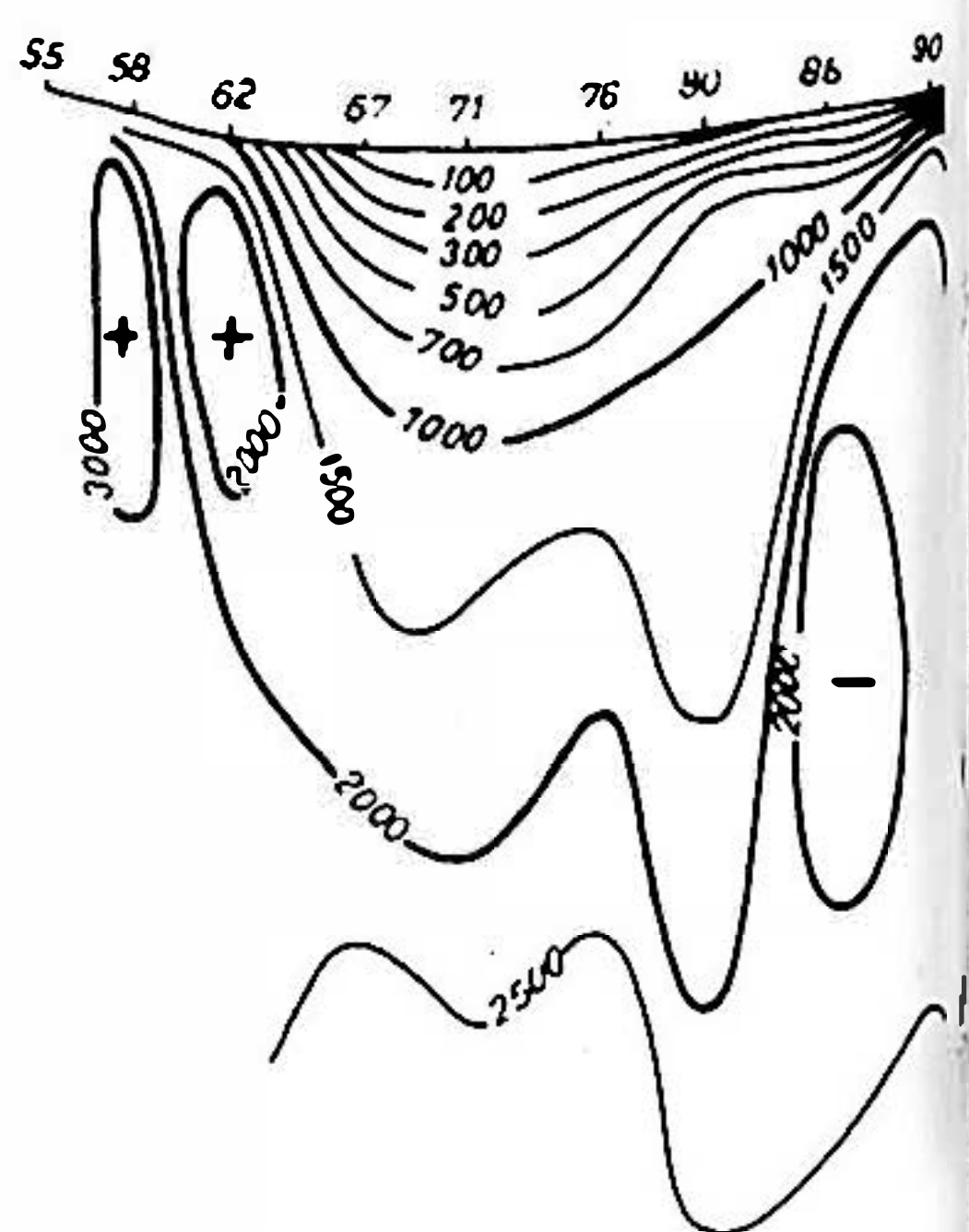
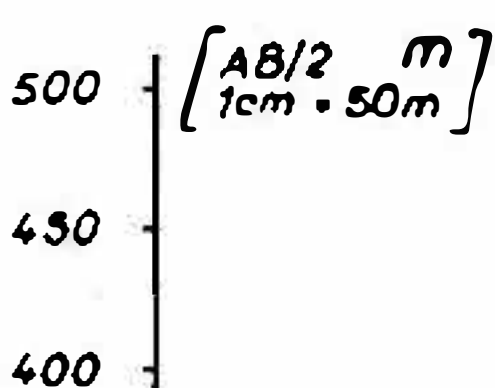
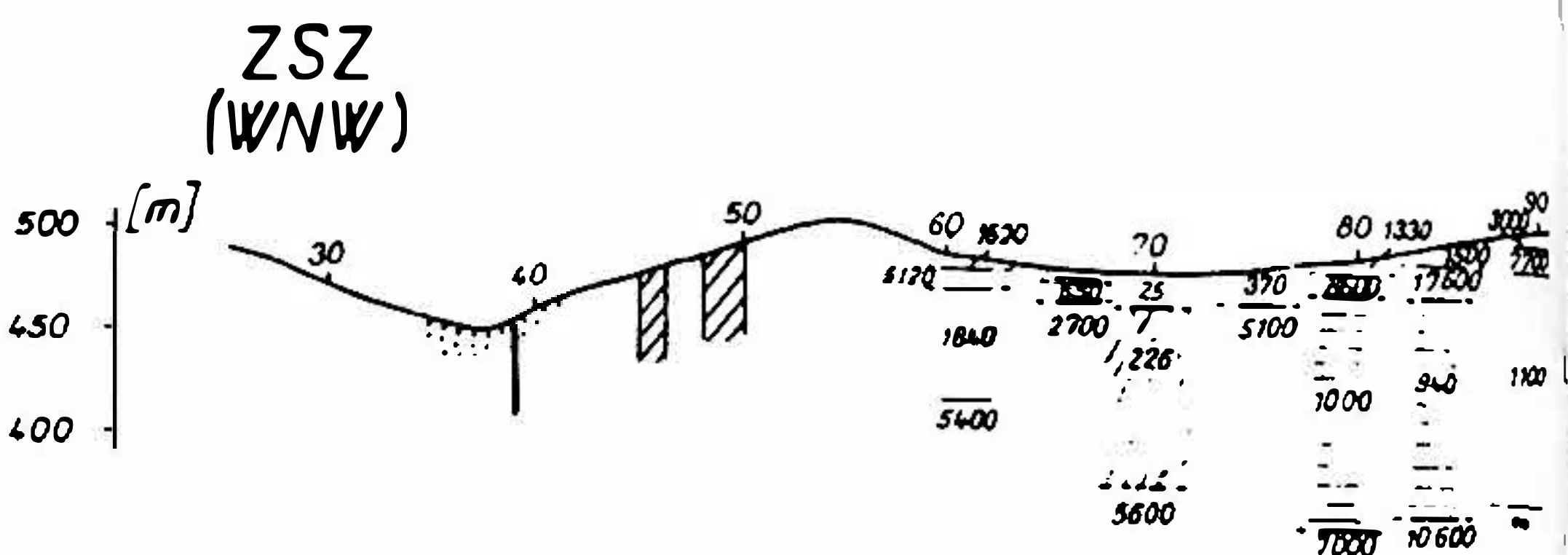
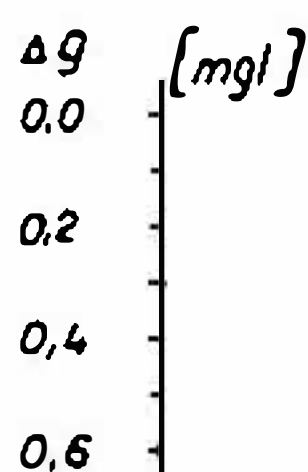
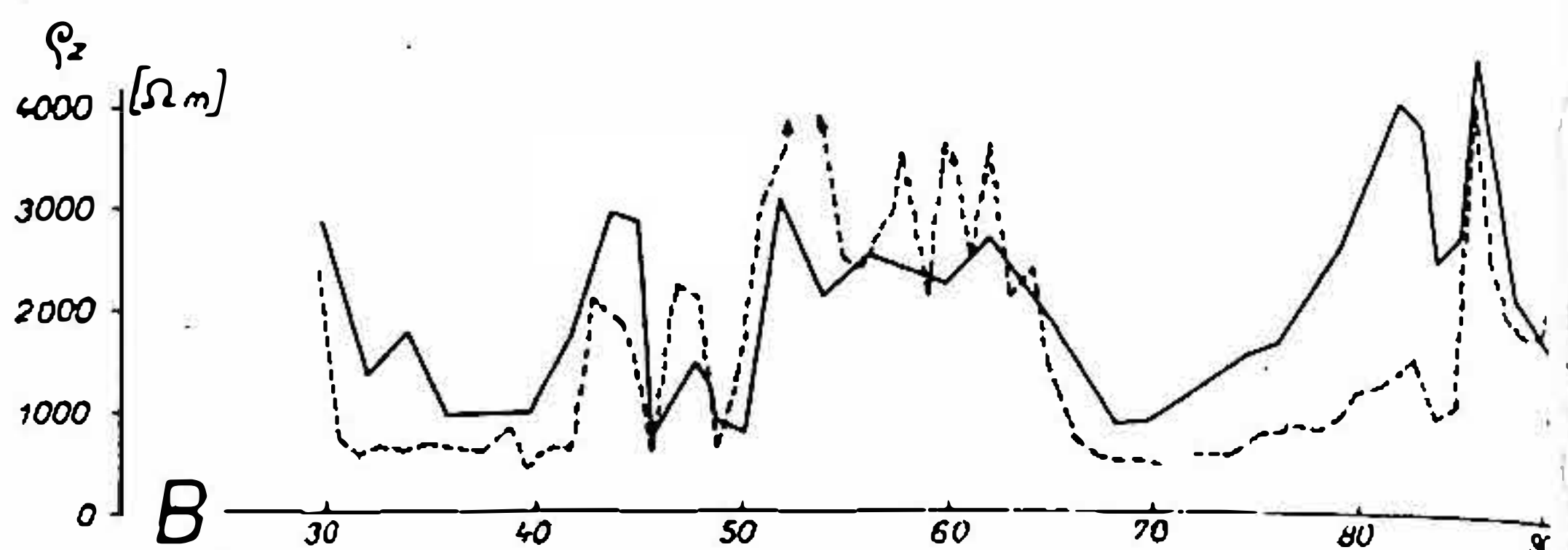
Пример обработки геофизических измерений в окрестности воронки на запад от Мещин приведен на рис. (enclosure 2).

Зондаж по договоренности с Географическим институтом АН в г. Брно был проведен в поясе минимальных сопротивлений, найденном как профилированием сопротивлением, так и зондированием, и положительно локализовали узкую приблизительно вертикальную зону глубинного закарстовения. Его проявление можно проследить в границах глубин 10—100 м.

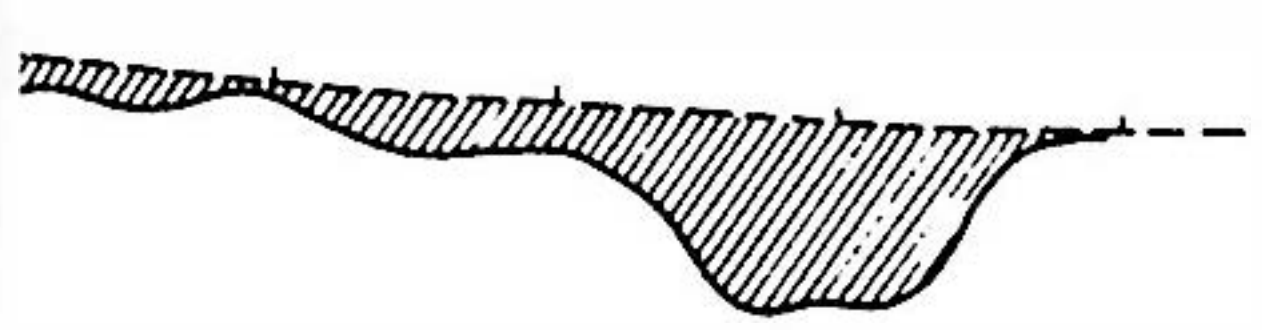
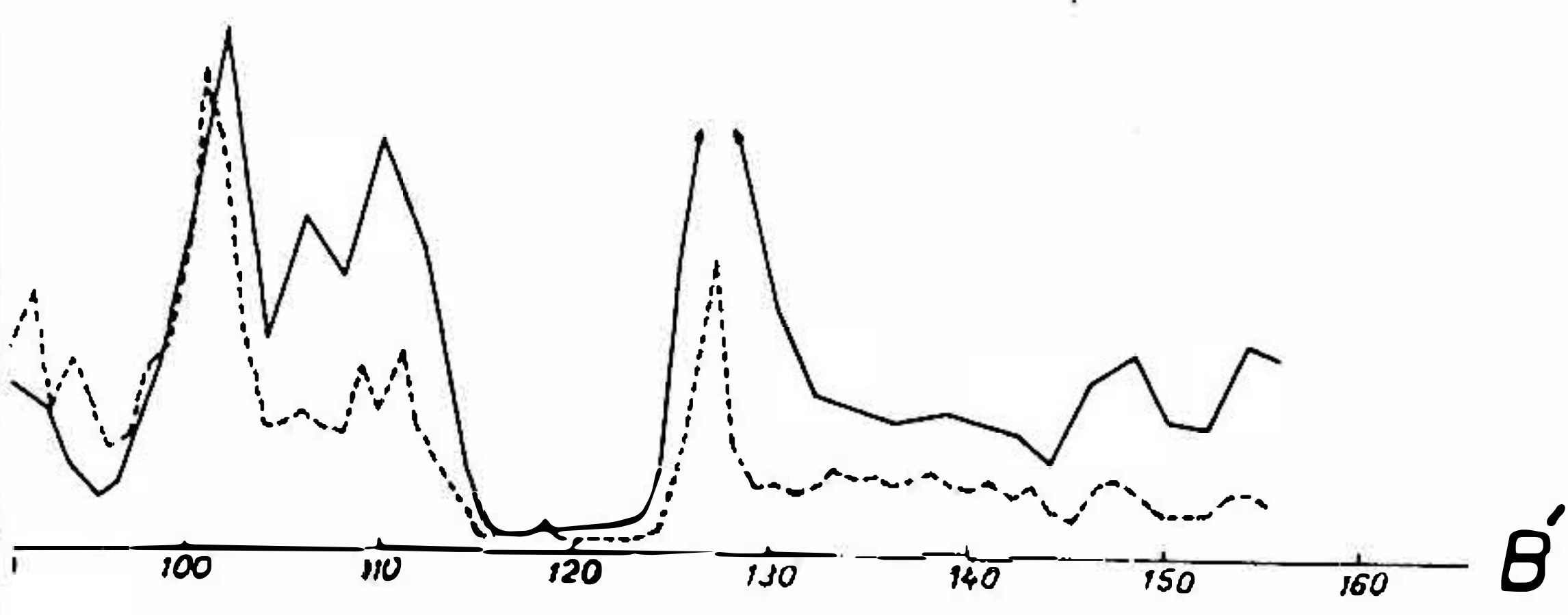
В области южной части Моравского карста проводили региональнейшие геофизические измерения в 1970—1971 гг. (П. Джуца, В. Гашек, Й. Дворжак). Их целью было определение глубинных трещиновых или тектонических зон, которые могут быть связаны с аккумуляцией подземных карстовых вод. Задача была решена методом профилирования сопротивлением (АБ = 400, или 120 м, МН = 20, или 10 м) с двойкой глубиной и вертикальным электрическим зондированием. Профилирование сопротивлением проводилось в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Результаты работ дали возможность интерпретировать контакты разных литологических типов горных пород и определить главные направления тектонических (трещиновых) зон или зон интенсивного закарстовения. На рис. 1 приводится обработка геофизического измерения в окрестности Охозской пещеры и объявление пещеры в результатах метода профилирования сопротивлением. При большей глубине (АБ = 400 м, МН = 20 м) сухие пещерные пространства, частично заполненные седиментами проявляются как зоны интенсивного закарстовения выразительным понижением величин специфических сопротивлений. Этот факт не наблюдается при измерении на меньшей глубине (АБ = 120 м, МН = 10 м). Мощность зоны интенсивного закарстовения в месте прохода геофизического профиля колеблется (по Р. Бургарту) до 15—18 м. Нижний уровень закарстовения проходит в этих местах на глубине 70 м.

Более локализованную стрелеологическую проблематику решали геоэлектрические измерения в окрестности пещеры Цекарка (В. Гашек). Целью работы было найти продолжение пещеры за обвалом для случая работ по открытию пещерных пространств. Кроме метода вертикального электрического зондирования было для решения задачи использовано симметрическое профилирование сопротивлением в двойкой глубине (АБ = 100, или 200 м, МН = 10, или 20 м). Измерения были обработаны формой карты изолиний

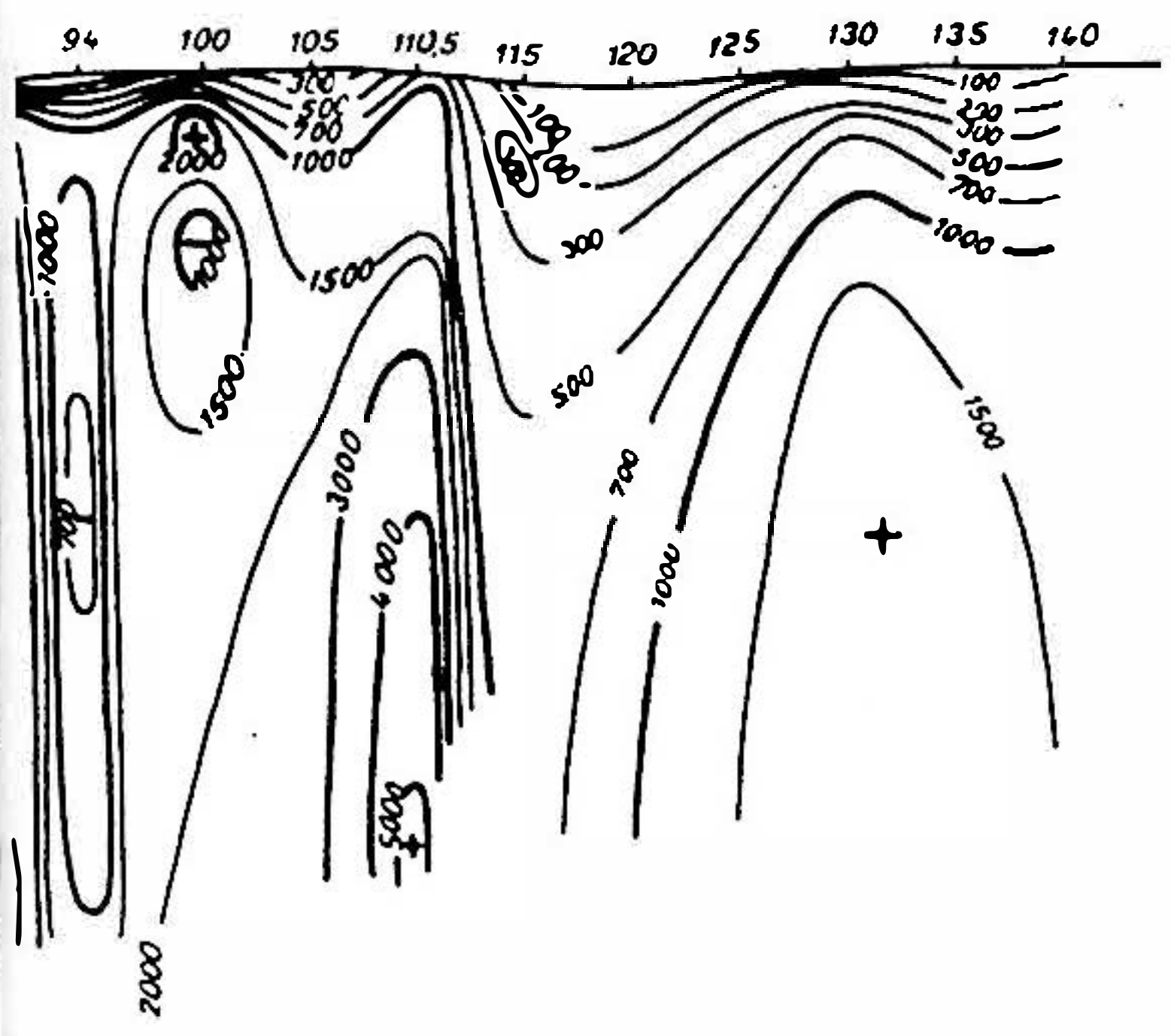
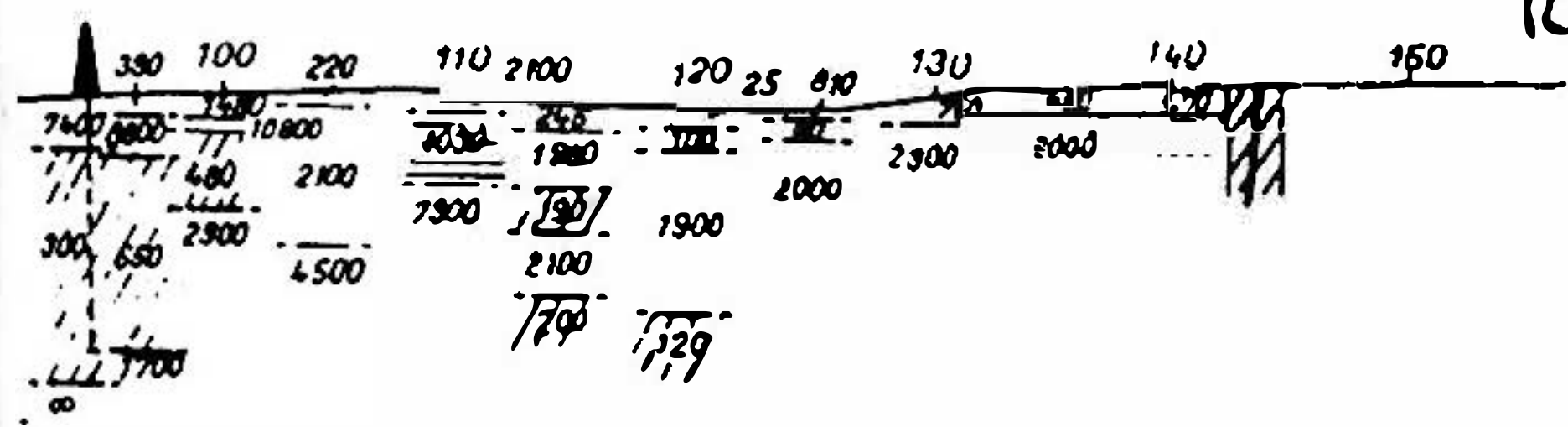
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11



Enclosure 2. Геологический профиль в окрестности бурения западнее Менина. 1 — кривая индуктивного сопротивления при $AB = 120$ м, $MH = 10$ м; 2 — кривая индуктивного сопротивления при $AB = 360$ м, $MH = 20$ м; 3 — расположение поля тяготения; 4 — изолиния величин индуктивных удельных сопротивлений; 5 — интерпретированная граница сопротивлений с величинами сопротивлений; 6 — область с большей толщиной покровных образований; 7 — нескарстовелые известняки, местами и доломитизированные положения (области больших сопротивлений: 1500—5000 Ω м); 8 — очень поврежденные и скарстовелые известняки (области малых сопротивлений: 200—800 Ω м); 9 — поврежденные, поразному растресканные и умеренно скарстовелые известняки, или и большей толщины седименты (области удельных сопротивлений: 800—1500 Ω м); 10 — тектонические нарушения; 11 — расположение воронок.



VJV
(OSO)



Z
+
MÉSINY

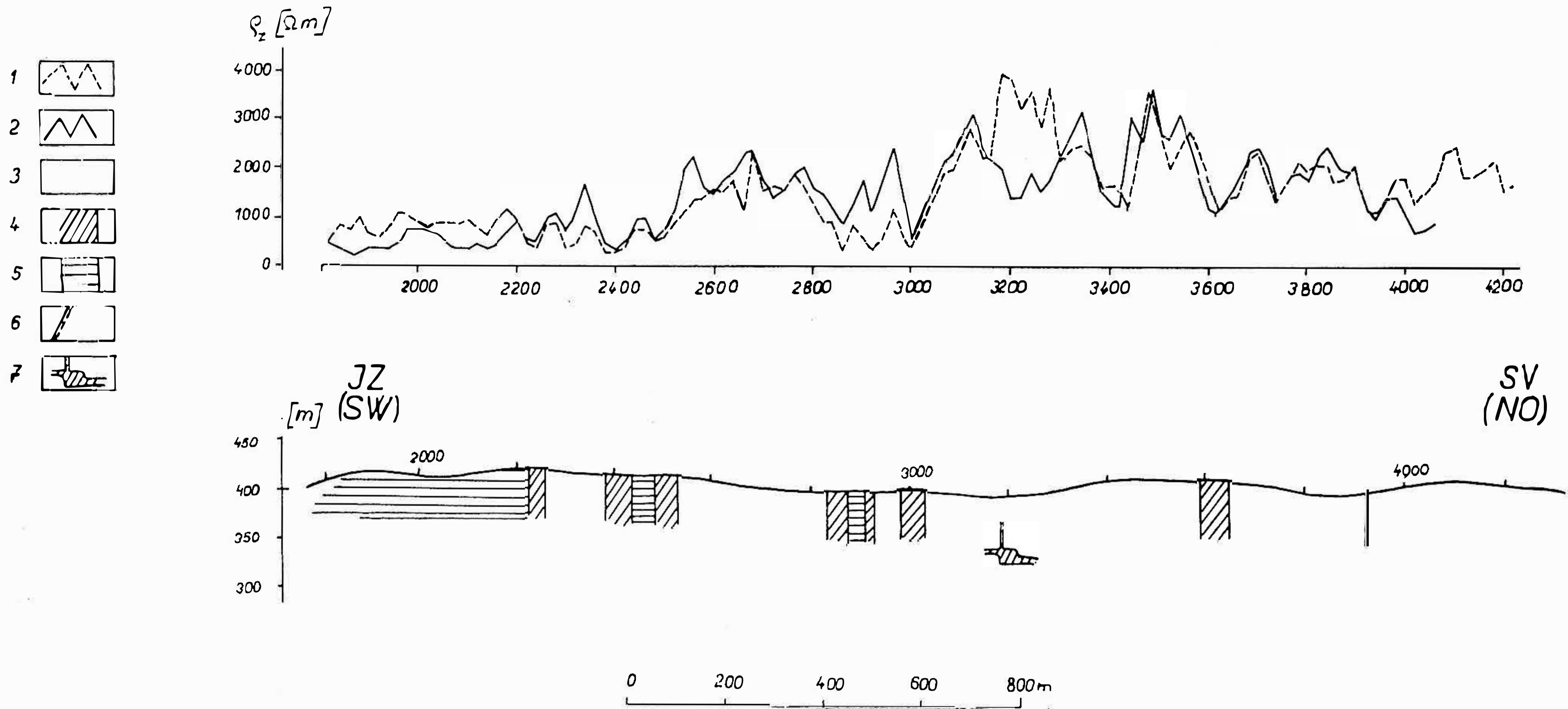


Рис. 1 Геоэлектрический профиль над Охозской пещерой. 1 — кривая индуктивного сопротивления при $AB = 120$ м, $MH = 10$ м; 2 — кривая индуктивного сопротивления при $AB = 400$ м, $MH = 20$ м; 3 — нескарстовые известняки (области больших сопротивлений 1500—5000 Ω м); 4 — очень поврежденные и скарстовые известняки (области малых сопротивлений 200—800 Ω м); 5 — поврежденные по-разному растресканные известняки, или большей толщины седименты — области удельных сопротивлений 800—1500 Ω м); 6 — тектонические нарушения; 7 — расположение пещеры.

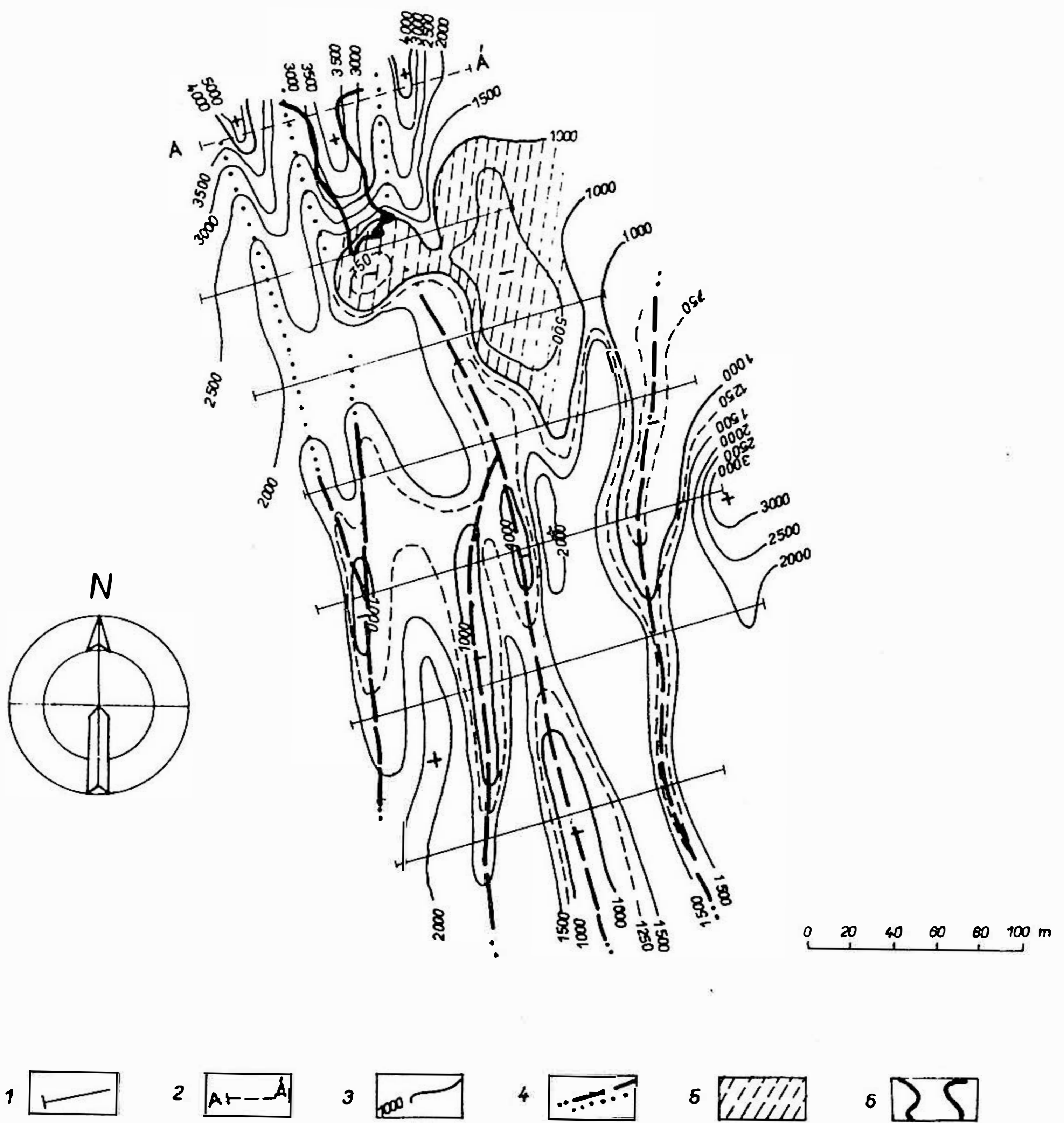


Рис. 2 Обработка геоэлектрических измерений в окрестности пещеры Пекарна. 1 — ситуация измеренных геоэлектрических профилей; 2 — расположение сравнительного профиля (см. рис. 5); 3 — изолиния величин индуктивных сопротивлений ($AB = 200$ м, $MH = 20$ м) по 500Ω м, или по 250Ω м; 4 — оси минимум сопротивлений — скарстовелые или очень поврежденные известняки; 5 — отрезки больших слоев седиментов; 6 — расположение пещеры.

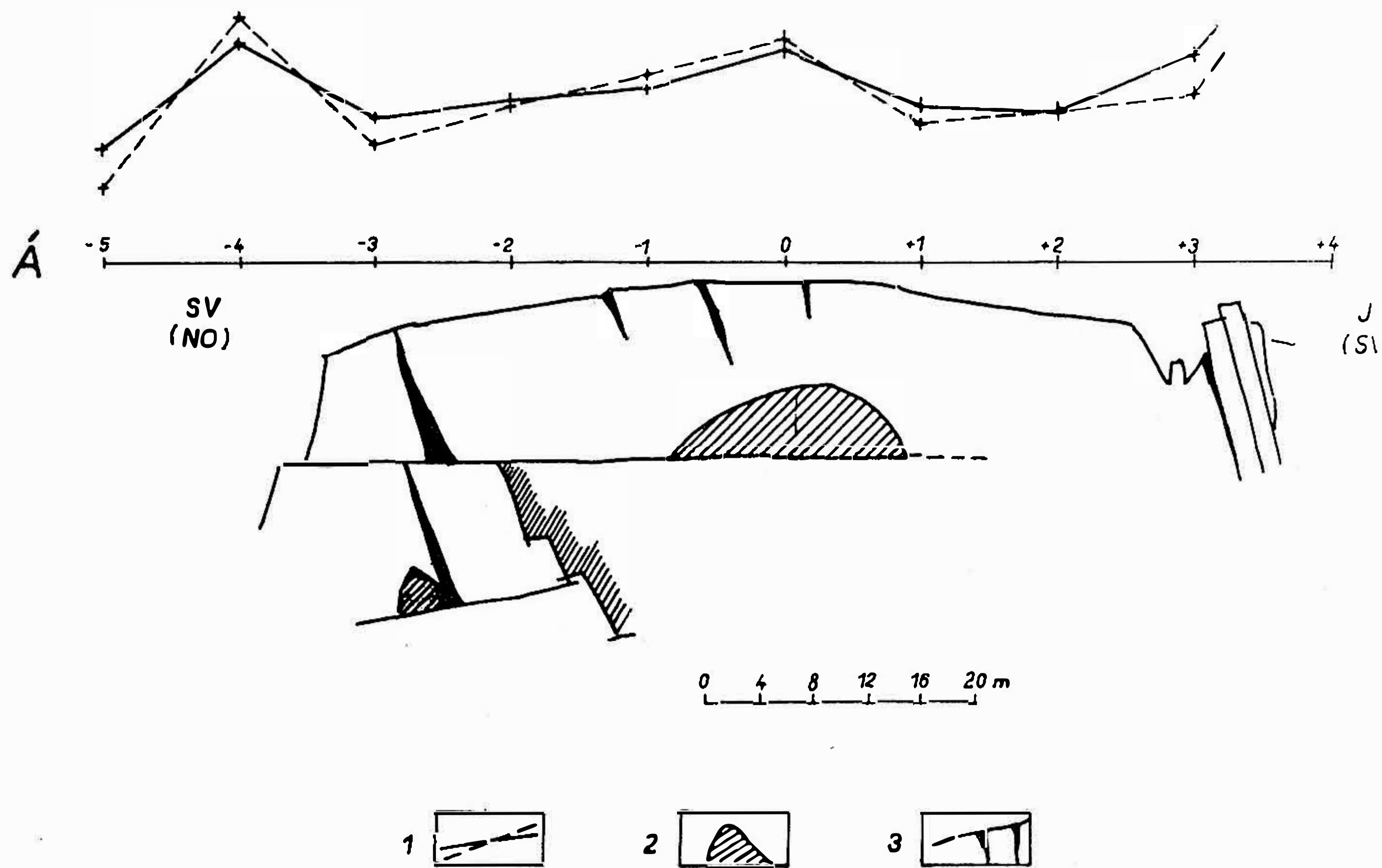


Рис. 3 Геоэлектрический профиль над пещерой Пекарна. 1 — кривая индуктивного сопротивления при $AB = 200$ м, или 120 м, $MH = 20$ м или 10 м; 2 — расположение и величина карстового пространства; 3 — ситуация зон повреждения.

кажущегося специфического сопротивления (рис. 2); сами пещерные пространства проявляются максимумом сопротивления (рис. 3). За обвалом, характеризованным существенным понижением величин специфического сопротивления в результате большей толщины седиментов, продолжается — приблизительно в североюжном направлении — выразительный пояс минимума сопротивлений; к ней присоединяется в середине исследуемой территории дальнейшая зона низких сопротивлений, которая может отвечать параллельной пещерной пустоте или трещинной зоне. Минимум сопротивления на восточной и западной стороне территории является явным также индичиями североюжных тектонических нарушений.

По спелеологической интерпретации результатов измерений предполагаем продолжение пещерных пространств за обвалом в том же направлении, как и продолжение известной территории. Пещера Пекарна представляет собой, вероятно, палеоисток вод Гостеницкого потока.

Подытоживая достигнутые результаты геофизических работ в области Моравского карста, можно в заключении констатировать, что геоэлектрические методы могут дать при правильно выбранной сети профилей ценные данные о общей геологической структуре и ее тектонике, а также о зонах интенсивного закарстовения или трещинности.

В дальнейших работах в выше приведенной области необходимо заняться в рамках повышения эффективности геофизических дисциплин

- а) дальнейшим более подробным изучением физических особенностей горных пород, используя настоящие зондажи и при помощи поверхностных и подземных параметрических измерений. Для определения физических параметров использовать как лабораторные методы, так и комплекс методов каротажных.
- б) применением, кроме классических геоэлектрических методов, более дешевых и, главное, более быстрых методик геофизического исследования, например, методов, использующих переменных ток, температурных измерений и т. д. Взаимно сравнить их общее использование для решения карстовой проблематики как в исследуемой территории, так и в других карстовых областях.

ДЛИННЕШИЕ КАРСТОВЫЕ ПЕЩЕРЫ СССР

**В. В. Илюхин, Е. Р. Дорофеев, В. Н. Дублянский, Ю. Е. Лобанов,
В. А. Радзиевский, М. П. Савчин, Ю. С. Лехницкий**

Институт минеральных ресурсов МГ СССР, Симферопол, СССР

Данный материал представляет собой краткие методические указания об исследовании на территории СССР пещер длиной более 5 км. Они будут полезны для спелеотуристов и спелеологов-экскурсоводов, проводящих экскурсии в оборудованных пещерах.

В 1956 г. на IV Международном спелеологическом конгрессе было принято решение о сборе и публикации материалов о длинейших (более 5 км) карстовых пещерах мира.

До 1958 г. крупнейшей пещерой СССР считалась Кунгурская ледяная на Урале длиной около 5 км. В 1958—1972 гг. благодаря активной поисковой и исследовательской деятельности спелеотуристов произошли значительные изменения в представлениях о масштабах развития глубинного закарстования в СССР. По данным Центральной секции спелеологии, за это время было открыто, заснято и изучено свыше 1200 пещер суммарной длиной 400 км. Из них 222 км приходится на долю девяти крупнейших пещер, списанных в настоящей статье. Все материалы приведены по состоянию на 1 мая 1972 г.*) и изложены по схеме, предложенной в Инструктивном письме председателя Международной комиссии по документации крупнейших карстовых полостей Губерта Триммеля. Некоторые данные о них уже упоминались в литературе (2, 8, 14).

1. Пещера Оптимистическая (рис. 1). Длина 105 200 м*). УССР. Подольско-Буковинская карстовая область.

Вход расположен в карстовой воронке в лесу близ с. Королевка. Пещера открыта в 1965 г. и исследуется в 1966—1972 гг. львовскими спелеологами (рук. М. Савчин, В. Васильев).

Пещера заложена в 30-метровой толщине верхнетортонских гипсов по трещинам простирания 15—25 и 305—310°. Ее ходы узки и лишь на их пересечении возникают небольшие залы диаметром 3—5 и высотой 4—6 м. На полах ходов имеются скопления глины, прорезанные тальвегами временных водотоков. Иногда встречается переотложенная карпатская галька с VII—VI террас. Днестра. В зонах тектонической трещиноватости имеются небольшие сталактиты, в дальней части пещеры — гипсовые цветы. Морфология пересекающихся галерей, наличие локальной этажности и распределение рыхлого заполнителя свидетельствует о формировании пещеры в несколько этапов (6, 8—10, 21, 24).

*) По данным Красноярской секции спелеологии, пещера Орешная в кембрийских конгломератах (Западные Саяны) имеет длину свыше 8 км. Материалы ее исследований в Центральную секцию спелеологии по не поступили.

*) Топо съемочные работы в пещере продолжаются.

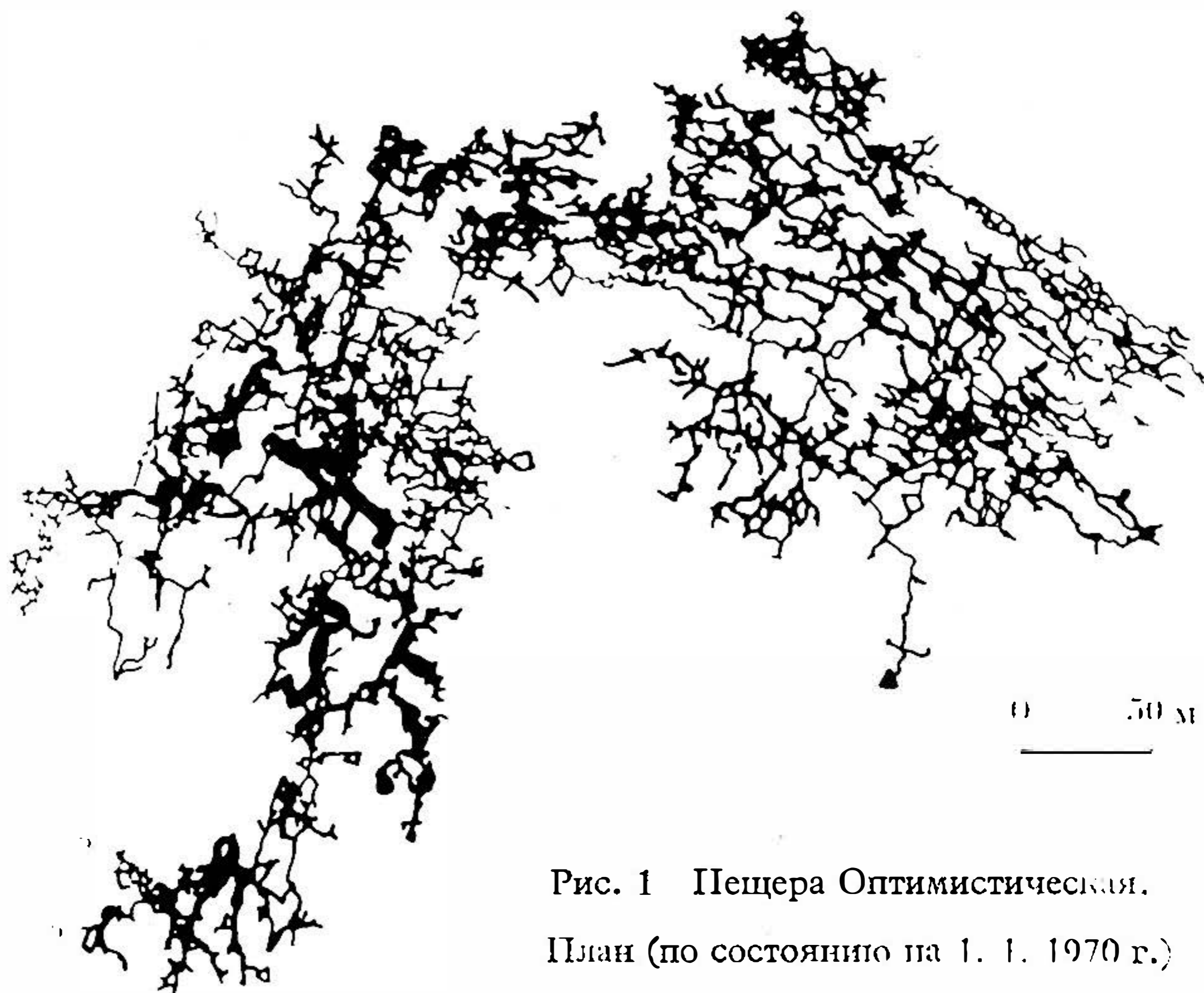


Рис. 1 Пещера Оптимистическая.
План (по состоянию на 1. 1. 1970 г.)

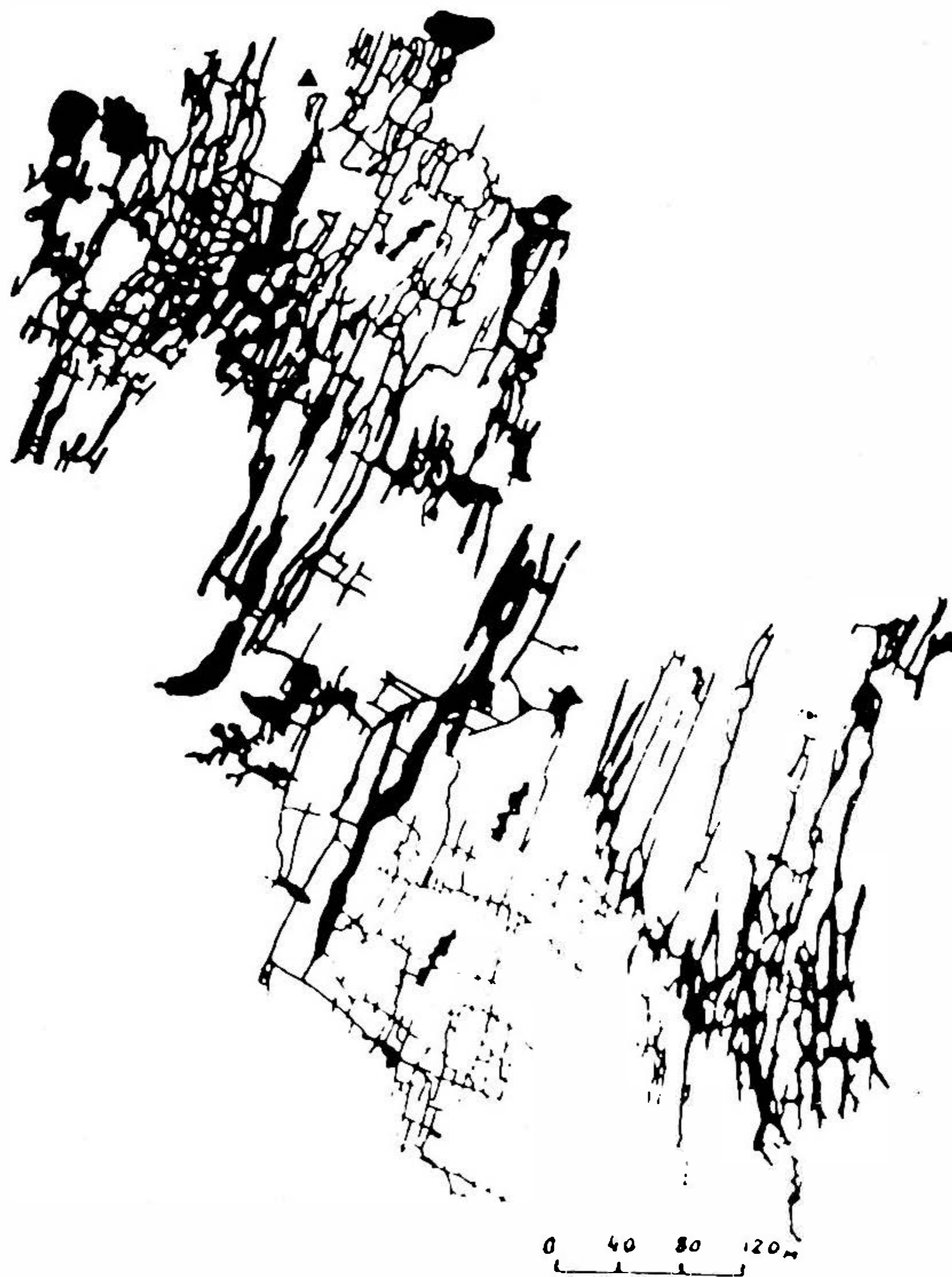


Рис. 2 Пещера Озерная. План. на рис. 1—8 входы в пещеру обозначены треугольником
(по состоянию на 1. 1. 1969 г.)

Т а б. 1. Морфометрические показатели длиннейших пещер СССР.

№ п/п	Наименование	Длина км	Глубина м	Площадь м ²	Объем м ³	Коэффиц. пустотности
1	Оптимистическая	105,2	15	100 000*	200 000*	20*
2	Озерная	83,1	8	190 000*	240 000*	9,6*
3	Кристалльная	18,8	5	31 000	93 000	7,3
4	Млынки	14,1	10	30 000	45 000	3,1
5	Красная	13,1	320	54 800	210 000	1870
6	Сумган-Кутук	8,0	130	30 000	200 000	34,0
7	Вертеба	7,8	6	23 000	47 000	0,8
8	Воронцовская	7,5	158	24 000	70 000	83,0
9	Кунгурская	5,6	—	52 000	100 000	26,4

*) Сведения даны по общей оценке, точные данные в Центральную секцию спелеологии не поступили.

2. Пещера Озерная (рис. 2). Длина 83 100 м**). УССР. Подольско-Буковинская карстовая область.

Вход расположен в крушной карстовой воронке на широком водоразделе между левыми притоками Днестра Серетом и Ничлавой, в 800 м от с. Стрелковицы. Пещера известна местным жителям с 1940 г. Раскопана экспедицией Львовского спелеоклуба (рук. М. Савчин) и исследуется тернопольскими (рук. В. Радзиевский) спелеологами в 1963—1971 гг.

Пещера заложена в 30-метровой толщине верхнетортонских гипсов, перекрытой известково-мергелистыми отложениями. Со дна карстово-суффозионной воронки начинается широкая галерея, соединяющаяся округлыми проходами со сложной системой узких трещинных ходов и широких коррозионно-эрозионных галерей северо-восточного простирания. Расширенные и суженные ходы чередуются, фиксируя зоны концентрации подземного стока. В донной части ходов на юго-востоке пещеры имеются озера. Часть пещеры после сильных снеготаяний затапливается водой. На дне многих ходов имеются мощные скопления глины, а стены покрыты кристаллами гипса. Хорошо прослеживаются зоны с микроскладчатостью, возникшей при гидратации ангидрита (6—10, 20, 24).

3. Пещера Кристалльная (рис. 3). Длина 18 785 м. УССР. Подольско-Буковинская карстовая область.

Вход расположен на крутом склоне р. Цыганка, левого притока Днестра, в с. Н. Кривче. Пещера известна с конца XVIII века. В 1929 г. ее ближняя часть (около 4 км) заснята В. Нежаем (26). В 1929—1939 гг. использовалась для экскурсий. Пещера исследована комплексной карстовой экспедицией в 1962—1963 гг. (рук. В. Дублянский).

Пещера заложена в 25-метровой толще верхнетортонских гипсов. Преобладают узкие трещинные ходы треугольного сечения со стенами, покрытыми кристаллами гипса. На пересечениях ходов и зонах интенсивной трещино-

***) Голосъемочные работы в пещере продолжаются.

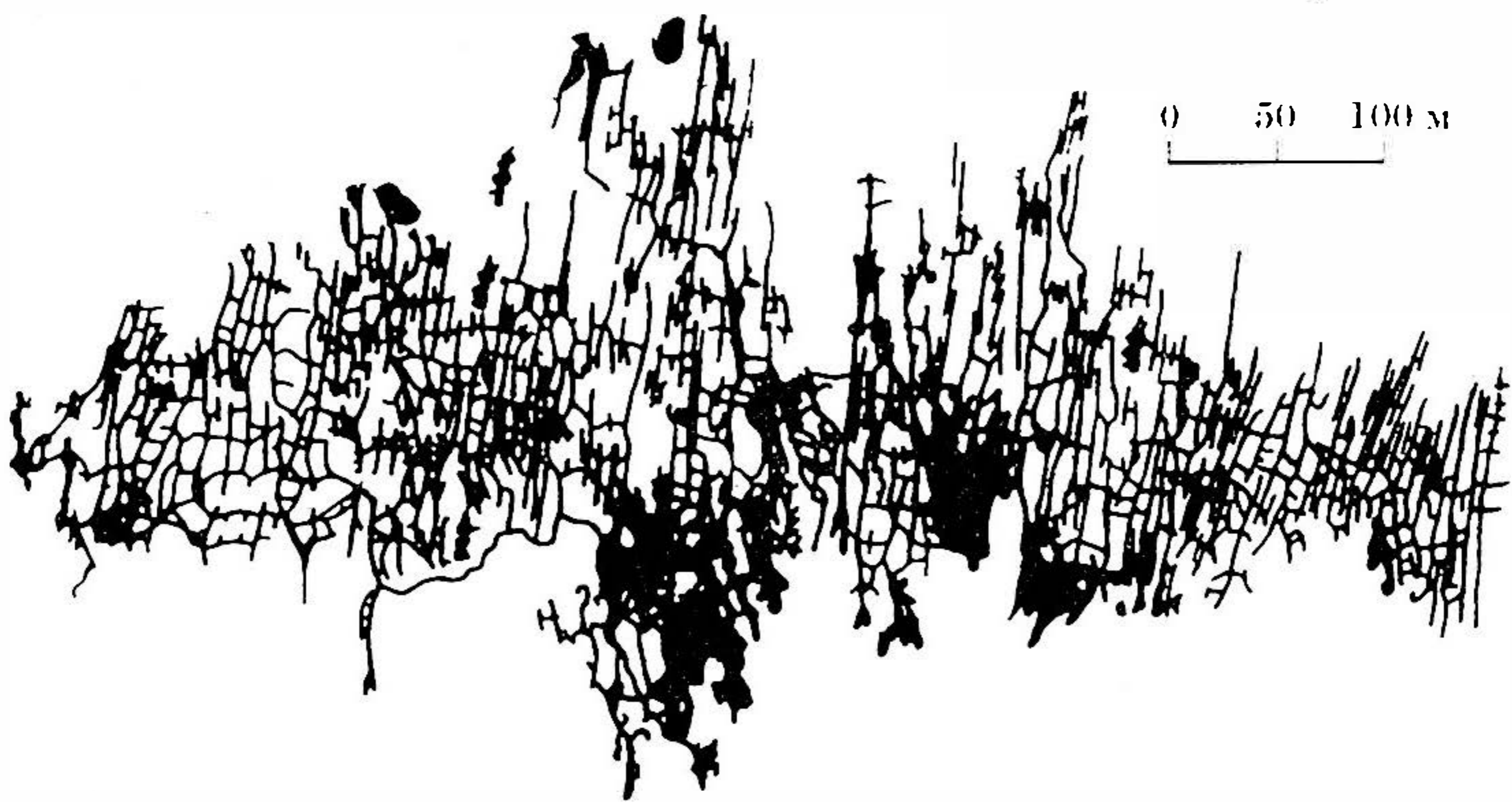


Рис. 3 Пещера Кристальная. План.

ватости возникают небольшие залы. Площадь крупнейшего Обвального зала 1300 м². Нижняя часть ходов заполнена глинистым материалом и гипсовой трухой, в которой обнаружено свыше 5000 костей, принадлежащим 1670 особям 73 видов раннего-люценовых позвоночных. Пещера сухая. Слабая инфильтрационная капель отмечается только по периферии пещеры, в зоне развития структурной террасы по кровле хомогенных известняков. Здесь же возникли отдельные сталактиты и карбонатные натеки. Пещера электрифицирована и в ближней части оборудована для экскурсий (1, 3, 6—10, 24).

4. Пещера Млынки (рис. 4). Длина 14 120 м. УССР. Подольско-Буковинская карстовая область.

Вход расположен на склоне балки Млынка, левого притока р. Серет, в 5 км на юг от г. Чортков. Пещера открыта в 1960 г. и исследована в 1961—1966 гг. экспедициями Тернопольского спелеоклуба (рук. В. Радзиевский).

Западная часть пещеры представляет серию почти параллельных узких трещино-эрозионных ходов. Северная и восточная части состоят из нескольких широких и высоких залов, соединенных узкими лазами. Стены их украшены мелкими кристаллами гипса, а в южной части — и карбонатными натеками. Морфологические особенности, взаимосвязи ходов и характер их заполнения свидетельствуют о проработке пещеры в четыре этапа в связи с оживлением тектонической трещиноватости в осадочном чехле Подольской плиты при воздымании Карпат и перераспределением поверхностного стока.

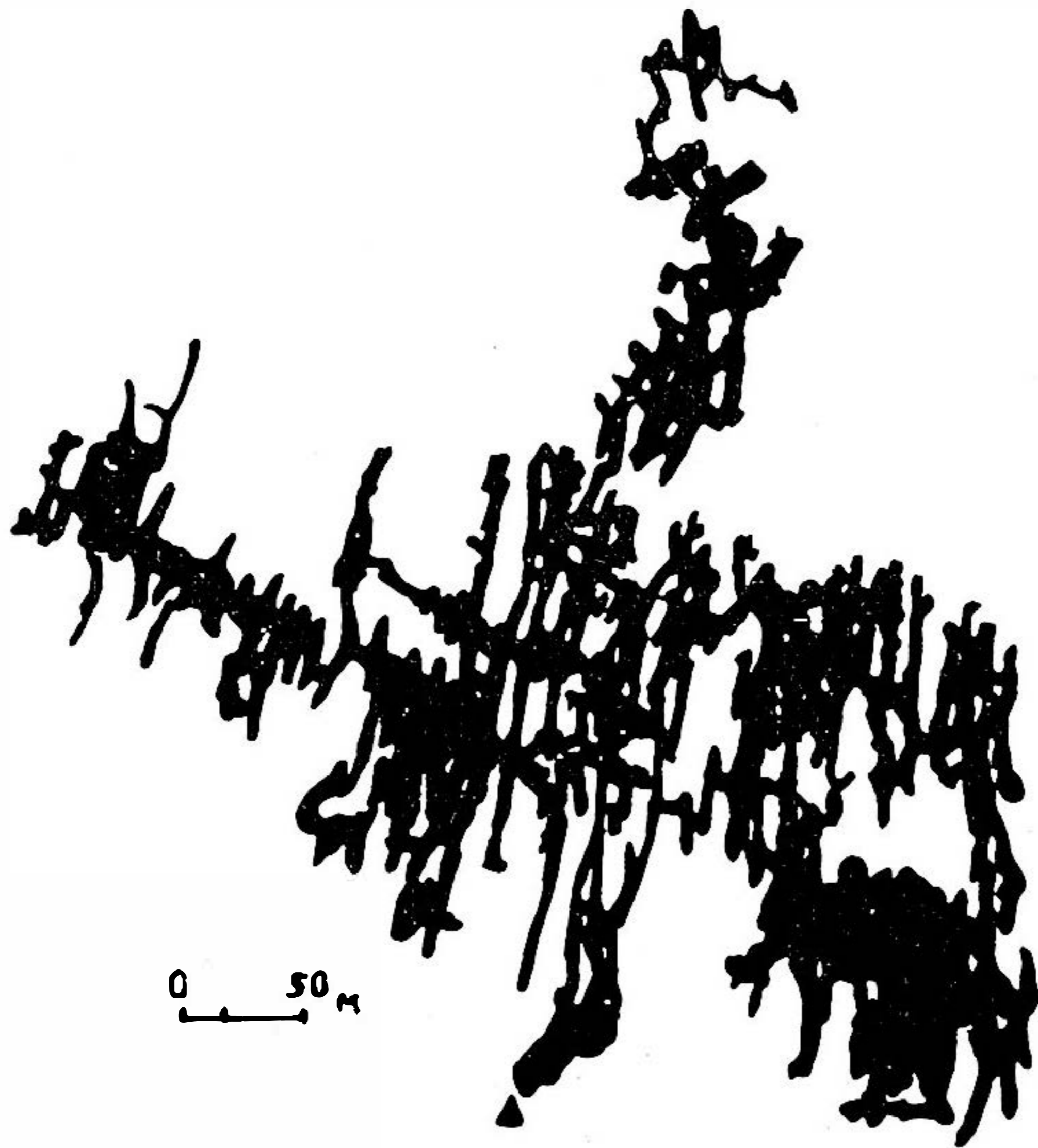


Рис. 4 Пещера Млынки. План.

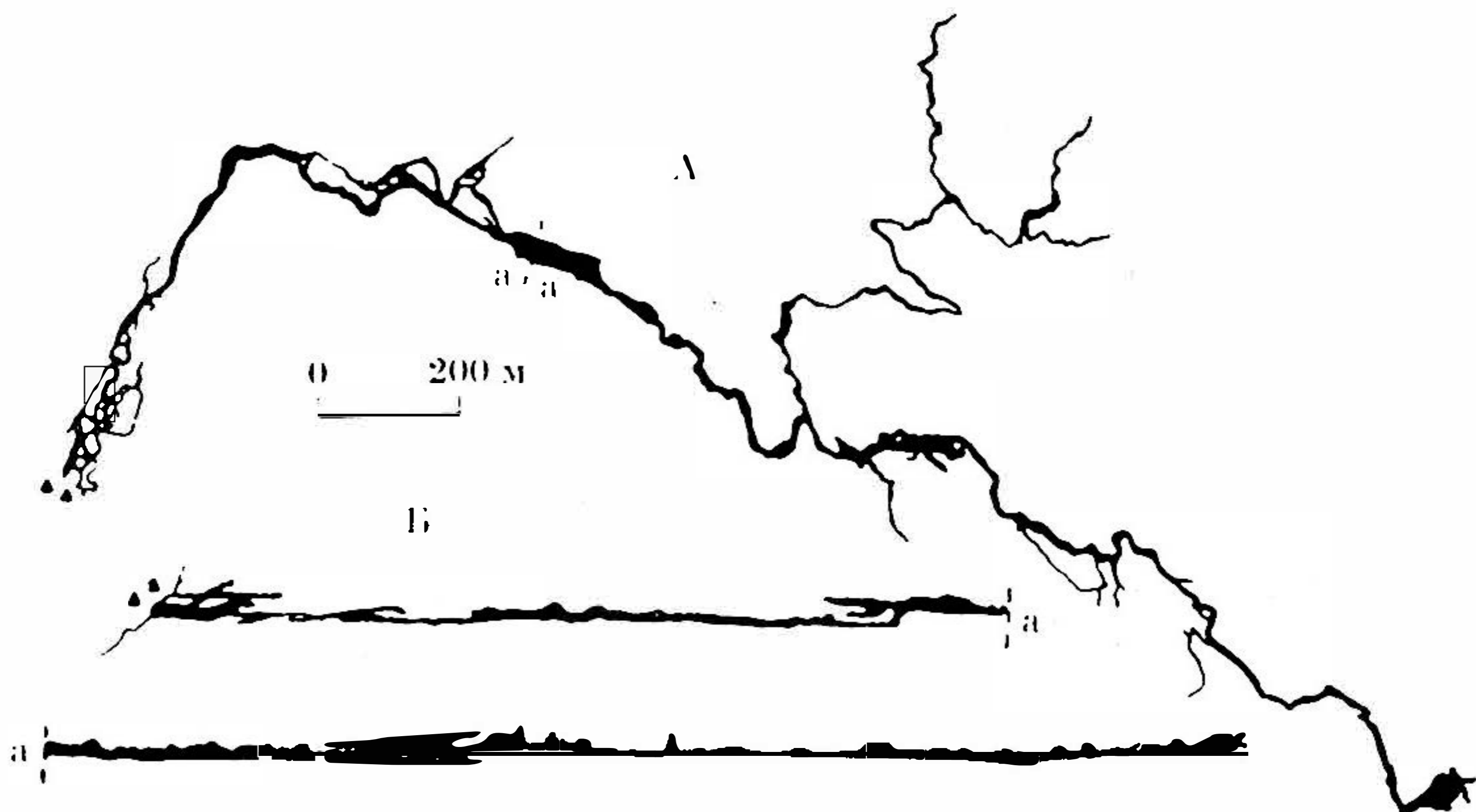


Рис. 5 Пещера Красная. А — план, Б — продольный разрез.

Млынки — эталон для расшифровки истории развития глубинного закарстования Подолии (4, 6—10, 24).

5. Пещера Красная (рис. 5). Горный Крым, Долгоруковский массив.

Входы расположены на Долгоруковском плато (шахта «Провал») в ущелье р. Краснопещерной правого притока Салпира в 23 км на юг от г. Симферополя. Пещера известна с начала XIX века под названием Кизил-Коба. В 1831 г. ближняя ее часть (400 м) описана Дюбуа де Монпаре, а в 1910 г. заснята П. Петровым (16). В 1958—1971 гг. исследована комплексной карстовой экспедицией (рук. В. Дублянский) и спелеосекциями страны.

Пещера заложена в слоистых и массивных верхнеюрских известняках вдоль тектонических нарушений. Состоит из 6 этажей. По двум нижним этажам протекает подземная река со средним расходом 0,1 м³/сек. (паводковый расход до 8 м³/сек.), образующая несколько сотен проточных озер, ряд каскадов и 9 карстовых сифонов. Верхние этажи богато украшены натечными образованиями. Ближняя часть пещеры активно испаряет влагу. В дальней части происходит конденсация, поддерживающая межвенный сток. В алювии и глинистых накоплениях обнаружены местонахождения костей позвоночных верхне-плиоценового-антропогенного возраста. В VII—VI вв. до н. э. древний человек использовал пещеру в культовых целях, в III—IV вв. н. э. — как хранилище продуктов, в IX—XI вв. — как убежище (8, 11).

6. Пещера Сумган-Кутук (рис. 6). 8000 м. РСФСР, Урал.

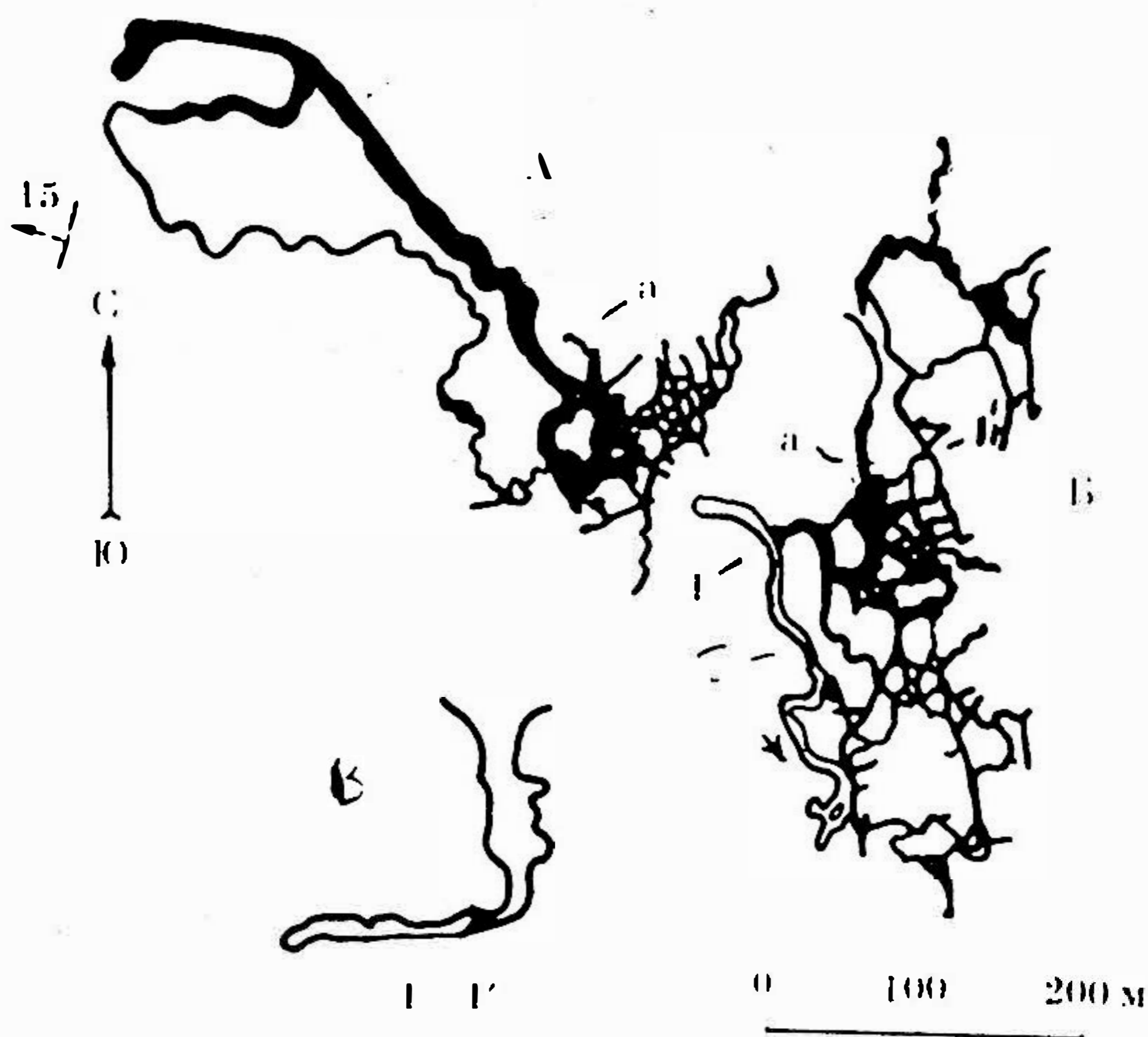


Рис. 6 Пещера Сумган-Кутук. А — план верхнего яруса, Б — план нижнего яруса, В — разрез по линии 1—1; а — положение шахты соединяющей верхний и нижний ярусы; б — подземная река.

Открыта А. Олли в 1960 г., исследована в 1965—1966 гг. экспедицией Башкирского университета (рук. Е. Богданович, М. Чванов), в 1968—1970 гг. — экспедицией Свердловской спелеосекции (рук. А. Рыжков, Ю. Лобанов).

Пещера находится в междуречье Нугуши и Белой, в тальвеге Сумганского карстового пога. Начинается шахтой-пояром 75-метровой глубины, со дна которой можно попасть в решетчатые ходы верхнего яруса протяженностью около 4 км. Его галереи в основном сухие, с небольшими плотинно-подпрудными озерами, имеются различные аллювиальные и наточные отложения. На дне второй шахты, глубиной 35 м, несколько смещенной по отношению к входной шахте, начинаются галереи нижнего яруса, протяженностью также около 4 км. Это развитый по сети трещин лабиринт, открывающийся четырьмя ходами к подземной реке длиной 350 м. Начинается и заканчивается они карстовыми сифонами. В пещере интенсивная циркуляция воздуха и своеобразный микроклимат с довольно низкой (1—2 °С) температурой (12).

7. Пещера Вертеба. Длина 7820 м, УССР. Подольско-Буковинская карстовая область.

Вход в пещеру расположен в карстовой воронке на излучине меандра р. Серет близ с. Бильче-Золотое. Открыта в начале XIX столетия, исследована в 1892 г. археологом Г. Оссовским (15). Новый план составлен в 1964 г. спелеологами г. Тернополя (рук. В. Радзиевский).

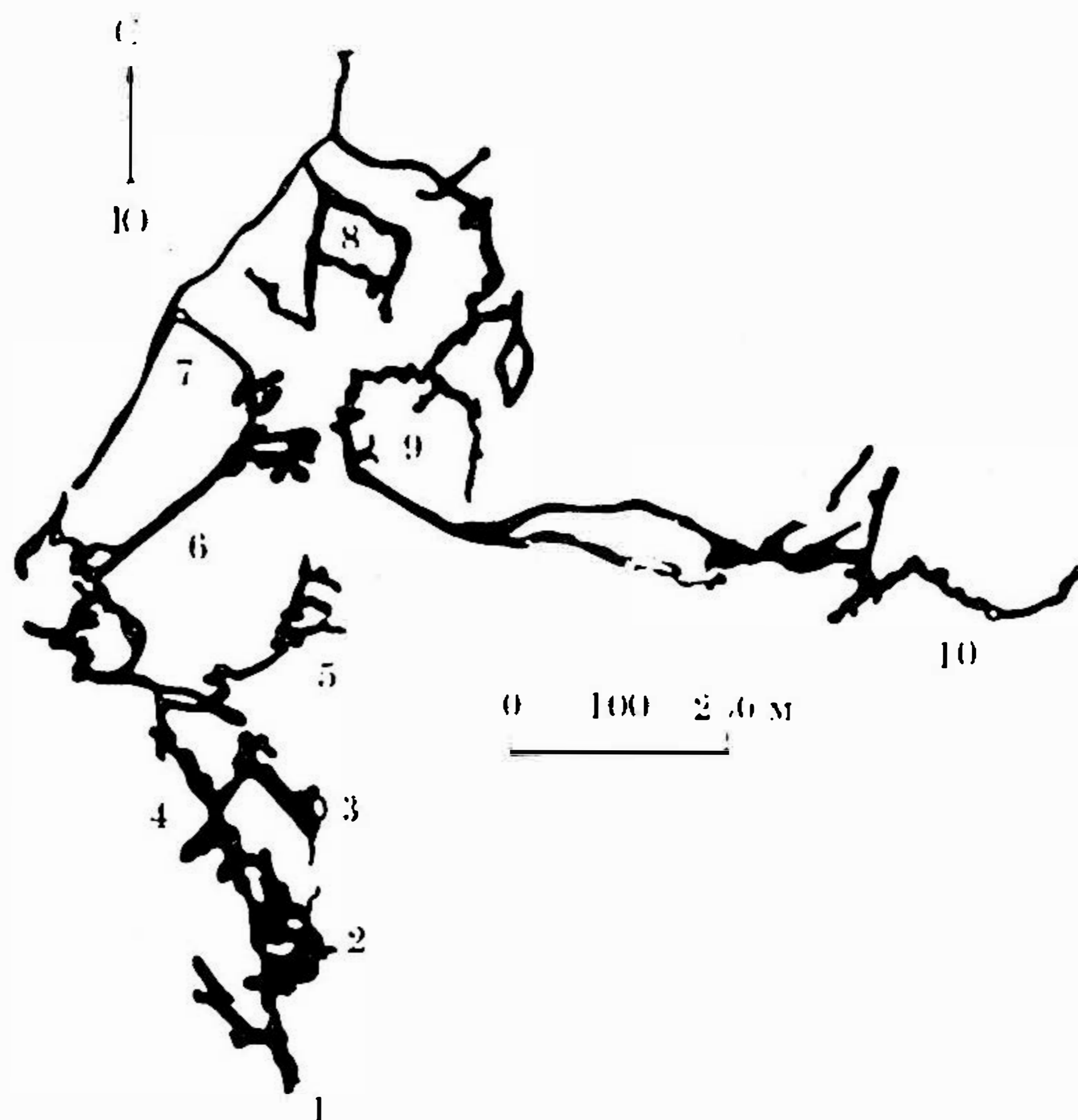


Рис. 7 Пещера Воронцовская. 1 — вход Очажный; 2 — вход Пантеон; 3 — вход Эстрадный; 4 — вход Жилина; 5 — вход Ленинградский; 6 — зал Сталагмитовый; 7 — ход Глинистый; 8 — Египетский зал; 9 — вход Лабиринтовый; 10 — вход Кабаний.

Пещера заложена в 10-метровой толще верхнетортонских гипсов в 5—10 м от поверхности. В пещере отмечается сильная инфильтрационная капель и активно формируются карбонатные натеки. Географическими исследованиями доказано, что пещера сформировалась в эоцено-эолейстоцене при подземном перетоке р. Серет через шейку меандра. Это определяет ее морфологические особенности. В пещере обнаружено святилище поздненеолитического человека (6—10, 24).

8. Пещера Воронцовская (рис. 7). Длина 8000 м, РСФСР, Западный Кавказ.

Вход расположен у подножия хребта Ахуу, в верховьях р. Кудепста, в 1,5 км от с. Воронцовка. Пещера известна более 100 лет. Исследована в 1936—1937 гг. геологическим институтом АН СССР, а в 1956—1961 гг. — лабораторией гидрогеологических проблем (рук. Н. Соколов) и экспедициями Московской секции спелеологии (рук. В. Илюхин), в 1967—1971 гг. — Ленинградской секции спелеологии (рук. В. Федоров) под научным руководством Адлерской комплексной станции (рук. С. С. Прокофьев).

Пещера заложена в массивных верхнеюрских-нижнемеловых известняках по тектоническим трещинам нескольких направлений. Северная часть пещеры до 1968 г. считалась независимой и носила название Лабиринтовой. В 1968 г. был открыт ход, соединяющий Лабиринтовую и собственно Воронцовскую пещеры, а в 1969 г. обнаружена галерея, соединяющая Кабаний провал и Лабиринтовую пещеру. Доступ в Лабиринтовую часть преграждает сифон в 100 м от входа. За ним начинаются галереи, в которые с востока из понора р. Кудепста поступает водоток, исчезающий также в сифоне. Воронцовская пещера состоит из нескольких этажей, соединенных колодцами, и открывающихся в борта долины 9-ю входами. В ней происходит бифуркация подземного стока, поступающего в бассейн рек Хосты и Кудепсты. В пещере имеются обильные аллювиальные и натечные накопления. Остатки материальной культуры древнего человека позднего палеолита, позднего неолита, энеолита датируют отдельные этапы ее заполнения (17—19, 22, 23).

9. Пещера Кунгурская (рис. 8). Длина 5600 м. РСФСР. Приуральская карстовая провинция.

Вход в пещеру расположен на правом берегу р. Сылва, в пределах города Кунгур.

Известна более 200 лет. Первые планы и описания пещеры составлены Л. С. Ремезовым (1703 г.), И. М. Лепехиным (1770 г.), Е. С. Федоровым (1882 г.), Н. И. Каракашом (1904 г.). В 1928—1930 и 1934—1935 гг. пещеру исследовали экспедиции Государственного гидрологического института и Гидростройпроекта. В 1948 г. создана карстово-спелеологическая станция, а позднее — Кунгурский стационар Уральского филиала АН СССР. Уточненный план пещеры составлен в 1964 г. (рук. Е. П. Дорофеев). Пещера электрифицирована и оборудована для экскурсий.

Пещера заложена в гипсах и ангидритах по тектоническим трещинам

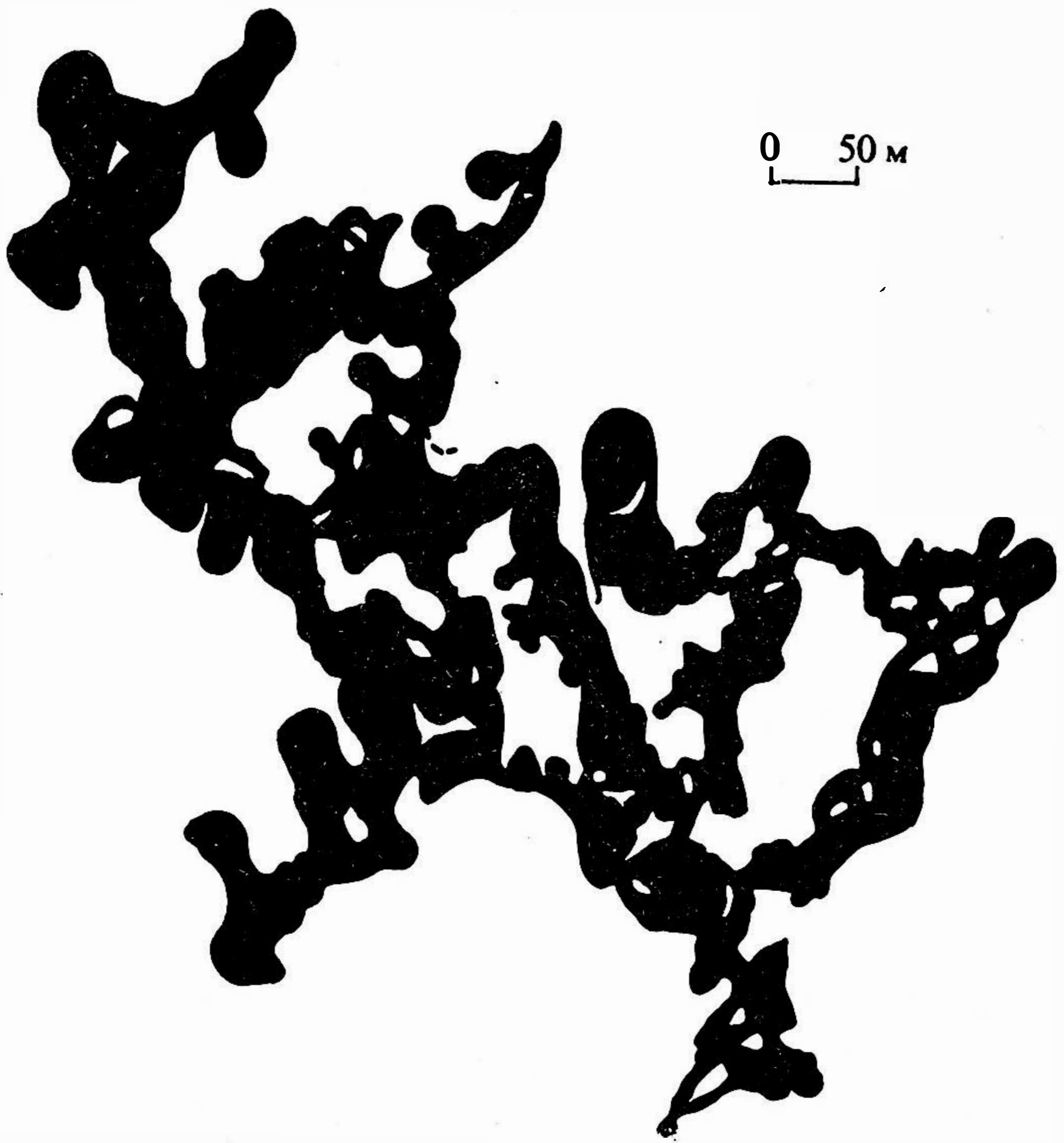


Рис. 8 Пещера Кунгурская. План.

северо-западного и северо-восточного простирания. Пещера состоит из нескольких десятков залов различных размеров, из которых самые крупные — Географ (длина 150 м, ширина 40 м, высота 10 м). Длинный (длина 200 м, ширина 20 м), Великан (поперечник 30 м). Отдельные залы соединены узкими проходами, а также искусственными галереями. Большая часть пещеры расположена на уровне первой надпойменной террасы р. Сылва. Во многих залах имеются подземные озера и мощные глыбообвальные накопления. В пещере наблюдается интенсивная циркуляция воздуха, меняющая направление в зависимости от времени года. В ближней пещере (устья Бриллиантовое, Данте, Крестовое и др.) наблюдается оледенение в виде покровов, сталактитов, сталагмитов, отдельных ледяных кристаллов (5, 12—13) и др.

Исследования крупнейших карстовых пещер СССР показывают, что все они заложены по нескольким (обычно двум) доминирующим направлениям тектонической трещиноватости, которая в большинстве случаев и определяет особенности их морфологии. Большинство пещер имеет преимущественно эрозивное происхождение, хотя в летнюю межень значительную роль в их мо-

делировке играют коррозионные процессы. Крупные карстовые полости образуются на тех этапах развития рельефа, когда возникают условия для концентрированной инфлюации местных (Крым) или транзитных (Подолія, Урал, Кавказ) поверхностных водотоков. В дальнейшем питание подземных вод в пещерах осуществляется также за счет инфильтрации и конденсации, с которыми связан ряд пещерных новообразований.

Анализ геоморфологических особенностей пещер, связей их с речными террасами, а также возраст найденных в рыхлом заполнителе разных этажей костный остаткой свидетельствуют о формировании большинства описанных выше полостей в плейстоцене-антропогене.

ЛИТЕРАТУРА

- БАЧИНСКИЙ Г. А., ДУБЛЯНСКИЙ В. Н., ШТЕНГЕЛОВ Е. С. Кривченская Кристальная пещера в гипсах Подольи. В сб. «Пещеры», вып. 4 (5), Пермь, 1964.
- ГВОЗДЕЦКИЙ Н. А. Крупнейшие карстовые пещеры СССР. «Изв. ВГО», 1964, вып. 3.
- ГУНЕВСКИЙ И. М. О Кривченской пещере в гипсе. Геогр. сб. № 7, Львов, 1963.
- Млынковская пещера в Подольи. В сб. «Развитие новых исследований природных ресурсов», Одесса, 1963.
- ДОРОФЕЕВ Е. П. Новый план Кунгурской ледяной пещеры. В сб. «Пещеры», вып. 5 (6), Пермь, 1965.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья. В сб. «Вопросы изучения нарста Русской равнины», М., 1966.
- Происхождение и возраст гипсовых пещер Приднестровской Подольи. Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода, № 35, М., 1968.
- Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. «Изв. ВГО», 1969, № 1.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н., ИВАНОВ Б. Н. Карст Подольско-Буковинской карстовой области. Фізична географія та геоморфологія, № 4, Київ, 1970.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н., СМОЛЬНИКОВ Б. М. Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подольи и Покутья. «Наукова думка», Київ, 1969.
- ИВАНОВ Б. Н., ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. О Красных пещерах в Крыму. Бюлл. МОИП, геол. отд., т. 37, вып. 1, 1962.
- ЛОБАНОВ Ю. Е. и др. Пещеры Урала. М., ФизС, 1971.
- ЛУКИН В. С. и др. Кунгурская ледяная пещера. Свердловск, 1965.
- МАКСИМОВИЧ Г. А. Длиннейшие пещеры мира. В сб. «Пещеры», вып. 8—9, Пермь, 1970.
- ОССОВСКИЙ Г. О. О геологическом и палеонтологическом характере пещер Галиции. Труды Томского об-ва естествоиспытателей и врачей, 1895, пыв. 5.
- ПЕТРОВ П. П. Крымские пещеры Иель-коба и Харанлык-коба. «Землеведение», 1911, т. 18.
- ПРИХОДЬКО Г. Ф. Микроклиматические наблюдения в карстовой пещере Кавказского побережья. В сб. «Вопросы карста на юге европейской части СССР», Ялта, 1956.
- ПРОКОФЬЕВ С. С. Лабиринтовая пещера. В сб. «Пещеры», вып. 7, Пермь, 1966.
- Роль конденсационной воды в образовании карстовых пещер. В сб. «Пещеры», вып. 4 (5), Пермь, 1964.
- РАДЗИЕВСКИЙ В. А. Пещера Озерная. В сб. «Землеведение», т. VII, М., 1967.
- САВЧИН П. П., ГУНЬОВСЬКИЙ І. М. Печера Оптимістична на Подолі. В сб. «Фізична географія та геоморфологія» вип. 4, Київ, 1970.
- СОКОЛОВ Н. И. Некоторые новые данные о Воронцовских пещерах. В сб. «Спелеология и карстование», М., 1958.
- СОЛОВЬЕВ Б. Л. Воронцовская карстовая пещера. В сб. «Новости карстования и спелеологии», № 3, М., 1963.
- ТАТАРИНОВ К. А. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья. В сб. «Типы карста СССР», М., 1965.
- ЧИКИШЕВ А. Г. Карстовые пещеры СССР. В сб. «Спелеология и карстование», М., 1959.

ГЛУБОЧАЙШИЕ КАРСТОВЫЕ ШАХТЫ СССР

**В. В. Илюхин, В. Н. Дублянский, Ж. Л. Чикина, О. В. Падалко,
С. С. Пикулькин**

Институт минеральных ресурсов МГ СССР, Симферопол, СССР

При подготовке спелеологических путешествий туристам необходим материал по широкому кругу вопросов от краткого описания основных карстовых районов СССР до исследований геоморфологических и спортивных особенностей отдельных полостей. Данные рекомендации содержат краткое описание исследований на территории СССР шахт глубиной свыше 200 метров и могут быть использованы для лекций на сборах по повышению квалификации членов и консультантов маршрутно-квалификационных комиссий и инструкторского состава.

В 1965 г. на IV Международном спелеологическом конгрессе было принято решение о сборе и публикации материалов о глубочайших (глубже 200 м) шахтах мира. До последнего времени сведения о существовании на территории СССР карстовых полостей такой глубины отсутствовали. В монографии по карсту Горного Крыма А. А. Крубера (6), а также в сводной работе Н. А. Гвоздецкого (1) имеются лишь упоминания о глубоких (до 100—145 м) шахтах на яйлах Крыма, а также о значительно меньших полостях в горах Кавказа.

В 1958—1971 гг. спелеотуристами в Крыму, на Кавказе, в Сибири было открыто и исследовано более 1400 вертикальных колодцев и шахт. По данным Центральной секции спелеологии, четырнадцать из них имеют глубину, превышающую 200 м. Некоторые данные об этих шахтах опубликованы в сводке В. Н. Дублянского (3, 4).

Описания, планы, срезy, разрезы и развертки глубочайших шахт СССР, приведенные в настоящей заметке, составлены руководителями спелеологических экспедиций и участниками сборов спелеологов в соответствии с требованиями Международной комиссии по документации крупнейших карстовых полостей (Инструктивное письмо председателя комиссии австрийского спелеолога Губерта Триммеля). Так как в ряде случаев шахты состоят из чередующихся наклонных и вертикальных участков, для более объективного представления об их размерах сообщаются сведения о глубине и длине полости, а также о ее площади, объеме и коэффициенте пустотности (по Ж. Корбелю). Все данные приведены по состоянию на 1 мая 1972 г.*)

1. «Солдатская» (рис. 1). Глубина 500 м, длина 1700 м. УССР. Горный Крым, Карабийский массив. Шахта расположена на востоке массива

* Не обработанные полностью материалы по шахте «Снежная» на Бзыбском хребте (на 1. IX. 1972 г. — глубина 750 м) в заметку не включены.

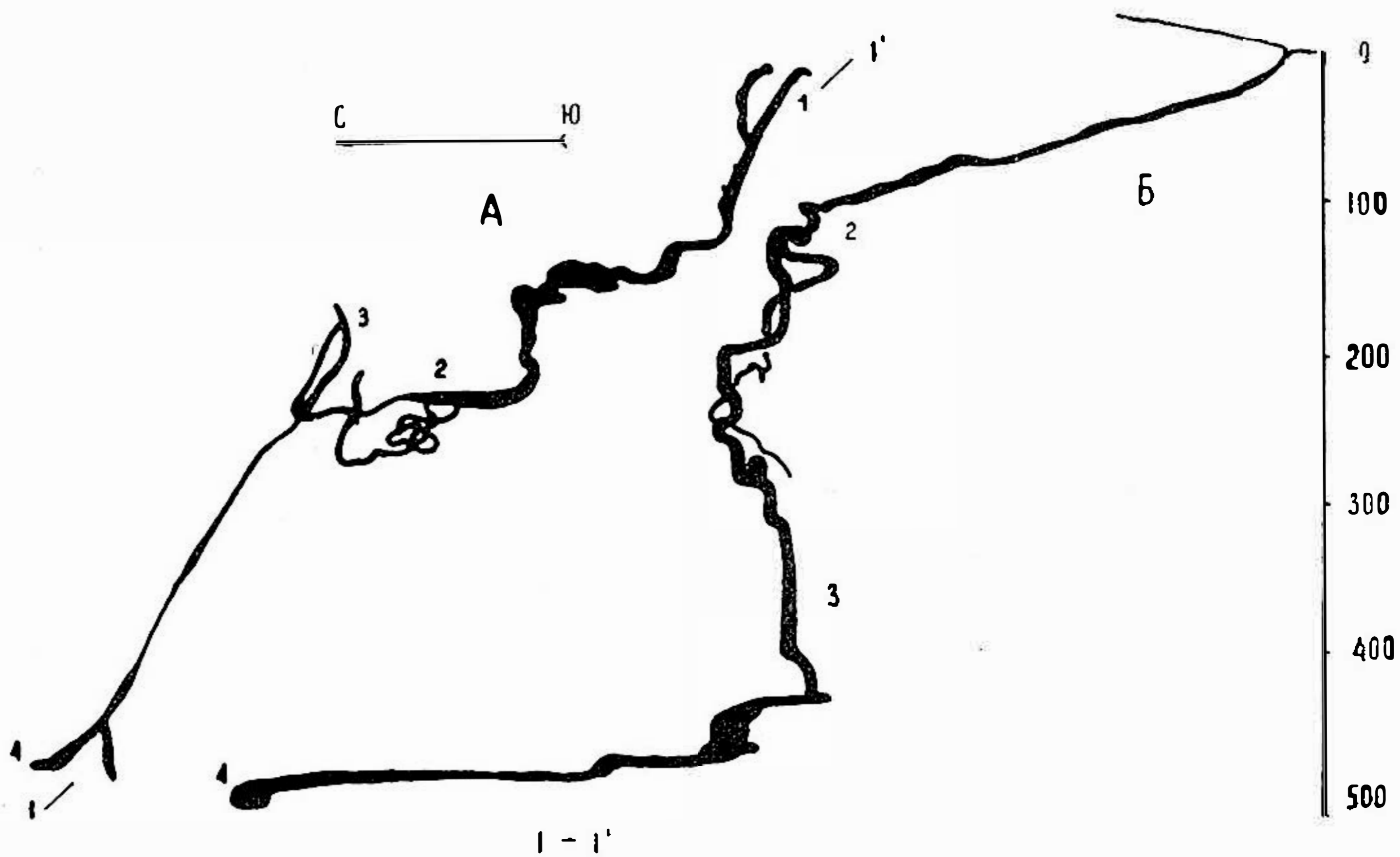


Рис. 1 Шахта «Солдатская». План (А) и сводный проективный разрез по линии 1—1' (Б).
1 — Верхняя часть. 2 — Средняя часть. 3 — 65-метровая шахта Надежды. 4 — Сифон.

в тальвеге временного водотока, впадающего в озеро Эгиз-Тинах. Обнаружена в 1968 г. и исследована в 1969—1970 гг. феодосийскими спелеологами под руководством С. Пикулькина, В. Кроптя, Г. Романенко. В мае 1972 г. изучена экспедицией Центральной секции спелеологии.

Шахта заложена в титонских тонкослоистых и неслоистых известняках по тектоническим трещинам, оперяющим разломы с простиранием $120\text{—}300^\circ$ и $0\text{—}180^\circ$. Начинается на дне забитого глыбами известняка понора. Ее верхняя часть (до глубины 100 м) представляет довольно широкую (от 2 до 5 м) наклонную галерею со сводами, выработанными по трещинам напластования. Галерея завалена глыбами известняка и разделена узкими, местами обводненными лазами на участки разной степени трудности. Местами украшена натечными образованиями разного морфологического облика (8). Средняя часть шахты (до глубины 440 м) представляет лабиринт узких наклонных ходов, соединяющихся друг с другом несколькими десятками вертикальных колодцев глубиной от 9 до 30 м. На глубине 320 м располагается 85-метровая шахта «Надежды», по уступам которой стекает небольшой ручеек. Нижняя часть «Солдатской» (до глубины 500 м) представляет узкую трещинную галерею длиной 380 м с постоянным водотоком на дне, берущим начало в основании шахты «Надежды». Местами свод галереи снижается, образуя полусифоны. В 60 м от конечного сифона слева в галерею впадает боковой приток, берущий начало из сифонного озера. После снеготаяния и ливней шахта обводняется и в верхней части. Повсюду в ней много глины. Имеются перспективы нахождения боковых ходов.

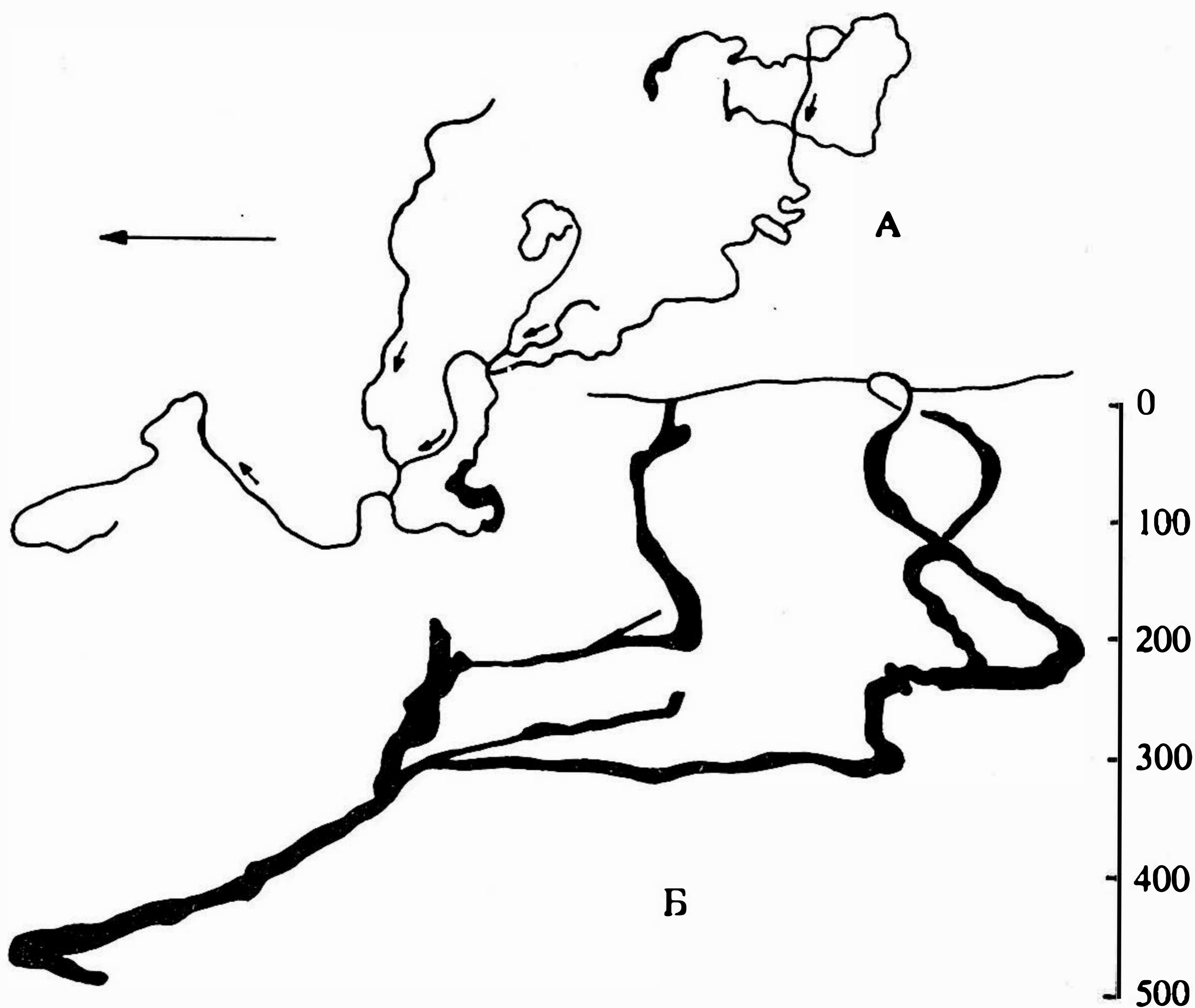


Рис. 2 Система «Осенняя» — «Назаровская». План (А) и разрез по линии 1—1' (Б). 1 — Вход в шахту «Назаровскую». 2 — Вход в шахту «Примусную». 3 — Вход в шахту «Осеннюю». 4, 5 — Неисследованные водоносные галереи в системе «Осенняя» — «Назаровская». 6 — Слияние водотоков «Осенней» и «Назаровской» шахт. 7 — Сифон.

2. «Назаровская», «Осенняя» (рис. 2). Глубина 500 м, длина 3590 м. РСФСР, Западный Кавказ. Обнаружена лесниками Назаровыми. В 1965—1971 гг. обследована экспедициями Центральной секции спелеологии, Всесоюзных сборов спелеологов и Красноярской секции спелеологии. Имеет три входа. Шахты «Назаровская» и «Примусная» располагаются в днищах воронок, а «Осенняя» — непосредственно на дне древней раскарстованной долины. Состоит из наклонных трещинных ходов и хорошо промытых водой галерей длиной до 200 м, соединенных каскадами и колодцами глубиной от 2—3 до 20—40 м. Шахта заложена по тектоническим трещинам простирания $300\text{—}330^\circ$ и $40\text{—}70^\circ$ и представляет собой коллектор, собирающий поверхностный сток с площади более $0,5\text{ км}^2$. Полость хорошо промыта, следы воды

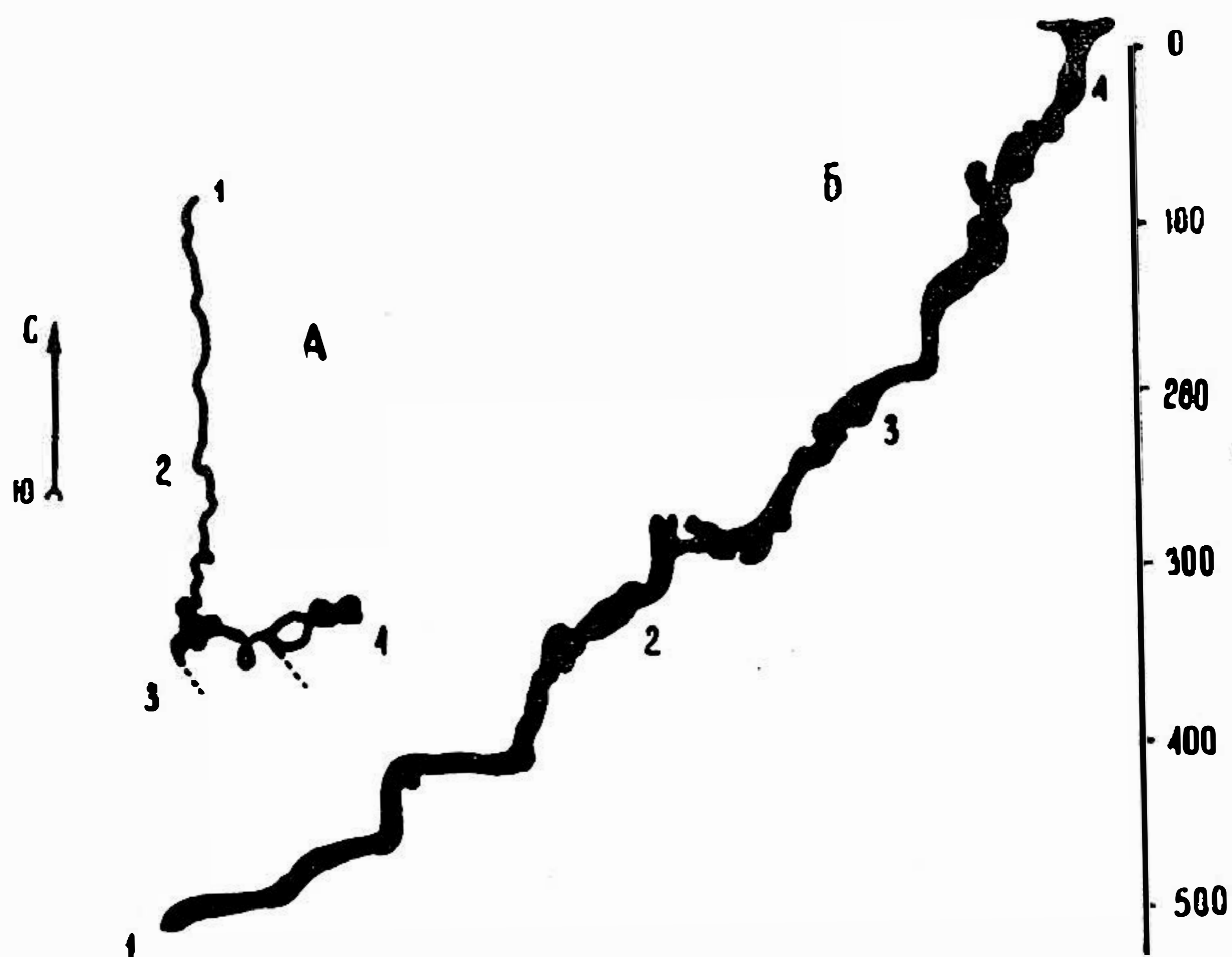


Рис. 3 Шахта «Заблудших». План (А) и разрез-развертка (Б) по линии 1—2—3—4.

видны на высоте до 2—3 м от пола. Один из притоков имеет большое количество проточных гуров, хотя в целом натеков в шахте немного. Заканчивается шахта непроходимым сифоном на абсолютной высоте +360 м. Источники, которые питаются водами, проходящими через шахту «Назаровскую», располагаются на абсолютных отметках +295 м (пещера Соколова, р. Ац) и 280 м (Котел, Восточная Хоста). Таким образом, шахта «Назаровская» — «Осенняя», представляющая основную гидрогеологическую систему хребта Алек, пройдена почти на полную глубину (5).

3. «Заблудших» (рис. 3). Глубина 470 м, длина 840 м. РСФСР. Западный Кавказ. Расположена в тальвеге временного водотока (бассейн Западной Хосты). Обследована в 1967—1971 гг. экспедициями Центральной секции спелеологии. Верхняя часть полости заложена в массивных известняках вдоль трещин 60° , 140° , 0° и 90° и имеет субширотное простирание; нижняя часть, ориентированная вдоль крупного разлома, характеризуется субмеридиональным простиранием. Конечный сифон расположен на абсолютной отметке +350 м, морфологически шахта подобна «Назаровской». Характерные особенности — наличие очень узких вертикальных лазов в коренных известняках и в глыбовом навале и активный водоприток из вертикальной трубы на глубине 270 м. В шахте имеется несколько сифонов и полусифонов.

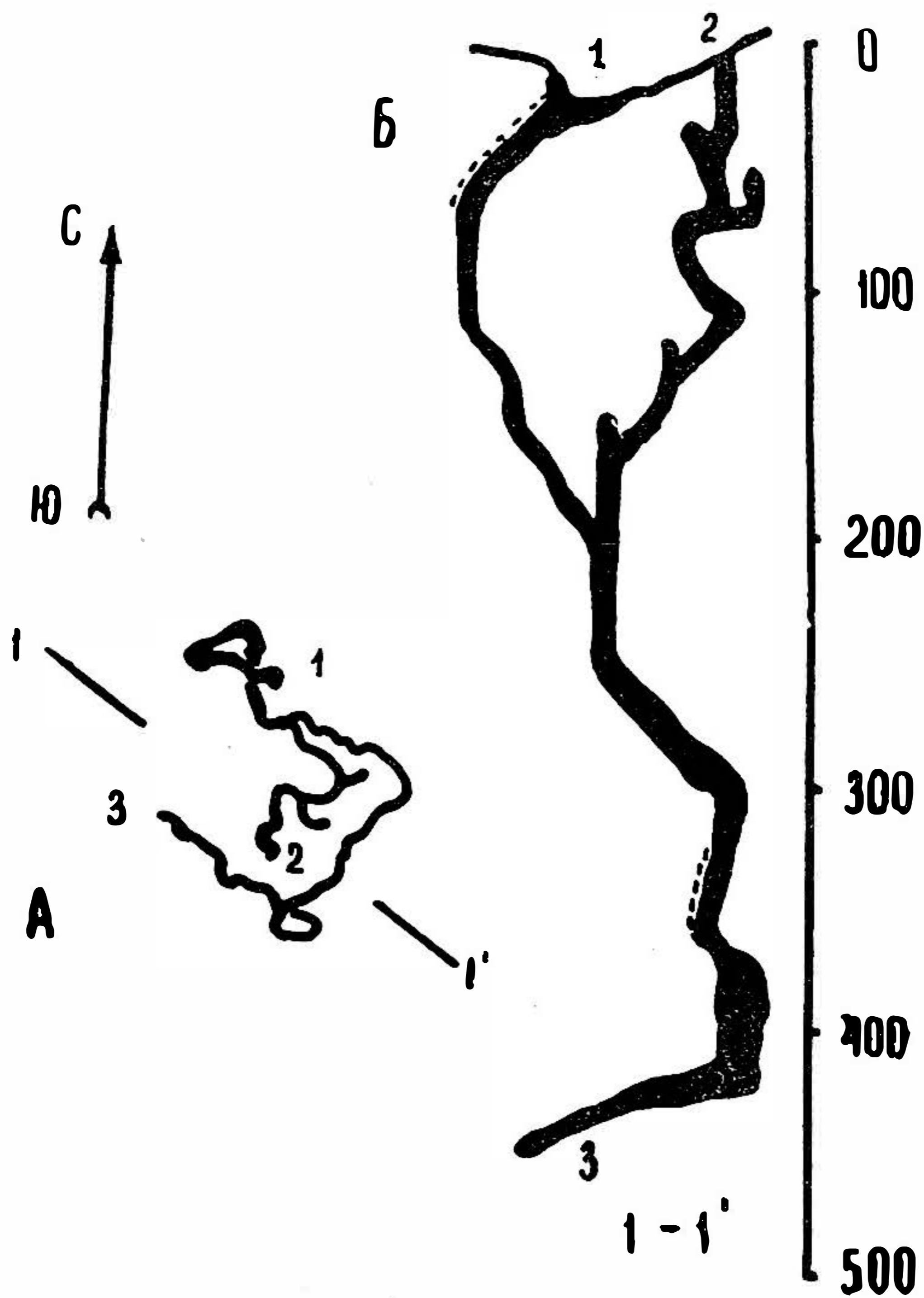


Рис. 4 Шахта «Октябрьская». План (А) и проективный разрез по линии 1—1'.

4. «Октябрьская» (рис. 4). Глубина 450 м, длина 600 м, РСФСР, Западный Кавказ. Расположена на хребте Алек, в тальвеге временного водотока (бассейн реки Ац). Обнаружена Е. Мухиным, П. Сотниковым и Т. Кузнецовой в 1966 г. Исследована экспедициями Центральной секции спелеологии в 1967, 1968, 1970 и 1971 гг. Имеет два входа. Основной (нижний) вход представляет огромную арку высотой 7 и шириной 10 м в борту воронки. Заложена по трещинам с простиранием $300-380^\circ$ и $40-70^\circ$. За глыбовым завалом у входа следует серия каскадов и колодцев глубиной от 2—4 до 60 м, соединенных наклонными галереями длиной до 100 м при ширине 0,8—2 м и высотой до 10—15 м. Полость собирает сток с площади до $0,2 \text{ км}^2$. С глубины 200 м в сухой период года в полости наблюдается постоянный водоток с расходом 0,1—2,0 л/сек. Во время дождей его расход увеличивается более чем в 100 раз. Стены гладкие, хорошо отполированные водой, лишь на отдельных участках покрытые бороздами карров.

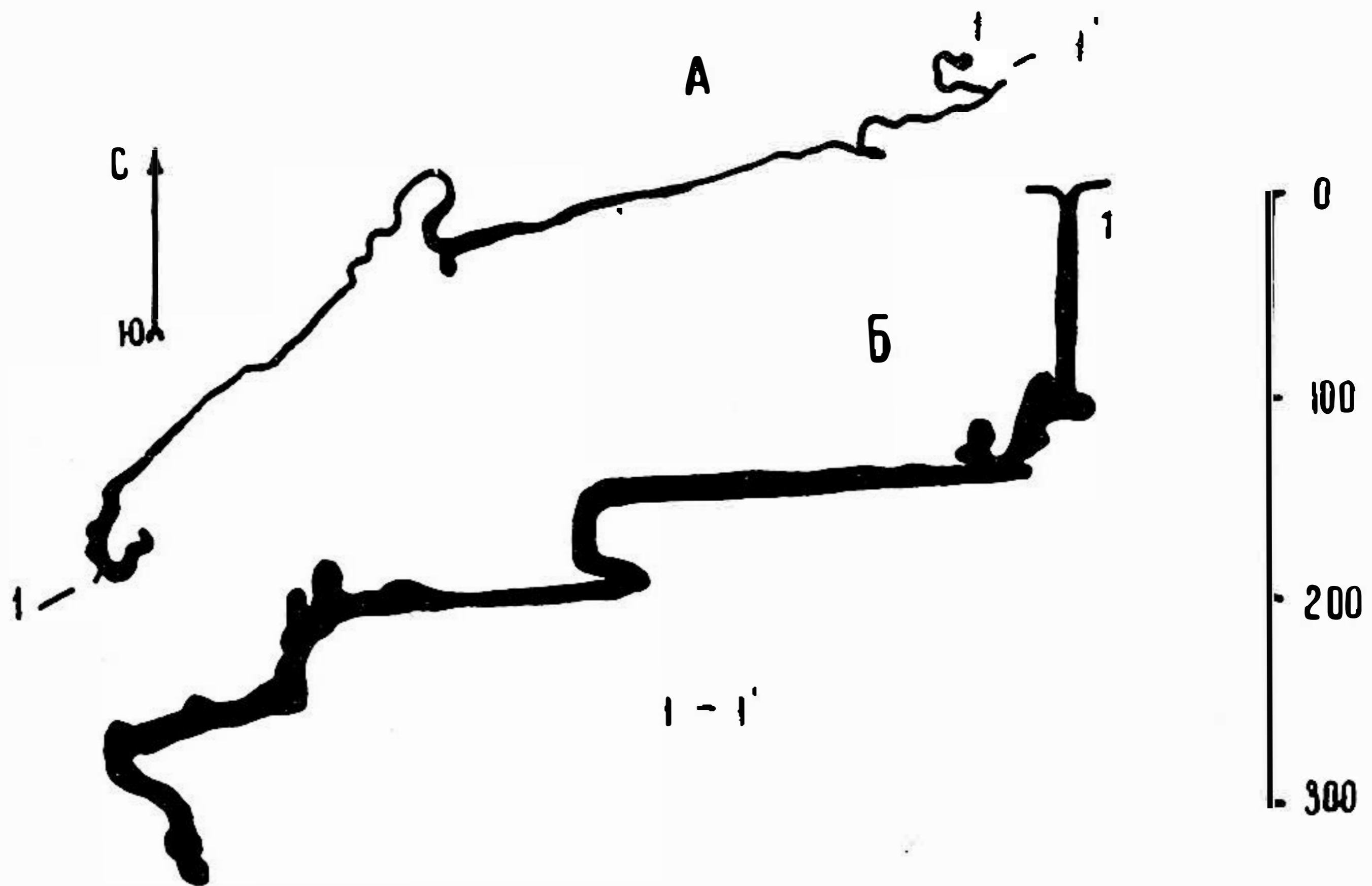


Рис. 5 Шахта «Ручейная». План (А) и проективный разрез по линии 1—1' (Б). 1 — Вход.

5. « Р у ч е й н а я » (рис. 5). Глубина 345 м, длина 1150 м. РСФСР. Западный Кавказ. Расположена в тальвеге временного водотока (бассейн Западной Хосты). Обследована в 1967—1971 г. экспедициями Центральной секции спелеологии (рук. В. В. Илюхин) и всесоюзного спелеолагеря (рук. А. Рыжков). Входная часть шахты заложена вдоль крупного разлома с простиранием $320\text{—}340^\circ$. Узкий лаз в глыбовом навале приводит к серии колодцев глубиной 10—50 м. С глубины 150 м начинается длинная (около 500 м) наклонная щель с небольшим водотоком на дне, заложенная вдоль тектонического нарушения с простиранием $60\text{—}70^\circ$. На глубине 200 м, в зоне пересечения двух тектонических нарушений, она прерывается серией уступов и колодцев глубиной от 2—3 до 25—30 м. Гидрологический режим шахты подобен другим полостям массива Алек.

6. « Ш к о л ь н а я » (рис. 6). Глубина 320 м, длина 1320 м. РСФСР. Западный Кавказ, расположена на хребте Алек, в тальвеге временного водотока (бассейн Западной Хосты). Обнаружена Б. Фурманом, М. Ароновым, М. Эйгелем в 1966 г. Исследована в 1967—1971 гг. экспедициями Московской секции спелеологии (рук. О. Падалко).

Шахта расположена в борту карстовой воронки. Использует падение и простирание двух основных систем тектонических трещин: $50\text{—}60^\circ$ и $130\text{—}140^\circ$. Узкий вертикальный вход с многочисленными уступами и вертикальными колодцами на глубине 200 м выходит в довольно широкую галерею с подземной речкой. Заканчивается сифоном. Имеет много боковых ходов в глы-

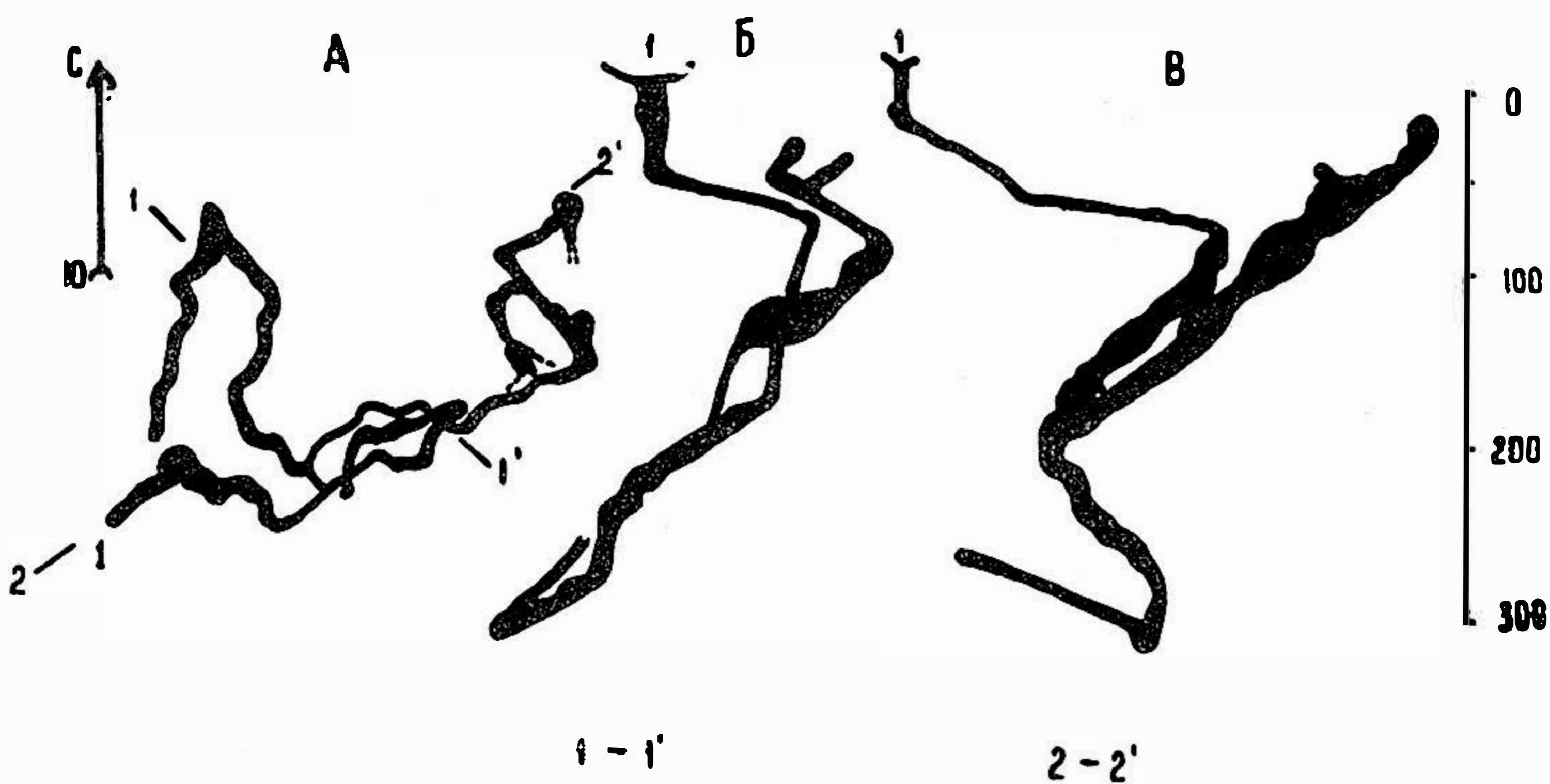


Рис. 6 Шахта «Школьная». План (А) и сводные проективные разрезы по линиям 1—1' (Б), 2—2' (Б).

бовом навале и по восстанию трещин, частично исследованных с применением подземного скалолазания.

7. «Географическая» (рис. 7). Глубина 310 м, длина 2550 м. РСФСР, Западный Кавказ. Шахта расположена на хребте Алек, в тальвеге временного водотока (бассейн Восточной Хосты). Обнаружена Е. Мухиным и Н. Морозом. Исследована Сибирской экспедицией в 1967 г. (рук. Н. Мороз), экспедициями Центральной секции спелеологии в 1968 г. (рук. В. Илюхин). Детальные карстолого-гидрогеологические работы как на эталонном объекте для Западного Кавказа проведены шахтным отрядом Института Минеральных ресурсов МГ УССР в 1968, 1970 и 1971 гг. (рук. В. Дублянский).

Полость имеет два входа, заложенных в воронкообразных понорах. По условиям заложения и морфологии аналогична «Назаровской». Контролируется тектоническими нарушениями с простиранием 130—140, 50—60, 0—10 и 90—100°. Весьма разнообразна морфологически. Извилистые трубообразные сифонные каналы верхней части Главного хода сменяются широкими, хорошо промытыми галереями с колодцами и шахтами глубиной от 3 до 50 м, узкими щелями высотой до 20 м, низкими ходами с плоскими потолками, почти до сводов заполненными водой. Нудный ход представляет уникальный для Западного Кавказа канал инфлюационного питания, пологой извилистой спиралью уходящий на глубину 160 м с одним небольшим колодцем 7 м. На глубине 170 м шахта принимает довольно крупный правый приток, связанный с заканчивающейся непроходимыми для человека щелями шахтой «Девичья» (глубина 185 м).

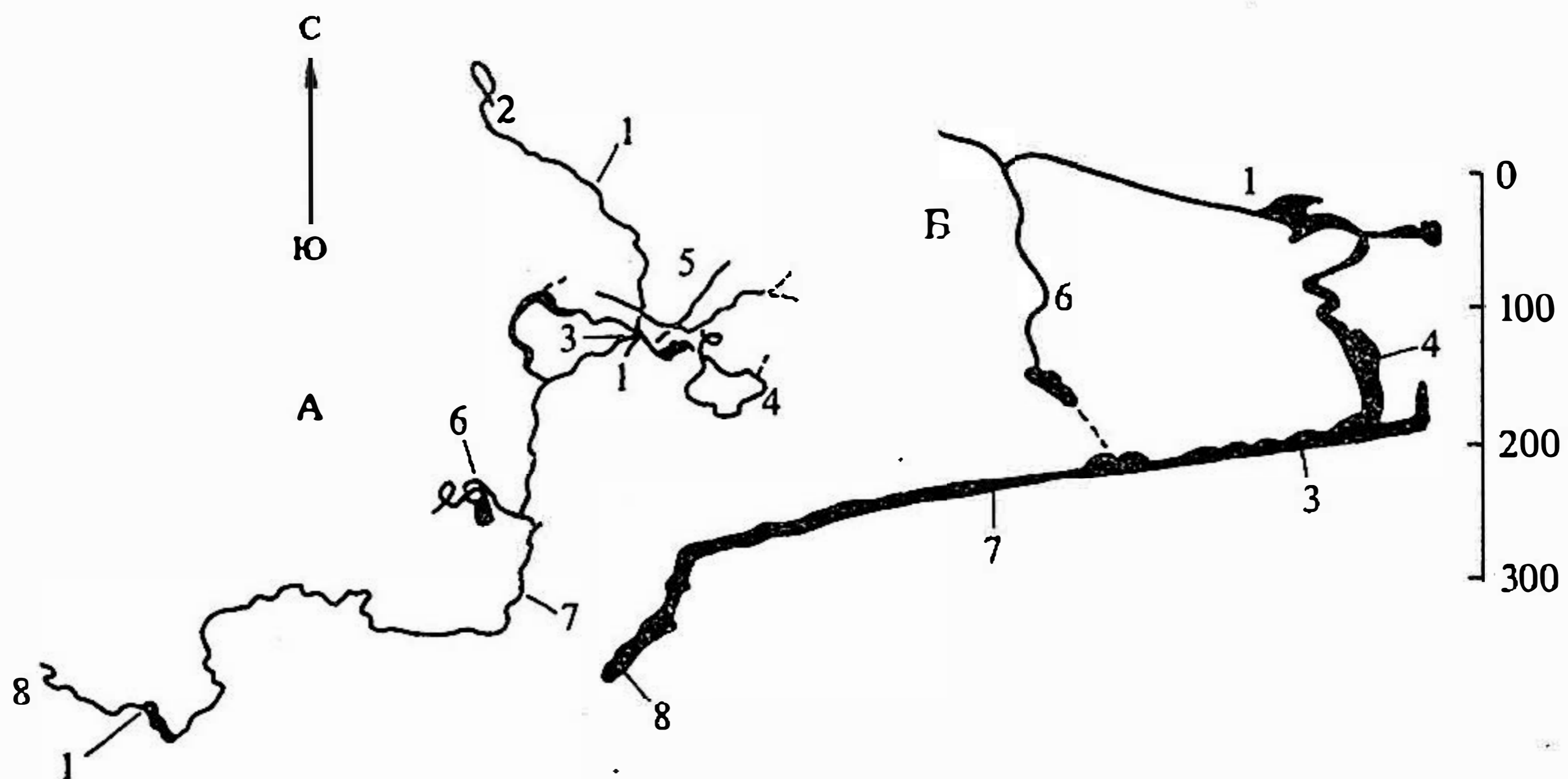


Рис. 7 Шахта «Географическая». План (А) и сводный проективный разрез по линии 1—1' (Б). 1, 2 — Вход в шахту. 3 — Наклонная галерея. 4 — Каскадный участок. 5 — Система галереи в привходной части. 6 — Шахта «Девичья». 7 — Засифонная часть. 8 — П-сифон.

Шахта «Географическая», питаясь инфильтрационными, инфлюационными и конденсационными водами верховых водосборов Восточной Хосты на площади около 0,7 км², проходит под водоразделом Восточная — Западная Хоста и, как показал опыт с окрашиванием воды флюоресцентном, объединяется с гидрогеологической системой «Назаровская» — «Осенняя» — пещера Соколова в долине р. Ац. Материалы об исследованиях шахты «Географическая» изложены в заметках В. Дублянского и В. Илюхина (4, 5).

8. «Ткибула - Дзеврула». Глубина 280 м, длина 600 м.

Грузинская ССР, Западная Грузия, Подрусловая полость, освобожденная от подземных вод после сооружения Ткибульской ГЭС. Пройдена экспедицией кутаисских и ткибульских спелеологов в 1961—1962 гг. (7). Во время дождей в верхнюю часть полости инфлюирует значительный водоток, вызывающий бурный паводок.

9. «Кубинская»^{*}). Глубина 274 м, длина 2000 м. РСФСР, Восточные Саяны. Открыта в 1963 г. М. Мамонтовым и В. Полуэктовым. Разрез составлен по материалам экспедиции красноярских спелеологов в 1963—1964 гг. Вход в шахту расположен у вершины отвесной скалы на левом берегу р. Бирюсы, в 2 км от ее впадения в Енисей. Шахта заложена вдоль разлома в известняках торгашинской свиты нижнего кембрия. Три 20-метровых колодца выводят в зал Фиделя и через узкий ход в зал Грандиозный (длина и ширина 25—30 м, высота 15 м). Многоэтажный лабиринт открывается в зале Надежды, соединяющемся каскадом с залом Озерным. Озерная галерея приводит к 27-метровому колодцу, следующему за ним Скрытому залу и сифону. Шахта украшена натеками. На стенах зала Надежды обнаружено «лунное молоко», в ванночках входных колодцев — пещерный жемчуг (2).

^{*}) После пуска Красноярской ГЭС шахта затоплена до глубины 200 м.

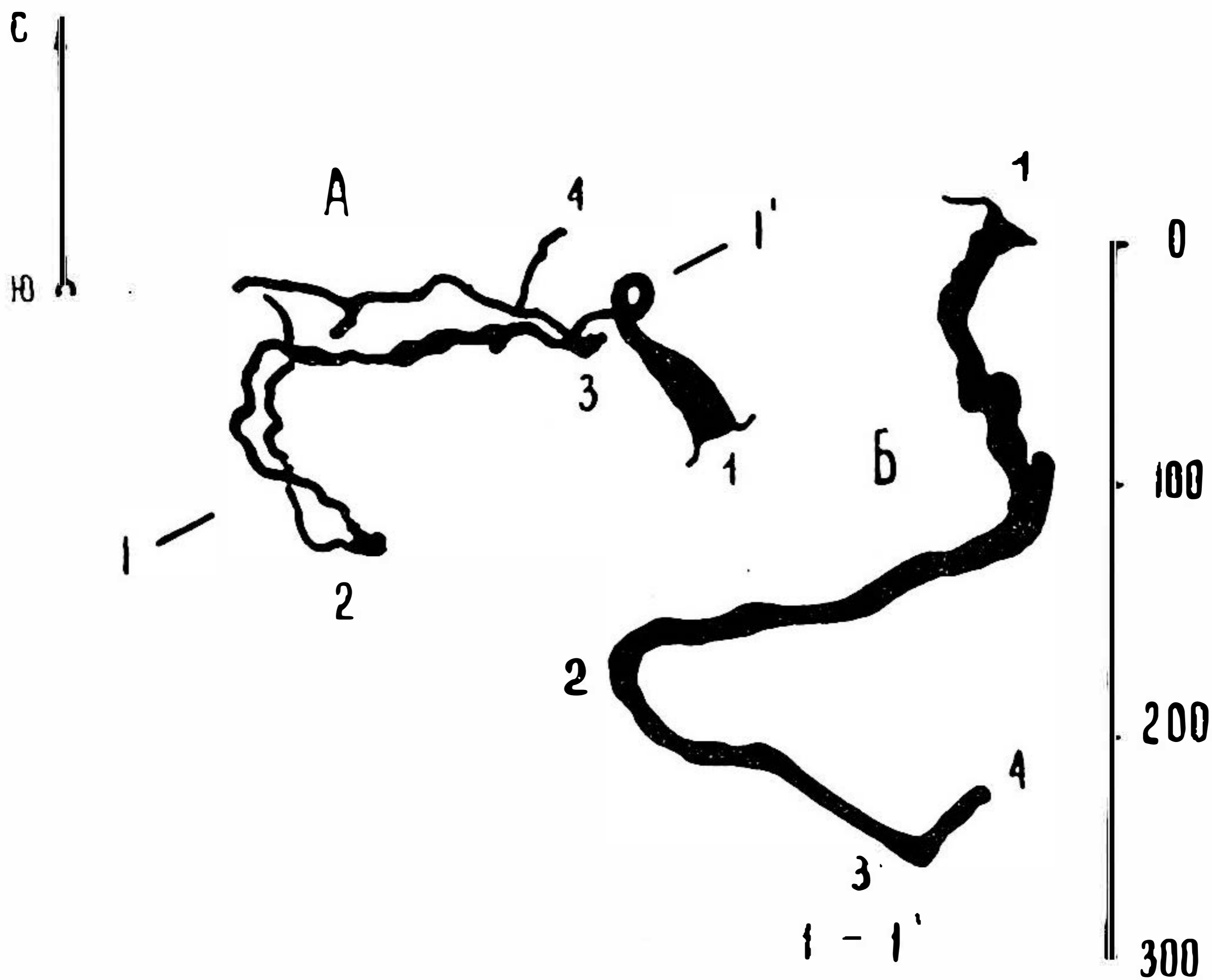


Рис. 8 Шахта «Величественная». План (А) и сводный проективный разрез по линии 1—1' (Б). 1 — Вход. 2 — Зал. 3 — Сифон. 4 — Засифонный участок.

10. « В е л и ч е с т в е н н а я » (рис. 8). Глубина 260 м, длина 865 м. РСФСР, Западный Кавказ. Шахта расположена на хребте Алек, в тальвеге временного водотока (бассейн Западной Хосты).

Обнаружена лесниками Назаровыми. Исследована экспедициями Всесоюзного сбора спелеологов в 1965 г. (рук. М. Мамонтов), Московской секции спелеологии (рук. В. Нежура) и Сибирской экспедицией (рук. Н. Мороз). По условиям заложения и морфологии идентична «Назаровской». Заложена по двум основным направлениям тектонических трещин с простиранием 80—90 и 340—350°. На глубине 238 м имеется зал с двумя сифонами. В ноябре 1966 г. пройден правый сифон и достигнута глубина 260 м. Характерная особенность — наличие мощной (свыше 40 м) толщи размытого заполнителя во входных колодцах. В паводок в шахту обрушивается мощный водопад. «Величественная» входит в гидрогеологическую систему «Географическая» — «Назаровская» — «Осенняя» — Соколова (4, 5).

11. « М о л о д е ж н а я » (рис. 9). Глубина 260 м, длина 5 м. УССР, Горный Крым, Карабийский массив. Обнаружена Д. Усиковым и В. Бражкиным. Исследована Комплексной карстовой экспедицией в 1963 г. (рук. В. Дублянский).

Шахта заложена в массивных верхнеюрских известняках вдоль разлома. Начинается 50-метровым колодцем с несколькими уступами, затем следует 60-метровая шахта с несколькими параллельными колодцами-щелями. С небольшой площадки начинается спуск в 90-метровую шахту с гладкими стена-

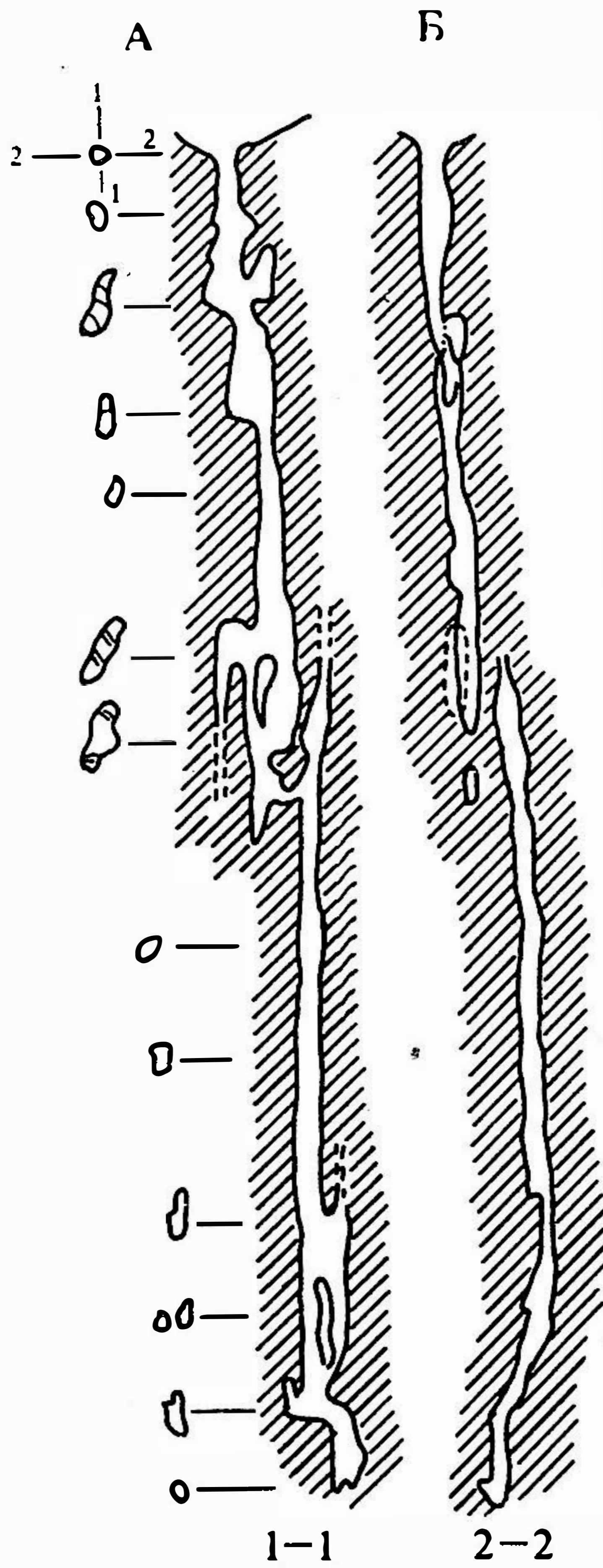


Рис. 9 Шахта «Молодежная». План (А) и сводные проективные разрезы по линиям 1—1' — 2—2' (Б).

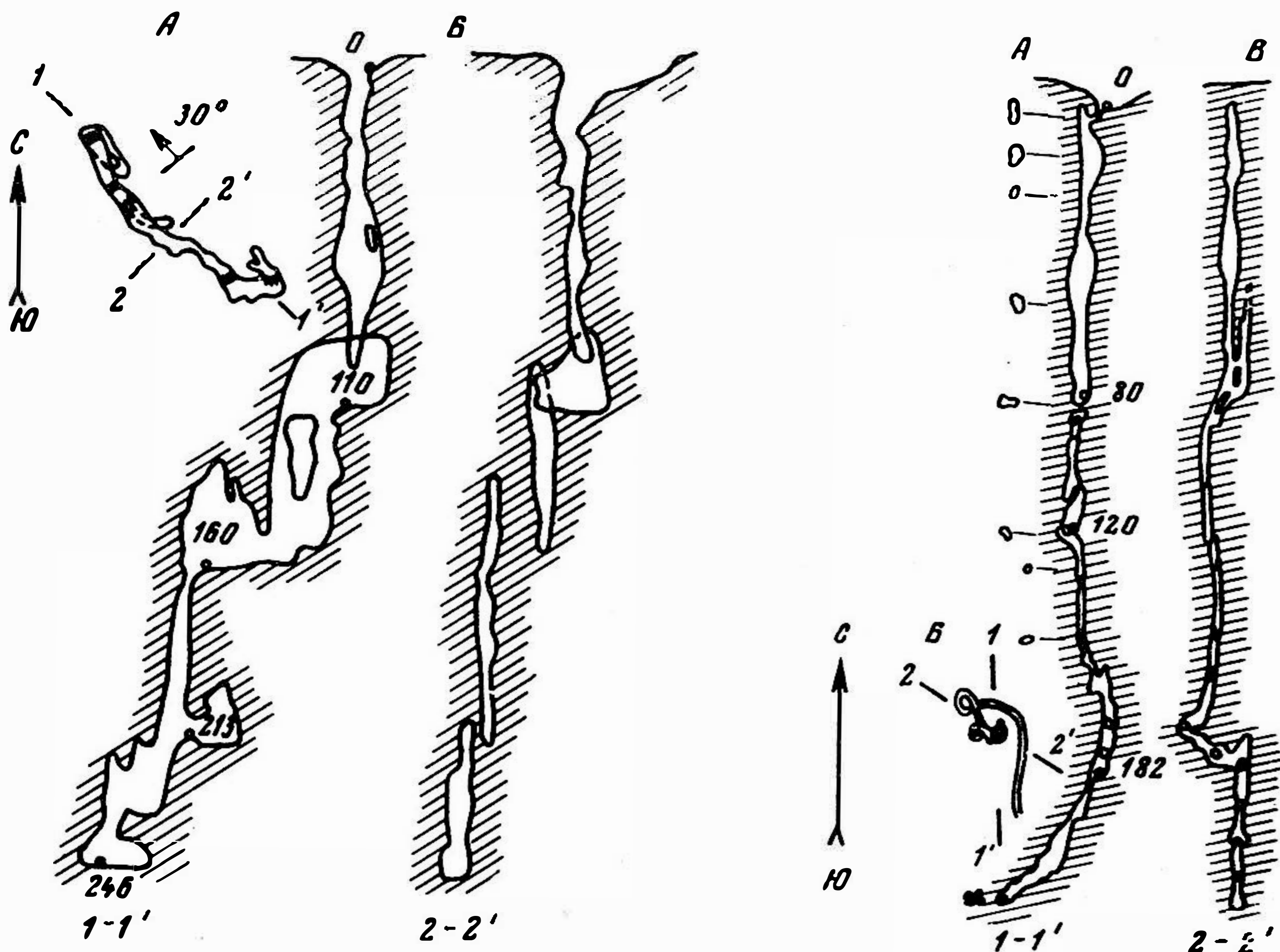


Рис. 10 Шахта «Каскадная». План (А) и проективные разрезы по линиям 1—1' и 2—2' (Б).

Рис. 11 Шахта «Ход Конем». План (Б) и проективные разрезы по линиям 1—1' — 2—2' (А, В).

ми, покрытыми бороздами карров. Нижняя часть полости состоит из двух небольших колодцев, на дне которых имеются ванночки и отдельные натеки. В нишах, заполненных желто-бурой глиной, обнаружены кристаллы исландского шпата. В теплый период в шахте наблюдается слабая конденсационная капель. После дождей с глубины 130 м возникает периодический водоток (3, 4).

12. «Каскадная» (рис. 10). Глубина 246 м, длина 110 м. УССР, Горный Крым. Ай-Петринский массив. Вход расположен на дне карстовой воронки на склоне древней карстово-эрозионной долины. Открыта в 1956 г. Б. Ивановым, исследована в 1958—1959 гг. комплексной карстовой экспедицией (рук. В. Дублянский) и крымскими спелеологами.

70-метровая входная шахта заложена в слоистых верхнеюрских известняках. Трещинный ход выводит в огромный зал, обрывающийся в 42-метровый колодец, переходящий в 100-метровую галерею. В ее конце располагается каскадная шахта общей глубиной 74 м. Стены внутренних шахт корродированы, местами покрыты корой натеков. Постоянные скопления воды в ванночках имеются на глубине 213 м. Периодический сток возникает с глубины 110 м. В паводок нижняя часть шахты заполняется водой на высоту 8—13 м (3, 4).

13. «Ход Конем» (рис. 11). Глубина 213 м, длина 80 м, УССР,

Т а б. 1. Морфометрические показатели глубочайших шахт СССР.

№ п/п	Название	Глубина м	Длина м	Площадь м ²	Объем м ³	Коэффициент пустотности
1	«Солдатская»	500	1700	4300	16 300	54,0
2	«Назаровская» — «Осенняя»	500	3590	5200	24 700	89,0
3	«Заблудших»	470	840	2100	9 500	2,2
4	«Октябрьская»	450	600	1500	4 250	5,1
5	«Ручейная»	345	1150	3000	11 100	7,8
6	«Школьная»	320	1320	3200	12 200	19,0
7	«Географическая»	310	2550	4000	18 000	87,0
8	«Ткубила-Дзеврула»	280	600	1800	10 500	—
9	«Кубинская»	274	2000	—	—	—
10	«Величественная»	260	865	2800	4 400	11,0
11	«Молодежная»	260	—	5	3 400	0,06
12	«Каскадная»	246	110	350	16 000	0,20
13	«Ход Конем»	213	80	40	520	0,17
14	«Медвежья»	205	300	450	2 650	—

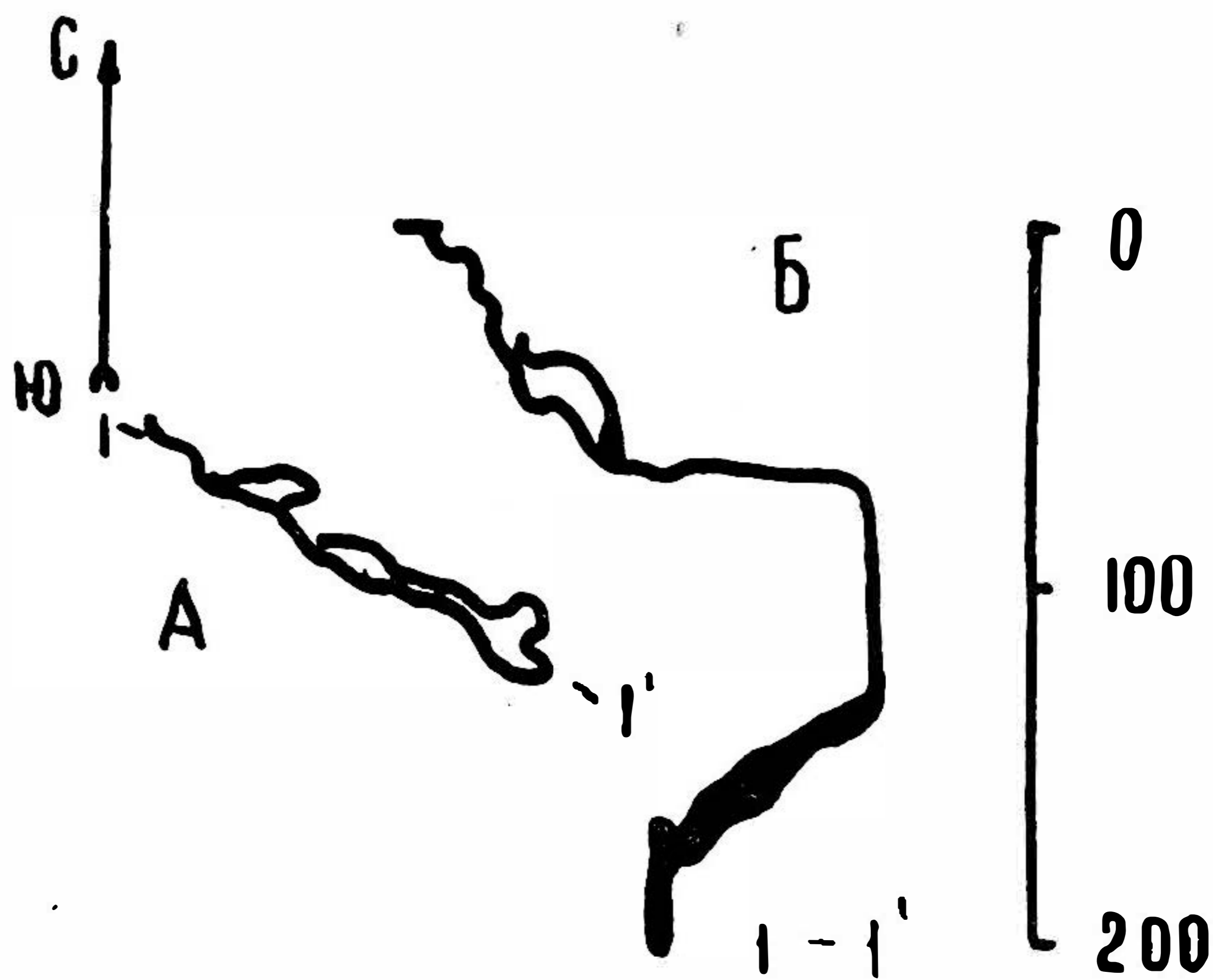


Рис. 12 Шахта «Медвежья». План (А) и проектный разрез по линии 1—1' (Б).

Горный Крым, Чатырдагский массив. Вход в шахту расположен на склоне карстовой воронки. Открыта в 1956 г. К. Аверкиевым, исследована до глубины 155 м в 1959 г. комплексной карстовой экспедицией (рук. В. Дублянский), до глубины 216 м в 1966 г. — спелеологами Симферополя (рук. Ю. Корнысь).

Входная 85-метровая шахта через систему узких лазов выводит в серию каскадных колодцев общей глубиной 80 м. Колодцы соединены щелями диаметром 18—20 см. С глубины 165 м шахта состоит из небольших колодцев и крутонаклонных ходов, промытых по трещинам в верхнеюрских известняках. Стены корродированы, местами покрыты натеками. На глубине 85 и 170 м в нишах на стенах, заполненных желто-бурой глиной, найдены крупные кристаллы исландского шпата (3, 4, 9).

14. «Медвежья» (рис. 12). Глубина 205 м, длина 300 м. РСФСР, Западный Кавказ. Расположена на хребте Алек, в борту тальвега временного водотока (бассейн р. Ац).

Открыта в 1966 г. Исследована в 1967 г. экспедицией Московских спелеологов (рук. Ю. Колесников). Вход в шахту — круглое отверстие диаметром 0,7 на 0,8 м. Морфологические особенности подобны шахте «Октябрьской». Кончается шахта сифоном. В сухое время года вода имеется только в ванночках.

Глубочайшие карстовые шахты СССР заложены преимущественно вдоль крупных тектонических нарушений, располагаясь обычно в 5—80 м от них, в опущенном блоке. Все без исключения полости представляют древние («Кубинская», «Молодежная», «Каскадная», «Ход Конем») или современные постоянные или периодические (все остальные шахты) поглотители поверхностных инфлюационных вод. Их проработка происходит под комбинированным влиянием инфлюационных, инфильтрационных и конденсационных вод, удельный вес которых в водном балансе прилежащего карстового блока в разные сезоны различен. Морфологические особенности и гидрогеологический режим свидетельствуют о преобладающей роли эрозии в их формировании. По данным карстолого-геоморфологического анализа, большинство крупных коррозионно-эрозионных шахт поноров СССР сформировалось в ранне-среднеантропогенное время (4, 5). Наиболее перспективным районом для поисков новых крупных шахт-поноров является Западный Кавказ.

ЛИТЕРАТУРА

- ГВОЗДЕЦКИЙ Н. А. Карст. Географгиз. М., 1954.
- ДОБРОВОЛЬСКИЙ М. Н. Краткие сведения о крупнейших пещерах Средней Сибири. В сб. «Пещеры», вып. 5 (6), Пермь, 1965.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. Крупнейшие карстовые пещеры Крыма. В сб. «Пещеры», вып. 5 (6), Пермь, 1965.
- Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. «Известия ВГО», 1969, № 1.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н., ИЛЮХИН В. В. Коррозионно-эрозионные шахты хребта Алек на Западном Кавказе, «Известия ВГО», 1972, № 1.
- КРУБЕР А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.
- МАРУАШВИЛИ Л. И., ТИНТИЛОЗОВ З. К. Результаты новейших спелеологических исследований в карстовой полосе Западной Грузии. В сб. «Землеведение», т. VI, М., 1963.
- ПИКУЛЬКИН С. С. Необычный сталактит из Солдатской пещеры. В сб. «Пещеры», Пермь, 1970, вып. 8—9.
- ПОЛКАНОВ Ю. О., ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. Цікава знахідка акцесорного ісландського шпату в Криму. В сб. «Матеріали мінералогії України», вып. 2, Київ, 1961.
- ПРОКОФЬЕВ С. С. Развитие карста в Сочинском районе. В сб. «Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа», вып. 3, Сочи, 1971.

REJUVENATION AND AUSTRALIA'S DEEPEST MAINLAND CAVES

J. N. Jennings

Australian National University, Canberra

Julia M. James

University of Sydney, Sydney
Australia

Abstract. Incision of Bungonia Creek into the Southern Tablelands of New South Wales has resulted in the deepest caves of the Australian mainland. Underground drainage from most of the deep caves breaches a barrier of non-karst rocks, although modern discharge is small and substantially of seepage water. The cave waters rise in springs well above the base of the limestone exposed in the gorge. The ratio of depth of unkarstified to that of karstified limestone is very high and attributed to a second phase of rejuvenation too rapid for solutional opening up of the lower limestone to keep pace. The deep caves are consequent on an earlier and slower phase of rejuvenation indicated by river profiles. Recent ideas on regional geomorphic history put the epeirogenic uplift responsible for this phase well back in the Tertiary. However these active caves do not have an ancient aspect in forms or sediments to match such great age.

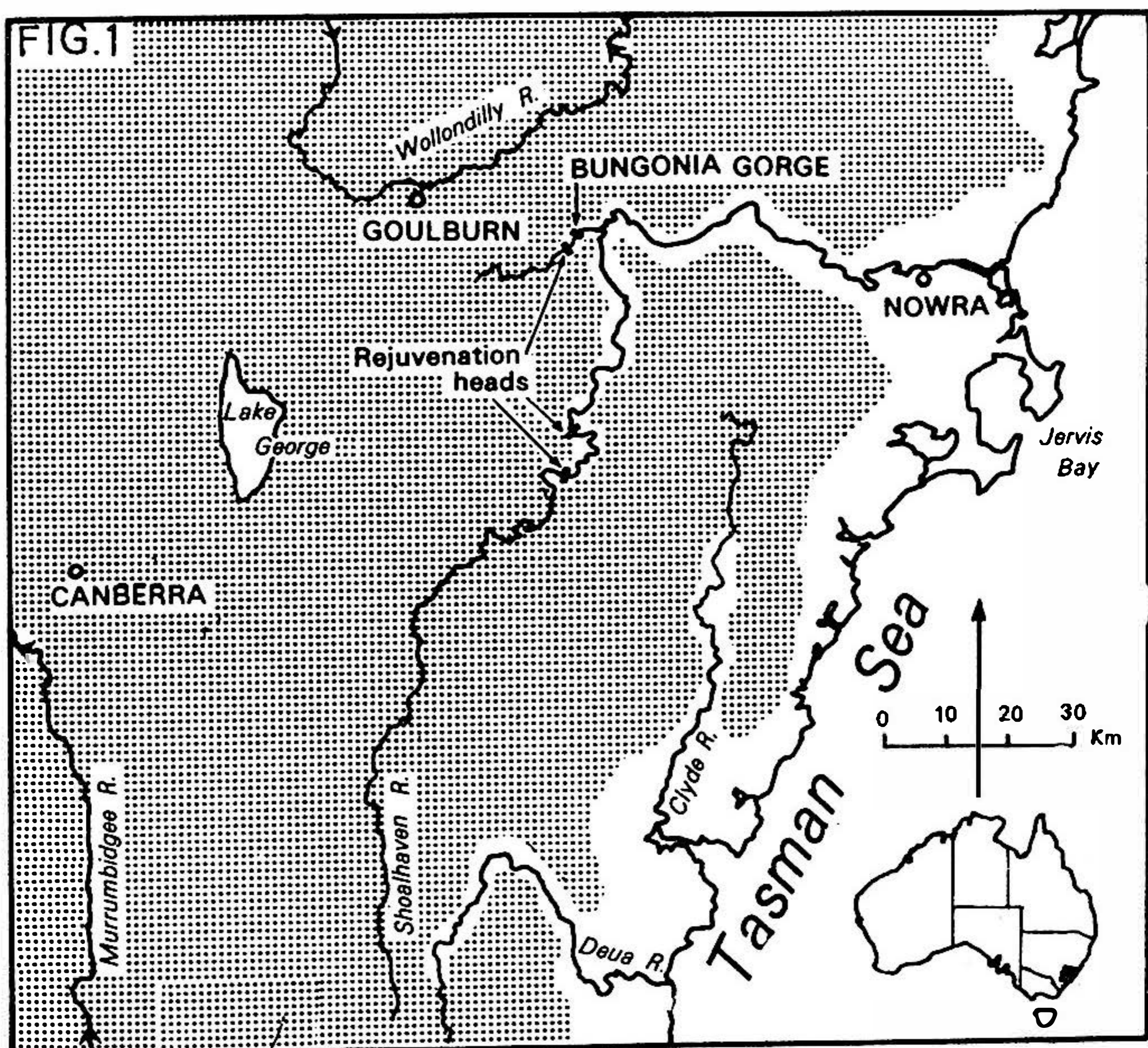


Fig. 1.

Australia, the lowest of the continents and the driest after Antarctica, lacks caves of great depth. Cainozoic orogenies and associated high mountain ranges are absent and so the most favourable circumstances for caves are found in the Eastern Highlands, including Tasmania. Here the topographic effects of several Palaeozoic orogenies were successively erased. Mesozoic planation was followed by Cainozoic epeirogenic uplifts to produce Australia's highest plateaus, dissected by steep-sided valleys and gorges. The deepest caves of all — over 300 m deep — occur not on the mainland but in south Tasmania where dissection has proceeded farthest and effective precipitation is also high (mean annual precipitation about 2500 mm). On the mainland (fig. 1), the four deepest caves are situated within 1 km of Bungonia Gorge, which is incised about 420 m into the Southern Tablelands of New South Wales (Jennings and others 1972). Bungonia is subhumid with a mean annual rainfall of 740 mm.

Bungonia Creek has cut a canyon with nearly vertical walls up to 270 m high across the strike of a narrow belt of Silurian limestone, which dips at 40—90° to the west (fig. 2). Sandstones, calcareous siltstones and mudstones are interbedded with limestone and there are strike overthrusts from the west. Uplift causing rejuvenation of the Shoalhaven R. and its tributary, Bungonia Creek, was formerly regarded as Plio-Pleistocene in age. However, study of deep weathering profiles on the plateau, coastal slope and coastal plain to the east (Young 1970) and K/Ar dating of coastal plain basalts at 30 million years (Wellman 1971) have led to the view that the final uplift took place about that time. Earlier uplift is thought to have accompanied the outpouring of lavas on the plateau near Bungonia at 40—45 million years B.P.

Because of rapid downcutting by the Shoalhaven R. and Bungonia Creek, caves at Bungonia have more vertical development than is common on the Australian mainland. The two deepest caves, Odyssey Cave (B 24) of 148 m and Argyle Hole (B 31) of 131 m, consist mainly of vadose shafts (fig. 3), though Argyle Hole has some phreatic passages close to the surface. Blowfly Cave (B 16—B 51) of 95 m shows the same dominance of vertical shafts and contains the longest underground pitch on the Australian mainland of 47 m. After initial very steep descents, the other deep caves, Grill Cave (B 44) of 127 m, Fossil Cave—Hogans Hole (B 4—B 5) of 121 m, and Drum Cave (B 13) of 111 m, have much gentler gradients, including horizontal sections. These horizontal developments have pressure passage origins, modified by vadose action and occasionally breakdown.

All five deep caves end in sumps 400—450 m above sea level, compared with a plateau altitude of 550—570 m. Though the caves are commonly structurally controlled in plan, their levels are not. The sumps are fed in normal weather by seepage water; in three caves this collects into small streams before reaching the sumps. The cave entrances lie in the bottoms of closed depressions, which gather runoff after heavy rains from small catchments extending beyond the limestone onto impervious rocks. The B 24 doline is small, scarcely interrupting the floor of a short valley system draining into the gorge intermittently.

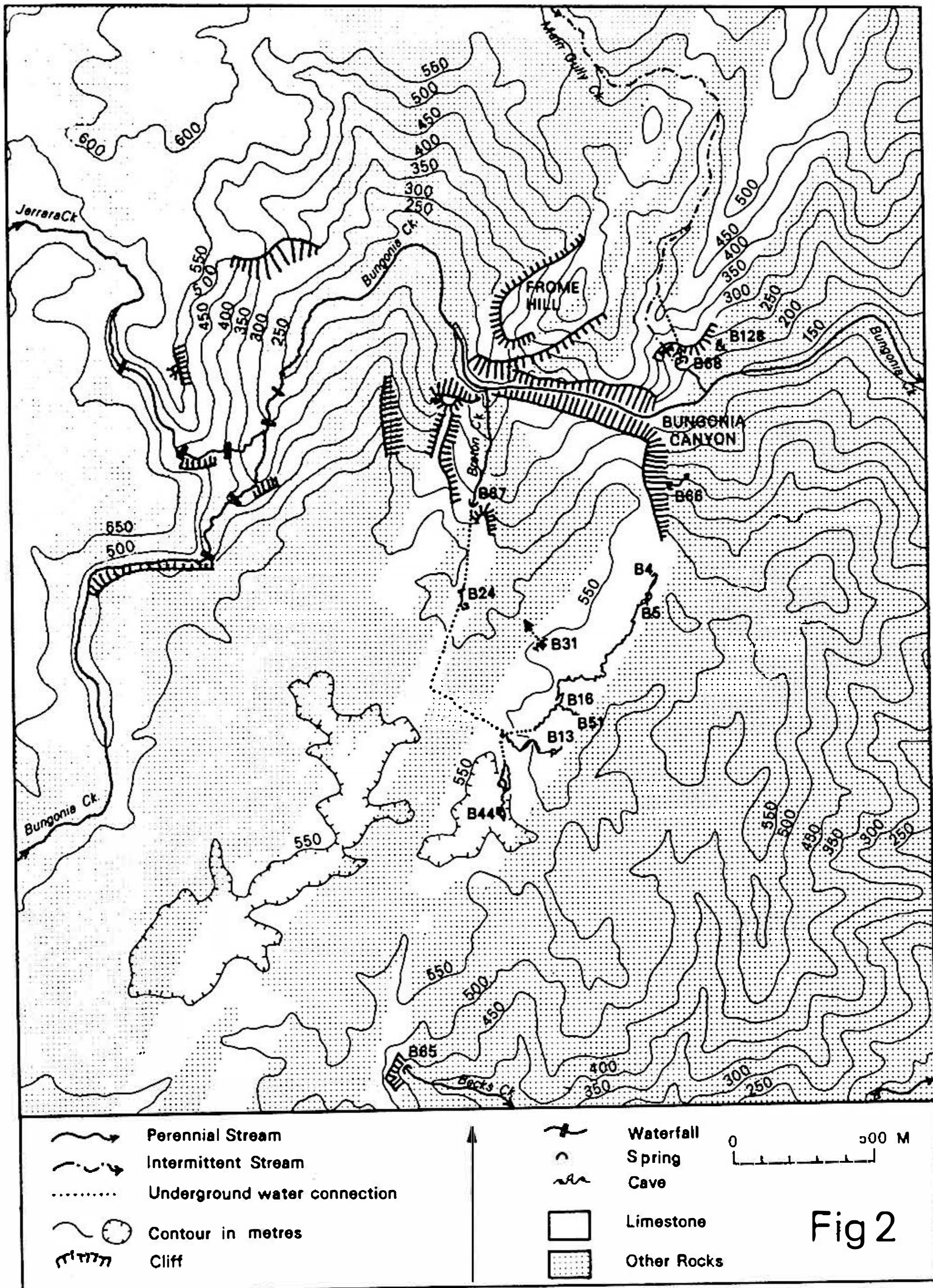


Fig. 2.

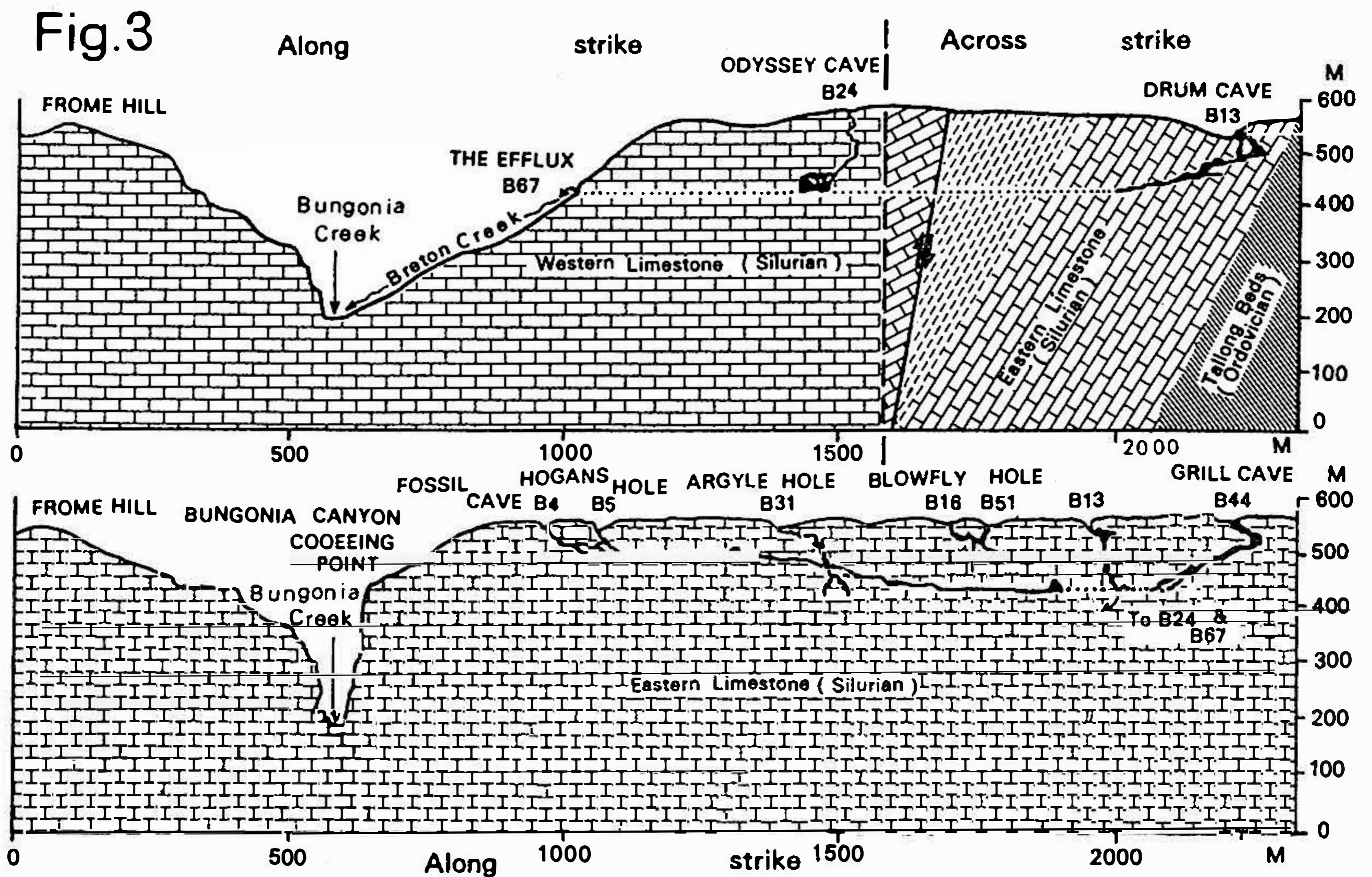


Fig. 3.

B 44, B 4—B 5, B 13, B 16—B 51, and B 31 are all formed in the lower part of the Silurian rocks, the Eastern Limestone, whereas B 24 and a major spring, The Efflux (B 67), are located in the upper Western Limestone, much less of which in fact consists of limestone. Between the two limestones there is a strike outcrop, about 200 m wide, of sandstone, siltstone and mudstone. B 44 and B 4—B 5 waters have been separately traced by dye to the B 13 sump and thence through the non-karst rocks to B 24, which in turn feeds The Efflux (B 67) only a little lower than it at 386 m above sea level (fig. 3). Before recent excavations, rock fall and tufa deposition had elevated this rising to 406 m. The thickness of rocks other than limestone penetrated by the underground stream may be less than at the surface because of strike thrusting. Since no dye test has been made, the destination of B 31 water is uncertain but probably it also drains to the Western Limestone and B 67.

Underground breaching of a barrier of non-karst rocks is known elsewhere; for instance, from similar contexts, Cavaille (1962) cites two cases of underground drainage through fault wedges of marls between limestones in the central plateau of France. Most instances involve inputs of substantial surface streams of aggressive water. Here, however, only small volumes of water, much of it seepage water, are involved. Pratt (1964) thought that cave development at Bungonia had formerly been favoured by more pluvial Pleistocene climates. Difficulties face this idea (Jennings 1965); nevertheless Lake George nearby received more runoff during a late Pleistocene phase and large sandstone cobbles

at the bottom of B 44 may not be reconcilable with present day vadose flow.

Other springs south of the gorge are much smaller, less persistent and drain much smaller areas of limestone. Becks Gully Spring (B 65) lies at the contact with underlying impervious Ordovician beds which govern its level at 425 m. However Troy Walls Spring (B 66) at 426 m also is like B 67 in lying several hundred metres above the base of the limestone exposed in the gorge with no structural barrier to prevent these waters sinking deeper into it and passing along the strike to emerge at Bungonia Creek level. North of the gorge, Main Gully Springs (B 68 and B 128), also emerge well above its bottom with their waters cascading about 100 m down limestone outcrops. The perching of these springs high up in the limestone is attributed to the failure as yet of solution to open up joints and bedding planes in the lower limestone. This lower part remains unkarstified without apparent tectonic or lithologic cause.

Such a relationship is also well known in karst geomorphology as witness springs in the walls of the R. Neretva gorge near Jablanica in Yugoslavia (Cvijić 1960) and the Golling Falls emerging 100 m above the Salzach R. in Austria (Czoernig-Czernhausen 1926). However the Bungonia ratio of depth of unkarstified to karstified limestone seems remarkably high. South of the gorge it is of the order of two. This high ratio is most readily explained by rapid, recent rejuvenation of the river and cutting of the gorge.

Surface morphology supports such an interpretation. The longitudinal profiles of Bungonia Creek, neighbouring tributaries of the Shoalhaven R. and that major river itself show two major nickpoints between gentle plateau courses and lower courses graded to the sea (fig. 4). Thus Bungonia Creek first steepens its gradient at 520 m but has only small falls and rapids down to 425 m. Below this, three big falls rapidly bring it down to 260 m after which it has a much gentler gradient through the limestone gorge to the Shoalhaven. These two rejuvenation heads in the same line of strike do not appear to be due to structure. The profile thus registers two phases of rejuvenation, an earlier, less pronounced one and a later, more marked one. In cross-section also, Bungonia Gorge gives some evidence of a less steeply sided upper part with one or two patches of associated river gravels and a more steeply walled lower part. The deep caves and springs on the southern side correspond in the developmental sequence with the earlier phase of rejuvenation. North of the gorge, Main Gully Springs hang less above its bottom but the lower nickpoint of Main Gully Creek is also depressed. Nevertheless relationships are different here since the springs are in part fed by this creek through streamsinks located between its two rejuvenation heads; geological structure is responsible.

If the uplifts causing rejuvenation were Plio-Pleistocene, interpretation of the perched cave development and springs well above local river level as due to rapid and recent rejuvenation is consistent in absolute age. The two rejuvenation heads on Bungonia Creek lie close together about 80 km from the plateau margin whilst those of the Shoalhaven lie about 120–125 km from the same margin along its valley. King (1947) thinks that the rejuvenation

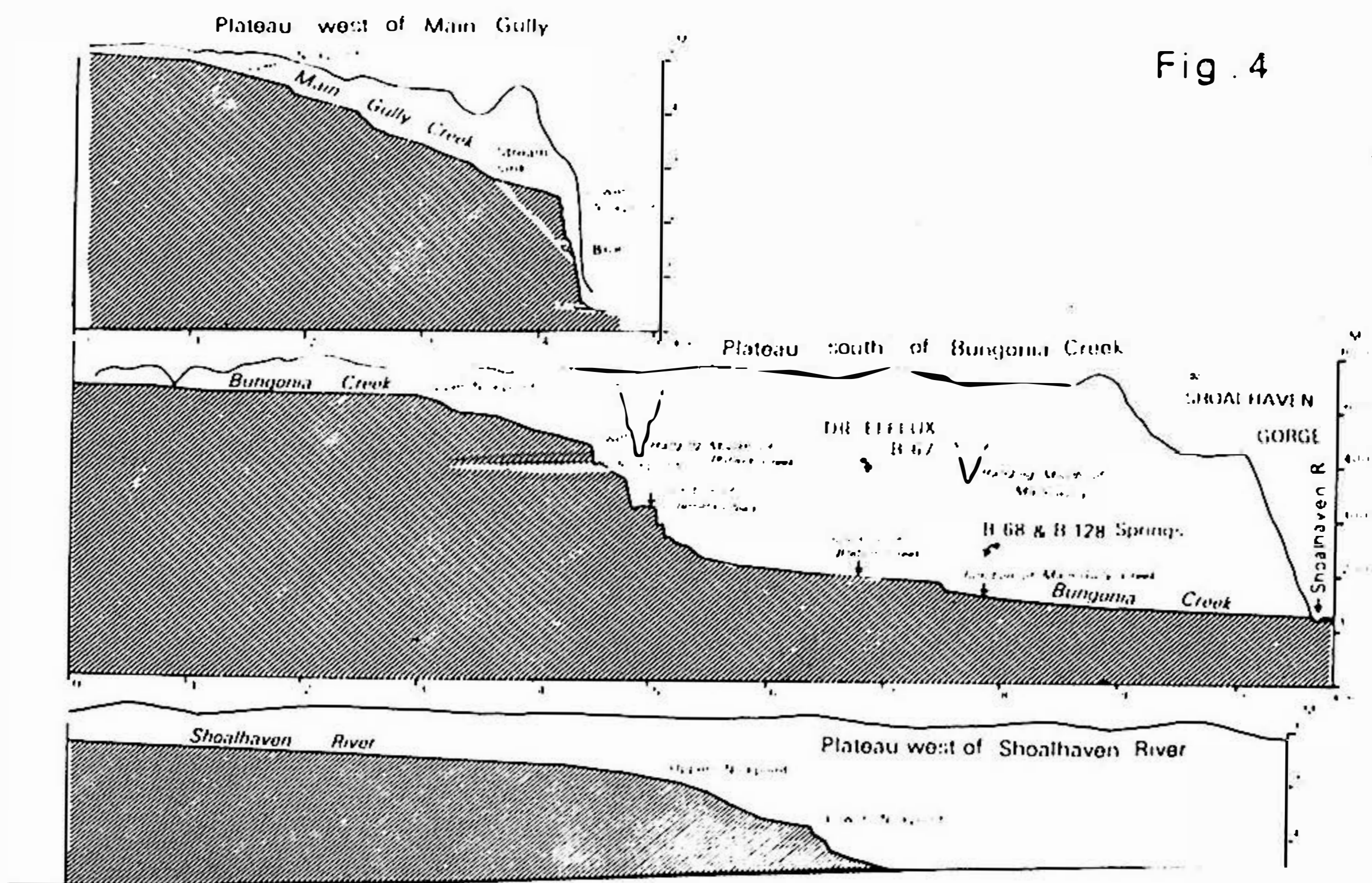


Fig. 4.

responsible for the Victoria Falls on the Zambesi about 1300 km from the S. African plateau foot began in late Tertiary time. On a comparable basis, headward erosion to the Bungonia Creek falls would have taken only about two million years.

On the other hand, the newer view that uplift ceased in the Lower Miocene and that an earlier uplift took place in the Eocene, puts the younger rejuvenation in the Lower Miocene, though the close proximity of the two rejuvenation heads in pairs on the different rivers casts doubt on an ascription of the older one into the Lower Tertiary. To agree with a Lower Miocene rejuvenation, the deep caves would have to be extremely old indeed, dating well back in the Tertiary. This would be out of keeping with the dating of active caves elsewhere in the world. No deposits have been found in Bungonia caves suggestive of great antiquity; their erosional forms are well preserved, breakdown being very limited. It is difficult therefore to accept the implications for cave evolution of modern views on the surface geomorphic history. Consequently other approaches to the dating of the caves, including radiometric dating of speleothems, need to be pursued.

REFERENCES

- CAVILLE, A. (1962). Le système karstique et l'évolution des grottes. *Spelunca Mem.*, 2, 9—28.
- CVIJIĆ, J. (1960). La géographie des terrains calcaires. *Acad. Serbe. Sci. Arts Mono.* 391.
- CZOERNIG-CZERHAUSEN, W. 1926 Die Höhlen des Landes Salzburg und seiner Grenzgebirge. *Spel. Mono.* 10 *Spel. Inst.*, Vienna.
- JENNINGS, J. N. (1965). Bungonia Caves and rejuvenation. *Helictite*, 3, 79—84.
- JENNINGS, J. N., JAMES, J. M., COUNSELL, W. J., WHAITE, T. M. (1972). Geomorphology of Bungonia Caves and Gorge. *Sydney Spel. Soc. Occ. Pap.* 4, 114—146.
- KING, L. C. (1947). Landscape study in southern Africa. *Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 50, 23—82.
- PRATT, B. T. (1964). The origin of Bungonia Caves. *J. Min. Geol. Soc. Univ. New South Wales*, 2, 44—51.
- WELLMANN, P. (1971). The Age and Paleomagnetism of the Australian Cenozoic Volcanic Rocks. Australian National University, Ph. D. thesis.
- YOUNG, R. W. (1970). A probable post-uplift age for the duricrust of the South Coast of New South Wales. *Search*, 1, 163—164.

К ВОПРОСУ КОРРЕЛЯЦИИ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР И ТЕРРАС

Тамаз З. Кикнадзе

Совет спелеологии АН ГССР, Тбилиси

В изучении карстовых явлений проблема корреляции карстовых пещер и террас представляет собой одну из важнейших и сложных проблем и является дискуссионной.

А. Е. Ферсман (1928) писал, что горизонтальные ходы в карсте отвечают уровням карстовых вод, а когда дело касается многоэтажных пещер, то каждый этаж является свидетелем бывшего положения подземных вод и по уровню строго соответствует террасе ближайшей речной долины.

Связь этажей карстовых пещер с террасами рассматривается во многих работах советских исследователей: М. М. Толстихиной (1932) и Л. А. Шимановского (1963) для центральной части Уфимского плато, Н. И. Николаева (1940) и В. Н. Дублянского (1966) для Горного Крыма, Г. А. Максимовича (1957, 1963) для Пермской области, Н. А. Гвоздецкого (1950, 1952, 1954) для районов Сухуми и Сочи, А. Г. Чикишева (1958, 1968) для Урала и мн. др.

Значительные исследования по данной проблеме проведены в Европе, особенно в Чехословакии, в Моравской карстовой области (Lucerna, 1927, Říkovský, 1930, Pelíšek, 1950, Burkhardt, 1950, Panoš, 1959 и др.). О. Штелцл (Štelcl, 1962) пришел к выводу, что только горизонтальные пещеры, сформировавшиеся в эпоху тектонического покоя могут соотноситься с верхнеплиоценовыми и четвертичными террасами; вместе с тем он предполагает, что этот процесс протекал одинаково во всех долинах Моравской карстовой области. В. Панош (1964) построил профили через речные долины и при их сравнении с пещерными системами пришел к выводу, что из-за сложных взаимоотношений корреляция очень трудна.

З. Вуйцик (1964) отмечает, что пещеры Польских Татр образуют восемь этажей, уровни которых соответствуют речным террасам. Х. Кесслер (1964) заключает, что три яруса пещеры Агтелек свидетельствуют о подъеме района и постепенном понижении уровня карстовых вод, следами чего и являются террасы, покрытые гравием.

Какая же картина наблюдается в попытках корреляции пещерных горизонтов и уровней террас в карсте Грузии? Эта сложная задача требует проведения большой и кропотливой работы и углубленные исследования в этой области пока не проводились; однако имеются попытки увязки пещерных горизонтов некоторых районов с террасами. Н. А. Гвоздецкий (1950, 1952) отмечает, что в Сочинском и Сухумском районах многие факты свидетельствуют о развитии карста на фоне эрозивной разработки рельефа в связи с поднятием местности и некоторые пещеры увязывает с террасами. Ш. Я. Кипиани (1965) принадлежит попытка корреляции пещер окрестностей Ахали Афон

у берега Черного моря и выделенных им же морских террас. Ш. Я. Кипиани и З. К. Тинтилозов (1963) изучив карстовые пещеры Имерети в районе Кутаиси-Цхалтубо указывают на разновозрастность пещер (что подтверждается их разновысотным расположением) и на несомненную связь с речными террасами. О синхронности карстовых образований бассейна р. Кодори и террас последней и ее притоков говорит Д. Д. Табидзе (1966).

На примерах некоторых одноэтажных и многоэтажных пещер Грузии (Цуцхватская и др.). З. К. Тинтилозов и Л. И. Маруашвили (1971) опровергают широко распространенное в СССР и за рубежом представление о тесной связи между пещерообразованием и формированием речных и морских террас, что по этим исследователям является упрощенной схемой, основанной на расплывчатом понимании возраста пещеры и на механическом переносе законов одного геоморфологического процесса на другой. Они не согласны с мнениями других авторов (Максимович, Дублянский и др.) в том, что этажность пещер связана, в первую очередь, с тектоническими поднятиями карстовых массивов и говорят, что большинством исследователей упускается из виду более универсальный фактор понижения зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод, каким является погружение дна океана. По данным авторам тектонические поднятия суши скорее играют отрицательную роль в этажеобразовании и господствующую роль они отводят тектоноэвстазии. Л. И. Маруашвили (1972) пишет, что «Классический представитель многоярусных пещерных ансамблей — Цуцхватская 11-этажная система служит поучительным примером полного пренебрежения пещер к террасообразованию. В долине р. Шабата, ниже пещерной системы, морфологически выражена единственная терраса, которая древнее всех пещерных этажей. Еще ниже, в долине р. Квириля развиты три уровня плейстоценовых террас и, следовательно, ритм террасообразования был в четыре раза медленнее ритма ярусообразования Цуцхватской системы» (стр. 59). Это означает, что подземный поток развивался быстрее поверхностного, чему противоречит заключение З. К. Тинтилозова (1973) о том, что карстовые воды, как правило, не успевают за развитием наземных потоков.

Так или иначе, в карсте Западной Грузии наблюдается значительное различие в развитии высокогорного, среднегорного и платформенного карста. В первом случае, из-за интенсивных тектонических движений преобладает вертикальная нисходящая гидродинамическая зона циркуляции и как следствие этого, представлены вертикальные полости с незначительными горизонтальными отрезками, свидетельствующими об относительно кратковременных покаях. Во втором и третьем случаях преобладает гидродинамическая зона горизонтальной циркуляции и субгоризонтальные пещеры, часто этажированные, представлены широко.

Во втором и третьем случаях приближенная корреляция представляется возможной. Нами составлена схема корреляции для некоторых речных бассейнов Западной Грузии а также для прибрежной части Черного моря в районе

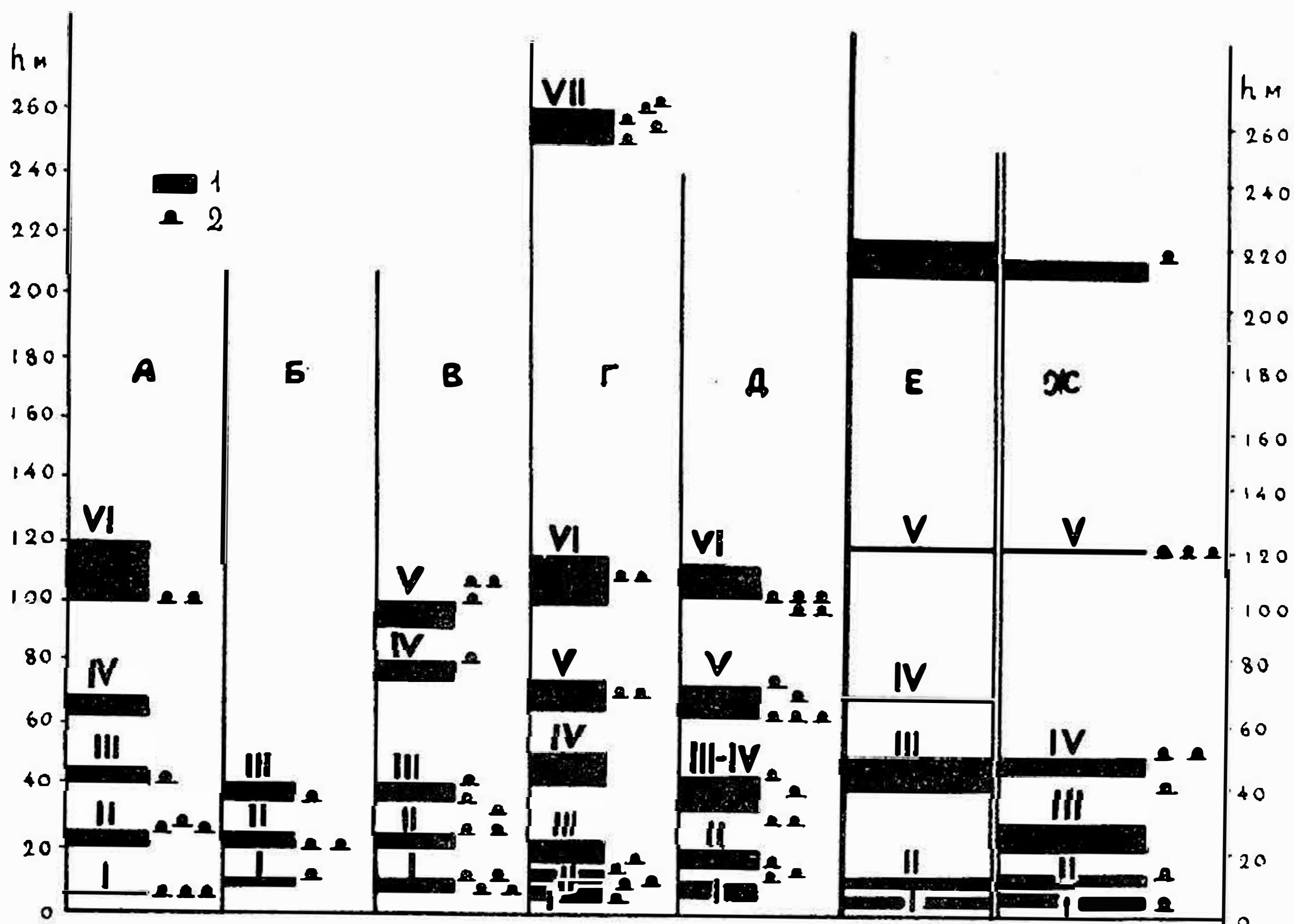


Рис. 1 Схема корреляции пещерных горизонтов и террас Западной Грузии. А—Д — бассейны рек: А — Кодори, Б — Джуми, В — Абаща, Г — Риони, Д — Квирила; Е—Ж — морские террасы в р-не Нового Афона: Е-по Ш. Кипиани, Ж-по А. Цагарели. 1 — террасы, 2 — пещеры.

Нового Афона, для чего использованы материалы других авторов и собственные наблюдения. Замечается расположение отдельных пещер и на межтеррасовых уровнях, а некоторые расположены ниже днищ долин (подземные русла Амткели, Келассури и др.). Г. А. Максимович (1963) по этому поводу писал, что «Если взять как более устойчивую категорию не средний уровень поверхности аккумулятивного комплекса цокольной террасы, а ее цоколь, то при наличии горизонтальных пещерных каналов, образовавшихся в зоне сифонной циркуляции, данной террасе будут соответствовать пещеры, расположенные не на одинаковом уровне, а на 20—30—35 м ниже» (стр. 199).

Недавно появилась весьма интересная работа А. Каваье, в которой он обстоятельно касается и проблемы корреляции. По заключению А. Каваье разнообразие этажности пещер невозможно объяснить «циклами эрозии», основанной на колебания общего уровня морей; необходимо допустить поднятие района с переменной амплитудой, в зависимости от места, на протяжении четвертичного периода, периода, когда климатические колебания много раз изменяли условия эрозии и образования долин.

При попытках корреляции карстовых пещер и террас следует установить и проанализировать характер гидродинамических зон, особенно горизонтальной и сифонной циркуляций, эволюцию базисов эрозии и карстования, характер тектонических движений, возраст террас и пещерных горизонтов, историю

геологического развития и т. д. Это далеко неполный перечень вопросов, способствующих разрешению данной проблемы. В условиях горно-складчатых областей, особенно в молодых орогенах со сложными тектоническими движениями корреляция весьма затруднена и часто вообще отсутствует.

В заключение можно сказать, что проблема корреляции карстовых полостей и террас требует осторожного подхода и тщательного анализа. Задача карстоведов, занимающихся данной проблемой, разработать убедительную теоретическую основу и методику практических исследований для успешного и окончательного решения этого сложного вопроса.

T. Z. Kiknadze

TO PROBLEM OF CORRELATION OF KARST CAVES WITH TERRACES

SUMMARY

Most of above authors are of the viewpoint established a long time about the possibility to correlate cave horizons with terraces. L. I. Maruashvili and Z. K. Tintilizov based on the example of the Tsutskhvati multistoreyed and other caves oppose their own point of view and refuse the possibility of such a correlation. According to their viewpoints the cave rhythm is frequent then that of terrace and the former is in a less regular interrelation with the eustatic and tectonic factors then the latter. They are said that the tectonic movement of the earth's crust plays a negative role in the storey formation.

The present writer attempts to ascertain the possible relations of the cave horizons with terraces on the basis of studying the karst in Georgia. This problem is far from now being settled and the correctness of the one or other viewpoint is needed to be confirmed by the future investigations.

ЛИТЕРАТУРА

- ВУЙЦИК З. 1964. Спелеологические районы Польши. Сб. «Пещеры», 4 (5).
- ГВОЗДЕЦКИЙ Н. А. 1950. Карст.
— 1952. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Географ. сб. № 1.
— 1954. Карст. Второе издание.
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. 1966. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья. В кн.: «Вопросы изучения карста Русской равнины».
- КЕССЛЕР Х. 1964. Подземные водотоки карстового района Агтелек (Северная Венгрия). Сб. «Гидрогеология и карстоведение», вып. 2, Пермь.
- КИПИАНИ Ш. Я. 1965. О генезисе карстовых пещер окрестностей Ахали Афони. В кн.: «Проблемы географии Грузии», изд. «Мецниереба».
- КИПИАНИ Ш. Я., ТИНТИЛОЗОВ З. К. 1963. Карстовые пещеры окрестностей Саталия-Цхалтубо. В кн.: «Пещеры Грузии», т. 1.
- МАКСИМОВИЧ Г. А. 1957. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Ученые записки Пермск. Ун-та, т. 11, вып. 2, Пермь.
— 1957. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. Комиссии по изуч. четвер. периода, т. 13.
— 1963. Основы карстоведения. т. 1. Пермь.
- МАРУАШВИЛИ Л. И. 1972. Хронологические и пространственные закономерности пещерообразования в известняках. В кн.: «Карст в карбонатных породах». Москва.
- НИКОЛАЕВ Н. И. 1940. Материал к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые вопросы четвертичной геологии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 2.
- ПАНОШ В. 1964. Возникновение и развитие пещерных горизонтов в Моравской карстовой области. Сб. «Пещеры», вып. 4 (5), Пермь.

- ТАБИДЗЕ Д. Д. 1966. Геоморфология бассейна р. Кодори. Автор. канд. дисс., изд. ТГУ, Тбилиси.
- ТИНТИЛОЗОВ З. К. 1973. К проблеме корреляции террасовых и пещерных уровней горных стран (на примере известняковой полосы Западной Грузии). Тезисы докл. на итоговой науч. сессии Отд. наук о земле АН ГССР.
- ТИНТИЛОЗОВ З. К., МАРУАШВИЛИ Л. И. 1971. Карстовый и псевдокарстовый рельеф. В кн.: «Геоморфология Грузии». Тбилиси.
- ТОЛСТИХИНА М. М. 1932. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объединения, т. 1, вып. 92.
- ФЕРСМАН А. Е. 1928. К морфологии и геохимии Тюя-Муюна. Труды по изучению радия и радиоактивных руд. Т. 3.
- ЧИКИШЕВ А. Г. 1958. Карст в бассейне р. Чусовой на западном склоне Среднего Урала. В кн.: «Региональное карстование».
- 1968. Особенности глубинного карста и спелеологическое районирование Урала. Proceedings of the 4th Inter. Congr. of Speleology in Yugoslavia. Ljubliana.
- ШИМАНОВСКИЙ Л. А. 1963. Уинская ледяная пещера на Уфимском плато. «Пещеры», вып. 3, Пермь.
- BURKHARDT R. 1950. Příspěvek k výzkumu říčních teras v krasových žlebech. Čs. kras, III, Brno.
- CAVILLE A. 1970. L'évolution des grottes au Quaternaire dans la France meridionale. Extrait du Bull. de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse, t. 106, fascic. 1—2.
- LUCERNA R. 1927. Zur Talgeschichte der Punkva, Verhandlungen des naturforschendes Vereines in Brünn, LX, Brno.
- PANOŠ V. 1959. Příspěvek ke geomorfologii Javoříčských jeskyní míru na Dražanské vrchovině. Kras v Českosl., 2.
- PELÍŠEK J. 1950. K otázce stáří jeskynních pater v oblasti Moravského krasu. Čs. kras, III, Brno.
- ŘÍKOVSKÝ F. 1930. Příspěvek k abrazním plošinám západní části Dražanské vysočiny. Sborn. Čs. spol. zeměpisné, XXXVI, Praha.
- ŠTELCL O. 1962. Geomorfologické poměry střední části Moravského krasu (zpráva) — Kras v Českoslov., 1—2, Brno.

IST DIE MISCHUNGSKORROSION DIE EINZIGE IM PHREATISCHEN BEREICH DER KARSTGRUNDWASSERLEITER WIRKSAME KORROSIONSFORM?

Jerzy Liszkowski

Institut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
Uniwersytet Warszawski
Warszawa – Poland

EINFÜHRUNG

Für den gegenwärtigen Wissensstand der Höhlenkunde, speziell der Speläogenese, waren nach Ansicht des Verfassers zwei Erkenntnisse von besonderer Bedeutung:

1. Die Erkenntnis, daß der weitgrößte Teil aller Kalksteinhöhlensysteme, zumindestens in der Phase der Raumentstehung, in der phreatischen Zone, d. h. unter dem permanenten Karstgrundwasserspiegel, entstanden ist. Diese Hypothese, deren Andeutungen wir schon in den Arbeiten von G. Kyrle (1923), N. M. Davis (1930) und H. Bretz (1942) finden, wurde später von A. Bögli (1960), W. E. Davies (1960), G. W. Moore (1960), W. B. White (1960) etc. verallgemeinert, konnte zu dieser Zeit aber noch nicht theoretisch erklärt werden.

2. Die Erkenntnis, daß bei Mischung zweier, sich im Gleichgewicht befindenden Wässer verschiedener Konzentration, freies CO_2 entsteht. Diese, von A. Bögli in vielen Arbeiten entwickelte Theorie der Mischungskorrosion (A. Bögli, 1963a, 1963b, 1964a, 1964b, 1965), besitzt eine nicht hoch genug einzuschätzende Bedeutung für die Speläogenese. Erklärt sie doch, in einheitlicher und theoretisch einwandfrei begründeter Weise, den Werdegang der subterranean Verkarstung, die Entstehung einer ganzen Reihe von Höhlenkleinformen und die Möglichkeit der Bildung großer Höhlräume bzw. Höhlensysteme auch in den tieferen Bereichen der phreatischen Zone. Mit Hilfe dieser Theorie konnten die Schwierigkeiten bzw. Einsprüche gegen die unter 1. genannte Hypothese vollständig beseitigt und diese somit theoretisch bewiesen werden.

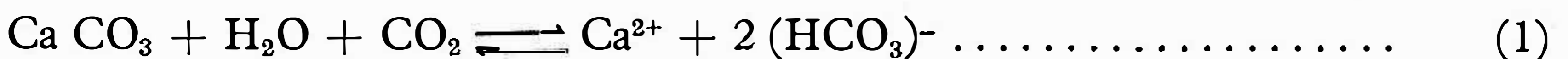
Man neigt heute zur Ansicht, die u. a. von A. Bögli selbst vertreten wird, daß die Mischungskorrosion die **e i n z i g** im phreatischen Raum wirksame Korrosionsform ist (Bögli, A., 1964b, S.82; 1968, S. 396, 402). Gegen diese Verallgemeinerung sollen hier Einsprüche erhoben werden.

ZUR FRAGE DER HERKUNFT DES CO_2 DER TIEFEREN KARSTGRUNDWÄSSER

Für den Kalklösungsprozeß (Korrosion) ist die Anwesenheit von überschüssigem CO_2 unerlässlich. Dieses CO_2 wird zum größten Teil von der Erdober-

fläche her in die Tiefe des karstifizierenden Gesteinsmassives verfrachtet und ist hauptsächlich atmogener, pedogener (chemo- und biochemogener) und biogener Herkunft. Für einige eng begrenzte Karstgebiete wird auch dem hydrothermalen bzw. vulkanogenen CO₂ eine gewisse Bedeutung zugesprochen, z. B. für den Karst des Mecsek-Gebirges in Ungarn. Es könnten noch einige weitere, im ganzen jedoch unbedeutende CO₂-Quellen aufgezählt werden.

Nach neueren Untersuchungen wird dieses CO₂ der aggressiven Infiltrationswässer schon zum größten Teil in der vadosen, spätestens aber in den oberen Bereichen der phreatischen Zone, vollkommen verbraucht (Bögli, A., 1964a, b, Moore, G. W., 1960 u. a.). Aus diesen Gründen erscheint die Kalklösung nach der konventionellen Lösungsgleichung:



in wassererfüllten Karsthohlräumen der phreatischen Zone mangels CO₂ nicht möglich. Demzufolge kann auch die Entstehung bzw. Entwicklung größerer unterirdischer Hohlräume in den unteren Bereichen der phreatischen Zone durch die konventionelle Korrosion nach Gl. 1 nicht erklärt werden. Ihre Entstehung konnte erst mit Hilfe der Mischungskorrosion (s. o.) abgeklärt werden.

Es erhebt sich nun die Frage, ob die Mischung zweier, sich im Gleichgewicht befindenden Wässer verschiedener Konzentration, die einzige CO₂-Quelle der tieferen Karstgrundwässer ist, oder gibt es vielleicht noch andere, für den phreatischen Bereich in Frage stehende CO₂-Quellen? Die Antwort auf diese Frage ist positiv.

Die Erdkruste befindet sich in ständiger Bewegung. Durch diese Bewegungen — seien es Gezeiten, epirogene bzw. isostatische Hebungen und Senkungen, orogene Tangentialbewegungen, Auf- und Abschiebungen oder exogene Massenbewegungen — werden dem Gesteinsmassiv enorme Kräfte übergeben, die eine Änderung des primären Spannungszustandes hervorrufen müssen. Diese Spannungsverschiebungen führen zwangsläufig zu Verformungen bzw. Deformationen des Gesteinsmassives. In den oberflächennahen Schichten der Erdkruste ist der Gesteinsmassiv fast immer durch Trennflächen verschiedener Art (Schichtfugen, Klüfte, Spalten, Störungsflächen) in Teilkörper zerlegt. Vom Standpunkt der Felsmechanik gesehen sind diese Trennflächen Schwächeflächen bzw. -zonen, die bekanntlich den größten Teil aller Verformungen des Gesteinsmassivs aufnehmen. Diese Verformungen drücken sich in Gleitbewegungen und Verschiebungen entlang den genannten Schwächeflächen aus. Infolge der natürlichen Rauigkeit und des Scherwiderstandes der Trennflächen werden bei diesen Verschiebungen Reibungskräfte frei, die eine Zerschneidung der Flächenunebenheiten erzeugen. Bei der Zerschneidung von Kalziumkarbonat und anderen Karbonatmineralien entwickelt sich nicht nur ein rein mechanischer Zerkleinerungsprozeß, sondern es kommt auch zu Kristallgitterzerstörungen, die sich in der Form von mechanochemischer Zersetzungsprozesse ausdrücken. Im Falle von Kalziumkarbonat (CaCO₃) kann dieser mechanochemische

Zersetzungsprozeß durch folgende Gleichung:



wiedergegeben werden.

Dieser mechanochemischer Zersetzungsprozeß von Karbonatmineralien ist durch experimentelle Untersuchungen von K. Peters (1962) einwandfrei bewiesen worden, so daß auch die Menge des bei diesem Prozeß freiwerdenden CO_2 einigermaßen bekannt ist. So konnte z. B. aus 5 g isländischem Doppelspat (CaCO_3) bei 25°C ca. 2 cm^3 freies CO_2 und aus 5 g Eisenspat (FeCO_3) — 185 cm^3 freies CO_2 erhalten werden (Peters, K., 1962, S. 86). Die Menge des freigegebenen Kohlendioxyds hängt also von der Beständigkeit der Kristallgitterstruktur der Karbonatmineralien ab.

Mit diesem mechanochemischen Zersetzungsprozeß von Karbonaten ist somit eine neue, wichtige CO_2 -Quelle gegeben, die für alle Bereiche der verkarsteten Räume gültig ist. Wenn man in Betracht zieht, daß die Menge des durch mechanochemische Zersetzungsprozesse freigegebenen Kohlendioxyde in natürlichen Kalziumkarbonaten, mit größerer Anzahl von Kristallgitterversetzungen, wahrscheinlich größer ist als bei isländischem Doppelspat (man darf wohl mit 5 bis 10 cm^3 pro 5 g CaCO_3 rechnen), so kann die erzeugte Menge als durchaus beachtlich angesehen werden. Das umso mehr, da sich dieser Prozeß an jeder Stelle und zu jeder Zeit entwickeln und erneuern kann.

Es ist einleuchtend, daß mit dieser neuen CO_2 -Quelle auch die Möglichkeit, daß in den tieferen Bereichen der phreatischen Zone die Korrosion z. T. nach der konventionellen Lösungsgleichung (1) ablaufen kann, gegeben ist.

ZUR FRAGE DER IM PHREATISCHEN BEREICH WIRKSAMEN KORROSIONSFORMEN

Wie gesagt, wird heute fast allgemein angenommen, daß die einzige, im phreatischen Karstgrundwasserbereich wirksame Korrosionsform, die Mischungskorrosion ist (Bögli, A., 1964b, S.82). Aber schon auf Grund der soeben erörterten neuen CO_2 -Quelle, kann die Wirksamkeit der Korrosion im konventionellen Sinne, also nach Gleichung (1), auch in den tiefsten Bereichen der phreatischen Zone, nicht vollkommen ausgeschlossen werden. Darüber hinaus kann noch eine weitere, bis jetzt nicht erkannte bzw. näher erwähnte, im phreatischen Bereich der Karstgrundwasserleiter wirksame, ja sogar für diesen typische Korrosionsform aufgezeichnet werden. Da diese Korrosionsform unmittelbar aus den Gesetzmäßigkeiten der Fließvorgänge im verkarsteten Gesteinsmassiv hervorgeht, soll hier auf diese und die Eigentümlichkeiten der Karsthydraulik kurz eingegangen werden.

(Näheres über die Gesetzmäßigkeiten der Karsthydraulik und über die Bedeutung der Theorie instationärer Strömungsvorgänge für die Speläologie wird demnächst in einer anderen Arbeit des Verfassers erscheinen /Liszkowski, im Druck/).

Ein Karstgrundwasserleiter ist im Initialstadium seiner Entwicklung ein „normaler“ Kluftgrundwasserleiter. Die Strömungsverhältnisse eines Karstgrundwasserleiters in diesem Entwicklungsstadium unterscheiden sich nur wenig von denen der normalen Kluftgrundwasserleiter. Die Fließvorgänge sind quasistationär und anisotrop.

In aus lösbaaren (karstifizierenden) Gesteinen bestehenden Kluftgrundwasserleitern wirkt aber die Wasserströmung in den Klüften und Spalten lösend auf die Kluft- bzw. Spaltenwände, das heißt auf das Filtergerüst. Der durch die lösende Tätigkeit des Wassers erfolgende Massendefizit (C) führt mit der Zeit (t) zur vollständigen Veränderung der Filterstruktur. Wegen der Zeitabhängigkeit der geometrischen Charakteristiken des Fließvorganges, wird auch die Filtergeschwindigkeit (F) zeitabhängig. Die Wasserbewegung eines Karstgrundwasserleiters folgt den Gesetzen instationärer Strömungsvorgänge. Das ist der grundsätzliche, qualitative Unterschied zwischen einem Karstgrundwasserleiter und einem „normalen“ Kluftgrundwasserleiter.

In einem voll entwickelten Karstgrundwasserleiter führen instationäre Durchflußänderungen zu Druckstörungen, die sich in den Karstdruckgerinnen in Form von Druckwellen mit großer Geschwindigkeit fortpflanzen und sich zu Druckstößen entwickeln.

Wie aus der allgemeinen Theorie der instationären Strömungsvorgänge, speziell der Druckstoßerscheinungen, hervorgeht, kann die kinetische Energie der Druckstöße, die sehr hohe lokale Überdrücke erzeugen können, nur durch die Umwandlung eines Teiles dieser in potentielle, d. h. in Formänderungsarbeit, ausgeglichen werden. In natürlichen Karstdruckgerinnen, bei Durchfluß von chemisch aggressiven Höhlenwässern, aber auch im Falle sich im Gleichgewicht befindenden Wässern, äußert sich diese Formänderungsarbeit, unabhängig von der Konzentration der Wässer, in der Form einer beschleunigten Korrosion der Evakuationswänden. Diese Korrosionsform möchte Verfasser als druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion bezeichnen. Thermodynamisch kann dieser Prozeß so erklärt werden, daß die in den Bereichen der Druckstöße antretende Überdrücke im Wasser auch zu einer Erhöhung des Partialdruckes des im Wassergelösten Kohlendioxyd (CO_2) führen und zwangsläufig eine verstärkte Aggressivität der Karstwässer erzeugen.

Die druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion ist der Mischungskorrosion, speziell in deren Auswirkung, nicht unähnlich. Auch sonst können beide Korrosionsformen nebeneinander auftreten, so daß die Abgrenzung beider Schwierigkeiten bereiten kann. Das ist z. B. der Fall, wenn zwei, sich im chemischen Gleichgewicht befindenden Karstwasserströme verschiedener Konzentrationen zusammentreffen. Nach A. Bögli (1964a, b) entwickelt sich dabei die Mischungskorrosion. Wenn aber die Geschwindigkeit beider zusammentreffenden Karstwasserströme hoch genug ist, kommt es auch zu lokalen Druckstörungen und somit zur druckstoßbedingten Korrosion. Viel wichtiger scheint aber der Schluß, daß sich die hier erwähnte Korrosionsform auch in einem einzigen Karstwasserstrom (also ohne Mischung!) und auch beim Zusammen-

treffen zweier sich im Gleichgewicht befindenden Karstwasserströme der gleichen Konzentration (!) entwickeln kann.

Die genannte druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion ist in allen Bereichen der phreatischen Zone der Karstgrundwasserleiter möglich. Sie spielt bei den Lösungsvorgängen in den Karstdruckgerinnen und der subterranen Verkarstung eine bedeutende, der Mischungskorrosion mindestens ebenbürtige Rolle. Zur vollen Wirksamkeit entwickelt sie sich aber erst in den etwas tieferen Bereichen der phreatischen Zone, ungefähr zwischen der höchsten Energielinie der höchsten, und der tiefsten Energielinie der tiefsten Karstdruckgerinnen des Höhlensystemes.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus dem Gesagten geht eindeutig hervor, daß die in der Einführung ange deuteten Einsprüche gegen die sich verbreitende Verallgemeinerung bzw. Ansicht, daß die Mischungskorrosion die e i n z i g e im phreatischen Bereich der Karstgrundwasserleiter wirksame Korrosionsform ist, gerechtfertigt sind.

Erstens konnte eine neue, bisher nicht erkannte bzw. beachtete CO₂-Quelle der Karstgrundwässer aufgezeichnet werden, die auf mechanochemische Zer setzungsprozesse von Karbonatmineralien zurückgeht. Damit ist gleichzeitig auch die Möglichkeit gegeben, daß auch in den tiefsten Bereichen der phreati schen Zone die Korrosion z. T. nach der Lösungsgleichung (1) ablaufen kann.

Zweitens konnte gezeigt werden, daß die instationären Strömungsvorgänge in den Karstdruckgerinnen zu Druckstoßerscheinungen führen und daß die in den Bereichen der Druckstöße herrschenden Überdrücke im Wasser auch eine Erhöhung des Partialdruckes des im Wasser gelösten CO₂ erzeugen, was zwangsläufig zu einer Erhöhung der Aggressivität der Karstwässer führen muß. Es entwickelt sich die druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion.

Somit sind im phreatischen Bereich der Karstgrundwasserleiter mindestens drei Korrosionsformen wirksam: 1. die Mischungskorrosion, 2. die konventionel le Korrosion und 3. die druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion. Jede der drei Korrosionsformen dürfte für einen bestimmten Bereich der phreatischen Zone typisch sein, obwohl sich die einzelnen Wirksamkeitsbereiche wahrschein lich meistens überschneiden werden.

Die konventionelle Korrosion dürfte zur größten Auswirkung in der vadosen Zone und in den tiefsten Bereichen der phreatischen Zone (wegen dem mit der Tiefe zunehmenden Druck bzw. der zunehmenden Reibungsenergie) kommen. Die Mischungskorrosion dürfte dagegen für die etwas tieferen Bereiche der phreatischen Zone typisch sein, obwohl ihre Wirksamkeit bis in die tiefsten Bereiche reichen kann (Bögli, A., 1964b, S. 90). Im Wirksamkeitsbereich der Mischungskorrosion kommt auch die druckstoßbedingte beschleunigte Korrosion vor; die letzte dürfte nach unten ungefähr durch die tiefste Energielinie der tiefsten Karstdruckgerinnen des Höhlensystems begrenzt sein.

SUMMARY

The widely-held view that Mix-Corrosion is the only form of corrosion active in the phreatic zone of karstified carbonate massifs appear to be invalid. In the phreatic zone of the Karst, three forms of corrosion appear to be active, namely: (1) conventional corrosion following the classic equation $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$; excess of carbon dioxide required for this reaction is formed during mechanochemical processes of carbonate minerals diminution; (2) mixed corrosion sensu A. Bögli (1963a) and (3) accelerated corrosion resulting from water-hammer effects, i.e. a new form of corrosion proposed by the present authors. The last form of corrosion results from pressure disturbances occurring under conditions of unstationary water flow in karst pressure circuits. Kinetic energy of these disturbances may be balanced only by its partial transformation into potential energy, i.e. by accelerated corrosive widening of the karst channel walls.

LITERATUR

- BÖGLI, A. Korrosive Bildungsbedingungen von Höhlenräumen. III. Int. Kongr. für Speläologie, II. 28–32, Wien 1963. — (1963a).
- Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. — Die Höhle. 63–68, Wien 1963. — (1963b).
- Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. — Erdkunde, Archiv für wiss. Geographie, 83–92, Bonn 1964. — (1964a).
- Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. Steirische Beitr. zur Hydrogeol., 75–90, Graz 1964. — (1964b).
- The Role of Corrosion by Mixed Water in Cave Forming. Problems of the Speleol. Res., Proc. Int. Speleol. Conf. Brno 1964, 129–131, Praha 1965.
- Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. Geol. Rdsch., vol. 58, 395–408, Stuttgart 1968.
- BRETZ, H. Vadose and phreatic features of limestones caverns. J. Geol., vol. 50, 675–681, 1942.
- DAVIES, W. E. Origin of caves in folded limestones. Bull. Nat. Speleol. Soc., vol. 22, 5–18, 1960.
- DAVIS, N. M. Origin of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. America, vol. 41, 475–628, 1930.
- KYRLE, G. Grundriß der theoretischen Speläologie. Spel. Mon., Wien 1923.
- LISZKOWSKI, J. Gesetzmäßigkeiten und Eigentümlichkeiten der Karsthydraulik und deren Bedeutung für die theoretischen Speläologie (in Vorbereitung).
- Über die Bedeutung der Theorie instationärer Strömungsvorgänge für die Speläogenese. Ein Beitrag zur Entstehung der Kolke und verwandter Höhlenkeinformen (im Druck).
- MOORE, G. W. Introduction to the origin of limestone caves. Bull. Nat. Speleol. Soc., Vol. 22, 3–4, 1960.
- PETERS, K. Mechanochemische Reaktionen. Erstes Europäisches Symp. „ZERKLEINERN“, 10.–13. April 1962, Frankfurt/Main, S. 78–98, Verlag Chemie-VDI-Verlag, Weinheim-Düsseldorf, 1962.
- PRESS, H. und SCHRÖDER, R. Hydromechanik im Wasserbau. Verlag Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin — München, 1966.
- TRIMMEL, H. Speläologisches Fachwörterbuch, Wien 1965.

APPLICATION À L'ÉTUDE DE LA MORPHOLOGIE GRAVICLASTIQUE D'ESSAIS EXPÉRIMENTAUX SUR MODÈLES RÉDUITS

Pietro Maifredi, Maurizio Cachia, Sandro Nosengo
Institut de Géologie Université
Gènes, Italie

L'étude de la morphogenèse d'une cavité peut être envisagé sous plusieurs points de vue. Celui que nous avons choisi tend à reproduire au laboratoire les phénomènes clastiques liés à la pesanteur, pour mieux en comprendre le mécanisme d'action.

Une contribution fondamentale à l'application à l'échelle réelle des essais effectués sur modèles réduits nous vient de l'étude du phénomène par les techniques désormais usuelles en mécanique des roches pour l'étude des plans de discontinuité et d'où nous avons imprunté l'idée de cette expérience.

On peut ainsi reconnaître sur le terrain les situations-type schématisées au laboratoire et en tirer les déductions conséquentes.

Plutôt qu'une description de chaque expérience, qui nous porterait hors du temp et des buts de ce Congrès, et que nous comptons éventuellement de publier sur des revues spécialisées, nous retenons utile soumettre à la discussion avec les Collègues les techniques que nous avons appliqué.

a) Matériel employé, validité des modèles

Nous avons choisi des prismes $2 \times 2 \times 1$ cm en marbre blanc, dont le poids spécifique est pratiquement identique à celui des roches karstiques et dont la forme est assez voisine des parallélépipèdes qui se forment par fracturation des couches calcaires.

Les petits éléments ont été montés sur des modèles à deux dimensions, de côtés variables selon l'échelle que l'on voulait donner à la recherche. Il est clair en effet que le type de phénomène graviclastique qui se produit dépend beaucoup du rapport entre le diamètre du vide, les dimensions des petits blocs, et la distance de la surface. En variant ces rapports on obtient l'infinité de combinaisons qui, si on ajoute l'influence du pendage des couches calcaires, permet de reconstruire la plus grande partie des formes graviclastiques simples rencontrées en grotte.

b) Reproduction de la résistance au glissement entre les blocs

Un des problèmes à résoudre est celui de la « rugosité » des éléments du modèle réduit, le rapport entre poids et surface de glissement étant beaucoup moindre que dans l'échelle réelle. On a donc une résistance au glissement entre les petits blocs qui est de beaucoup supérieure à celle qu'on trouve en nature.

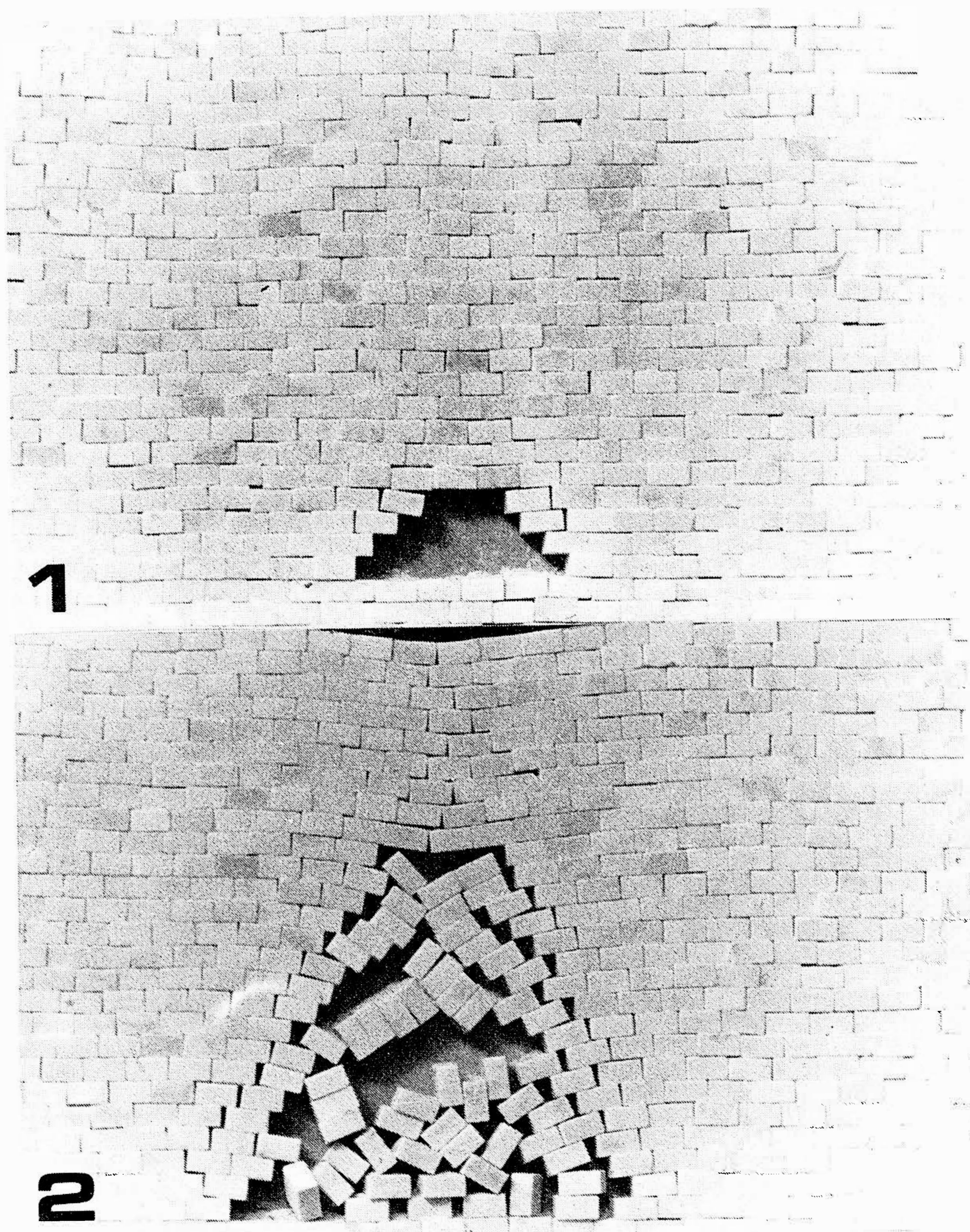


Fig. 1 et 2. Exemple d'essai avec couches horizontales. On note la formation, après avoir enlevé moins de 50% du volume des petits blocs, d'une cavité classique et l'amorçement d'un alignement de fissures et d'une petite doline d'effondrement.

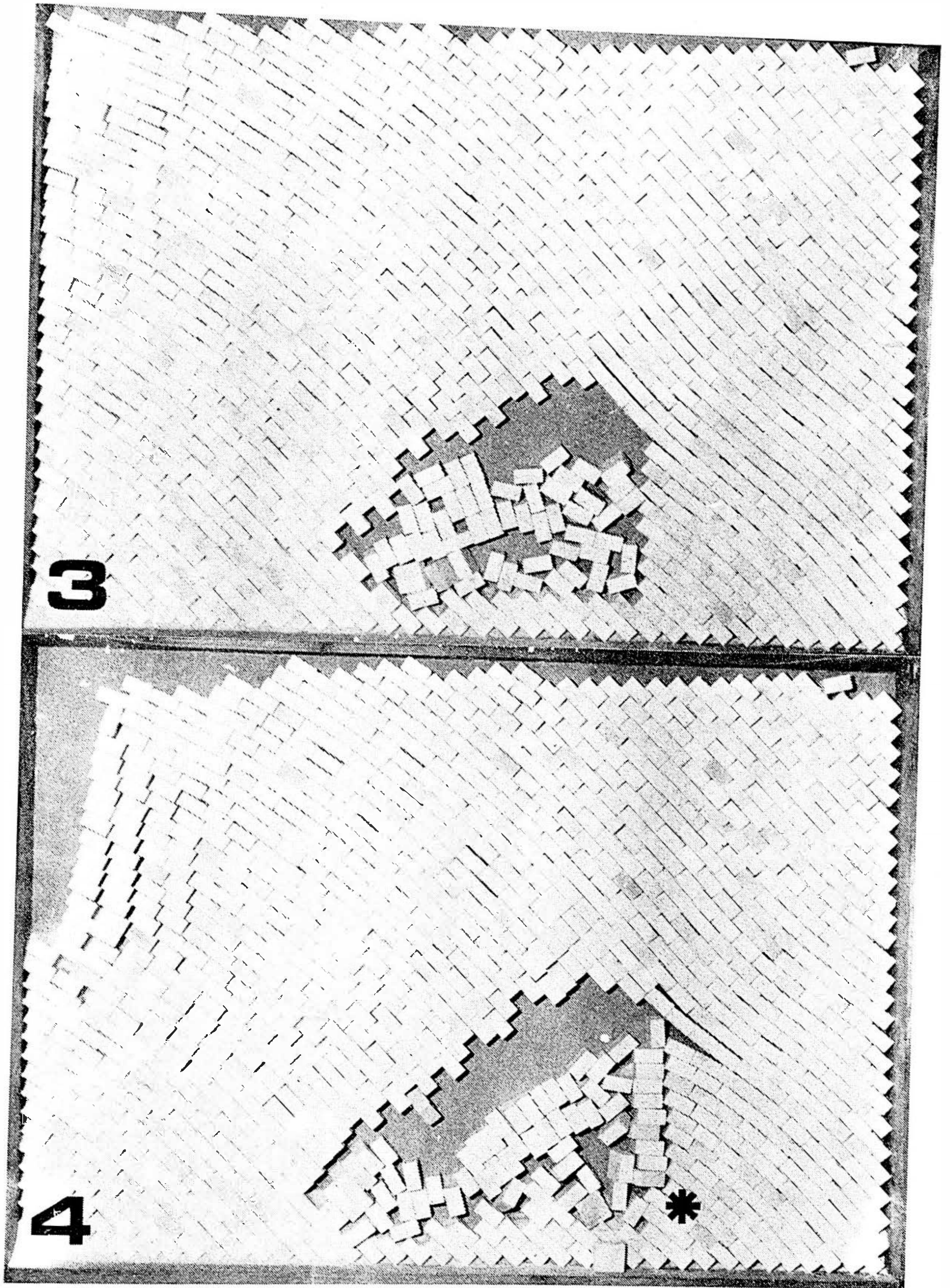


Fig. 3 et 4. Exemple d'essai avec couches inclinées et fortement « lubrifiées ». Il suffit d'enlever très peu d'éléments à la fig. 3 pour déclencher le mouvement de toute la masse rocheuse. Les tensions sont distribuées de telle façon que le simple enlèvement d'un élément provoque l'effondrement de toute la cavité et la formation d'une doline très atypique et presque non-identifiable.

Nous avons obtenu d'assez bons résultats en les « lubrifiant » — avec du talc et du savon en poudre mélangés en différentes proportions — jusqu'à obtenir une résistance au glissement comparable à celle de l'échelle naturelle, ce qui était contrôlé en mesurant l'angle nécessaire pour faire glisser deux blocs l'un sur l'autre.

c) Technique d'extraction des éléments simples

Un autre problème a été de décider d'un procédé standard pour simuler l'action érosive de l'eau qui déclenche le phénomène graviclastique. Nous avons choisi, pour le moment, de considérer la seule action érosive le long des joints de stratification de l'eau coulant librement dans un conduit, en enlevant les petits blocs seulement le long d'un plan horizontal et en laissant écrouler les autres sus-jacents.

Le nombre de petits blocs enlevés a été toujours très petit par rapport aux dimensions du vide qui allait se former et dont la forme était tout-à-fait classique (voir fig.). On peut facilement imaginer l'évolution d'une telle cavité par élimination du matériel qui l'encombre à travers p. ex. un processus du type dissolution-affaissement.

d) Conclusions

En faisant varier le pendage des couches calcaires reproduites nous avons vu que l'influence la plus marquée est pour des pendages autour de 45° qui donnent des cavités assez asymétriques, du reste assez fréquentes en nature. Pour des pendages plus élevés la cavité tend aux mêmes formes qu'avec les couches horizontales, mais son développement est plus marqué en hauteur. Nous retenons que la méthode, permettant de dresser un inventaire de formes simples et reproductibles à comparer avec les cavités naturelles, puisse donner une contribution pour discerner en nature les formes graviclastiques pures des formes complexes où interviennent plusieurs processus spéléogénétiques et nous demandons aux collègues leurs suggestions et leurs critiques.

RIASSUNTO

Gli autori hanno sperimentato su modelli ridotti l'influenza della giacitura degli strati e della fratturazione sulla morfogenesi delle cavità di crollo. Illustrano i problemi incontrati nelle diverse fasi dell'esperienza e sottolineano l'importanza dell'applicazione dei principi della meccanica delle rocce negli studi speleogenetici.

SUMMARY

The authors have experimented on reduced scale models the influence of lying of the stratum and of the fractures on the morphogenesis of breakdown cavities.

They illustrate the different phasis of the experience and particularly make a remark on the importance of applying the rock-mechanic principles to speleogenetic researches.

RÉFÉRENCES

Toutes les références bibliographiques sont citées dans la recherche de PH. RENAULT que nous retenons comme base fondamentale pour les études de spéléogénèse : Renault Philippe, 1967 et 1968 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse — « Annales de Spéléologie », t. 22 et t. 23.

VORLÄUFIGE BEOBACHTUNGEN ÜBER KONDENSWASSERKORROSION IN DER SCHLENKENDURCHGANGSHÖHLE (SALZBURG, ÖSTERREICH)

Karl Mais

Bundesdenkmalamt, Wien, Österreich

Abstract. In der Schlenkendurchgangshöhle bei Hallein in Salzburg können Korrosionserscheinungen angetroffen werden, die einwandfrei auf die Wirkung von Kondenswasser zurückzuführen sind. Diese sind besonders in einem Gang auffällig, der an den südlichen Höhleneingang anschließt und der vollkommen frei von Tropf- und Sickerwasser ist. Gelegentlich von Wetterinversionen (normale Wetterbewegung von Nord nach Süd) tritt eine Kondensation von Wasserdampf an den Höhlenwänden auf, die sogar zu einer starken Tropftätigkeit führen kann. Die Korrosionserscheinungen (tiefe näpfchenförmige Bildungen) werden beschrieben. Sie kommen nur oberhalb der jungeszeitlichen Sedimentoberflächen vor und lassen so eine relative Zeitbestimmung der Entstehung des Nordeinganges zu.

Seit dem Jahre 1965 finden in der Schlenkendurchgangshöhle bei Hallein in Salzburg systematische speläologische Forschungen statt. Sie stehen unter der Leitung von Herrn Univ. Prof. Dr. Kurt Ehrenberg (Wien) und der fachlichen Mitarbeit des Berichterstatters. Die Schwerpunkte dieser Untersuchungen liegen in der Erfassung der jungpleistozänen Höhlenablagerungen mit ihren paläontologischen und prähistorischen Befunden. Darüber hinaus erfolgen auch speläometeorologische Beobachtungen, die geomorphologische Schlußfolgerungen zu gelassen haben.

LAGE UND TOPOGRAPHIE DER HÖHLE

Die Höhle liegt in den Salzburger Kalkvoralpen nahe Hallein. Sie durchquert den Felsgrat zwischen den Bergen Schlenken und Schmitenstein vom Norden nach Süden in einer Höhe von rund 1560 Meter, und besitzt eine Länge von rund 100 Metern. Die Höhle ist als Schichtgrenzhöhle (Trimmel 1966) anzusprechen. Ihr Muttergestein besteht im Liegenden aus Oberalmkalk und im Hangenden aus dem faziell unterschiedlichen Barmsteinkalk. Das Aufgehende der Konvakuationsräume besteht, mit einer lokalen Ausnahme, somit aus Barmsteinkalk.

Der Eingang im Süden ist zum Teil verstürzt und besitzt nur eine etwa einen Quadratmeter große Tagöffnung. Gegen Norden zieht ein gerader Gangteil mit einer Höhe von fast 3 Meter. Nach rund 30 Meter biegt er etwas gegen Westen, wieder gegen die alte Richtung umschlagend mündet er in einen großen Hallenteil von fast 50 Meter Länge und einer Breite bis zu 20 Meter.

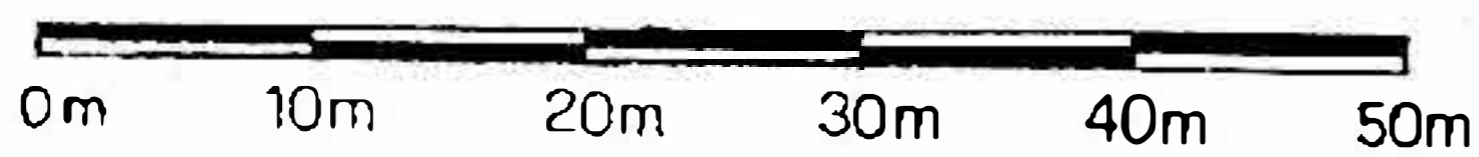
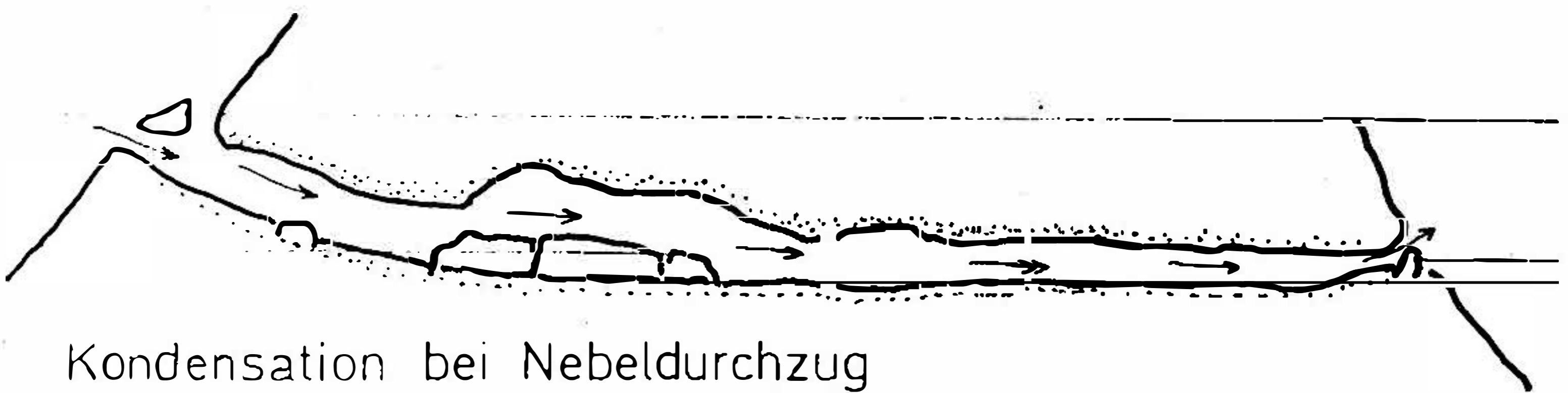
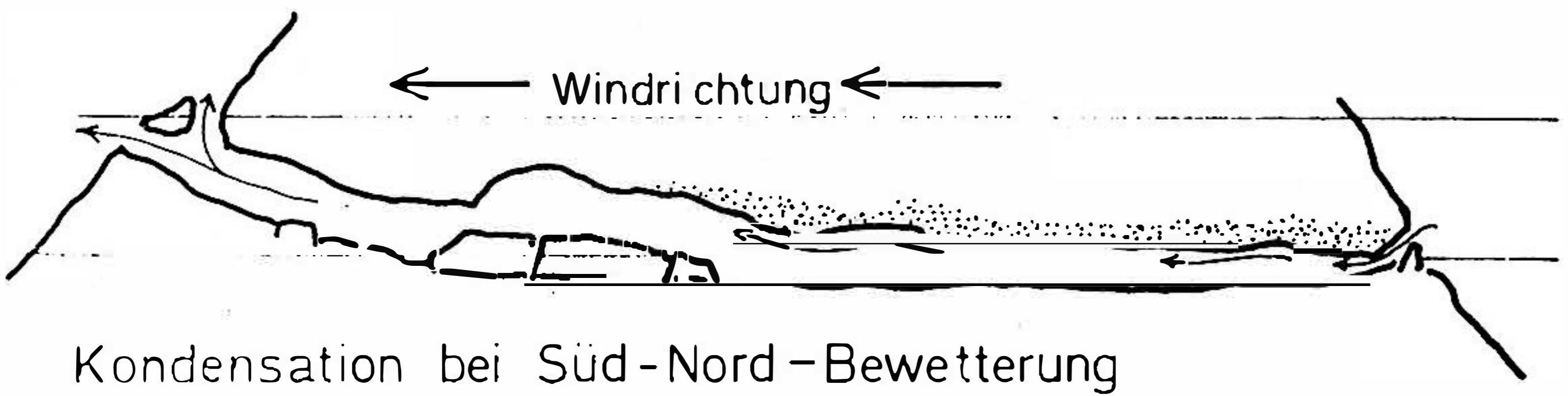
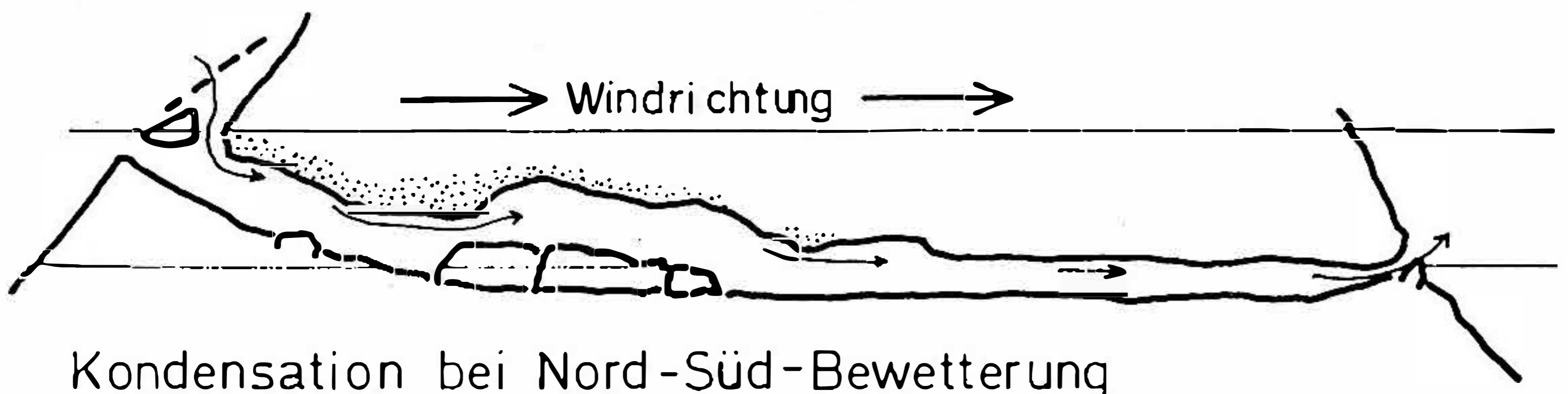
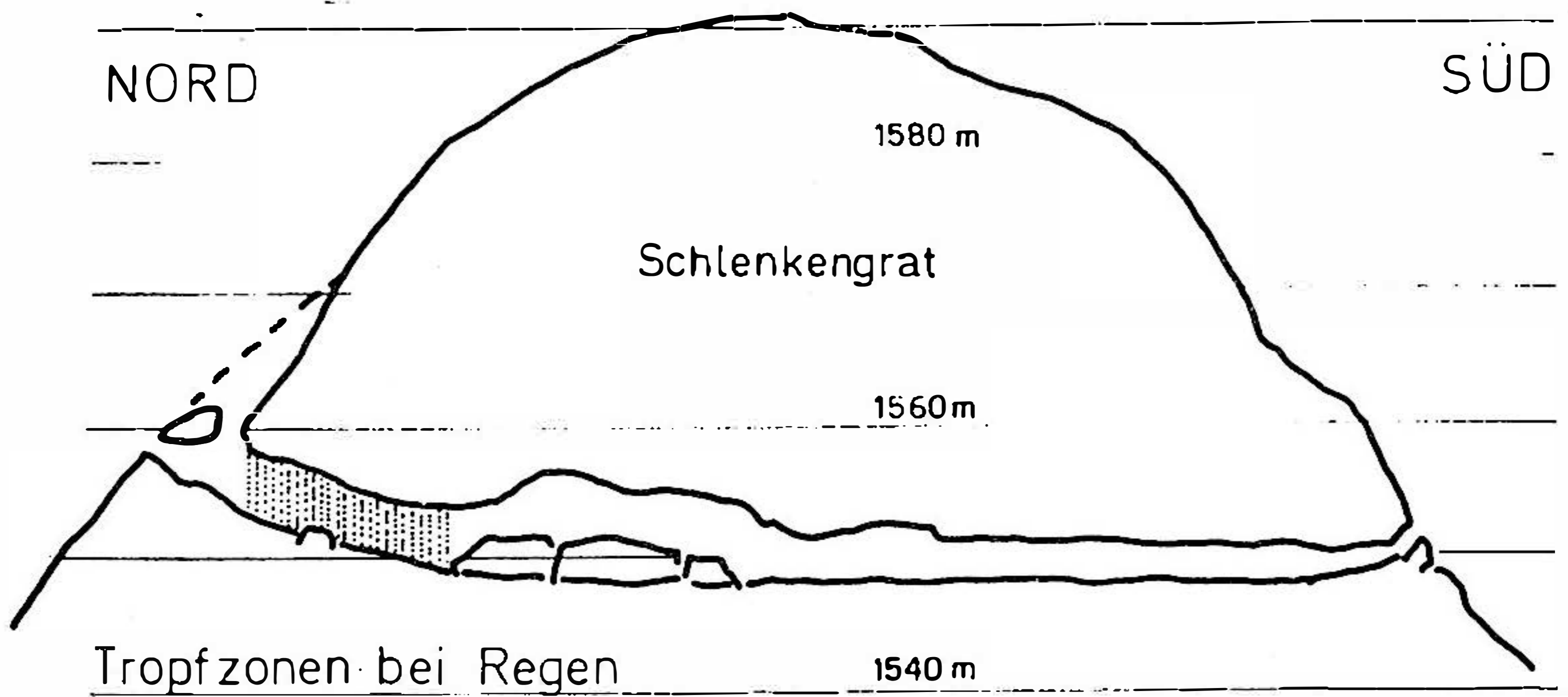


Fig. 1.

Die Halle endet an einer Querkluft. An dieser Kluft ist auch der Nordeingang angelegt. Die Höhlensohle wird von einer ebenen Sedimentfläche gebildet, die gegen Norden eine immer stärker werdende Verbruchschicht trägt.

Im Süden besitzt der Gangteil ein gleichmäßiges Spitzbogenprofil. Kurz vor dem Übergang in den Hallenteil ragt es bereits über die Sedimentoberfläche hinaus und läßt beiderseits zurückweichende flache Schultern erkennen. In der Halle sind diese Schultern deutlich geschweift. Durch die Ausgrabungen hat sich gezeigt, dass das Evakuationsprofil sowohl der Halle als auch des Ganges weitgehend übereinstimmen und nur gegen Süden eine viel stärkere Sedimentfüllung vorhanden ist.

SPELÄOMETEOROLOGISCHE BEOBACHTUNGEN

Die speläometeorologischen Beobachtungen umfaßten bisher an den markanten Stellen der Höhle Messungen von Luft- und Bodentemperaturen, sowie die Beachtung der Luftbewegung und der Tropftätigkeit. Diese Beobachtungen setzten 1965 ein und wurden jährlich in der zweiten Augushälfte weitergeführt.

Es hat sich dabei gezeigt, daß sowohl bei Schönwetter als auch bei Regen und Nebel eine Nord-Süd gerichtete Höhlenbewetterung vorherrscht, die einen starken Einfluß auf die Temperaturverhältnisse in den einzelnen Höhlenteilen besitzt. Die größten Temperaturunterschiede ergaben sich im Bereich des Nordeinganges. Meßstellen in der Mitte der Höhle zeigten nur geringe Schwankungen um den Mittelwert. Am Südeingang waren bei Nord-Süd Wind sehr konstante Werte zu verzeichnen. Windinversionen hatten jedoch sofort abweichende Werte zur Folge.

Die Hauptwetterwege liegen nahe der Raumfirste. Der Höhlenwind streicht im Hallenteil meist in der spitzbogenförmigen Firste und einer flachen, durch einen Schichtabbruch entstandenen Deckenpartie. Im unteren Profilbereich ist kaum eine Wetterbewegung festzustellen. An Biegungen und Knicken des Höhlenverlaufes ist oft starker Luftzug vorhanden. Am Südeingang der Höhle kann die Intensität der ausströmenden Höhlenluft, besonders bei Schönwetter, sehr hoch sein. Offene Flammen von Karbidlampen werden vor der Enge des Eingangsprofils zum Verlöschen gebracht.

Windinversionen zeigen sich tagsüber meist nur als schwache Windbewegungen; abends und nachts entsprechen sie bisweilen den stärksten Nord-Süd-Winden des Tages. Im Gangteil herrscht dabei oft starkes Wehen, durch das sogar Sedimentkrümel verblasen werden können. Die Temperaturen steigen im südlichen Höhlenteil dabei stark an, in der Folge sinken die Werte am Nordeingang.

Auffälligste Begleiterscheinung der vehementen Windinversionen ist ein Auftreten starker Kondenswasserbildung. Dadurch setzt als Folge eine intensive Tropftätigkeit im südlichen Teil der Höhle ein. Die Wände im Gang und am

Beginn des Hallenteiles sind dabei von Flüssigkeitsfilmen überzogen, an prominenten Stellen sammeln sich große Wassertropfen. Bei einem neuerlichen Windumschlag kommt es in kürzester Zeit zu einem Abtrocknen der Gesteinspartien.

Bei der Nord-Süd-Bewetterung kommt es an der Decke der Halle auch zu einer Kondensation von Wasserdampf, niemals jedoch zu einer Tropftätigkeit größeren Ausmasses.

Die Kondenswasserbildung bei den Windinversionen ist deshalb so bemerkenswert, weil an den Orten ihres Auftretens noch niemals feuchte Wandpartien oder Tropfstellen angetroffen werden konnten. Selbst bei lang anhaltenden Regenfällen drang niemals Wasser durch die Decke oder Kluftfugen ein. Der Gang und die südlichen Teile der Halle blieben stets trocken. In den nördlichen Teilen der Halle kommt es an einer Kluftkreuzung und benachbarten Stellen zu starkem Tropfwasser.

Bei Schlechtwetter dringt auch Nebel durch den Nordeingang in die Höhle ein. Dabei herrscht meist schwache Bewetterung, durch diese wird der Nebel durch die ganze Höhle getrieben. Seitennischen bleiben meist nebelfrei. Im oberen Teil der Gangprofile bildet sich durch den Nebel ein Flüssigkeitsfilm. Eine daraus resultierende Tropftätigkeit konnte nicht beobachtet werden.

Die unterschiedlichen Arten der Wetterführung und die dabei auftretende Kondensation von Wasserdampf ist auf der Abb. 1 zu ersehen.

MORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN AN DEN HÖHLENWÄNDEN

Die bereits zuvor beschriebenen Profile zeigen in den verschiedenen Teilen der Höhle eine unterschiedliche Skulpturierung.

Im Hallenteil sind die Wandflächen rau und griffig. Mit der Hand kann ein sandiger Abrieb gewonnen werden. Kleine Grübchen sind in die Oberfläche eingetieft, auf der scharfkantige Laugungsreste vorstehen. An der bereits erwähnten Schichtfugenbruchfläche treten flach gewölbte Laugungsformen auf. Diese besitzen einen Durchmesser bis zu 20 cm und weisen grubchenartige Vertiefungen mit einem Durchmesser bis zu 3 cm und einer Tiefe bis zu 1 cm als Subskulptur auf.

Im nördlichen und mittleren Hallenteil treten die Schichtfugen, die durch den Höhlenraum angeschnitten worden sind, nicht besonders hervor. Auch die Querklüfte sind nicht sonderlich durch die Korrosion vertieft. Die Decken und Wandpartien weisen keine vorstehenden Reliefs auf.

Im Gangteil erscheint die Höhlenwand hingegen stark und deutlich gegliedert. Schichtfugen sind durch die Korrosion furchenartige herausgearbeitet, ebenso die Klüftung des Gesteins. Die dazwischenliegende Höhlenwand besitzt eine große Anzahl näpfchenförmiger Vertiefungen und Poren. Sie zeigen einen wechselnden Durchmesser von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern. Die Tiefe ist ebenso unterschiedlich. Vielfach treten richtige Perforationen der Höhlenwand auf. Diese dürften dadurch entstanden sein, daß von erweiterten Kluftfugen ausgehend eine parallel zur Höhlenwand

verlaufende Laugung erfolgt ist und dadurch die Poren angeschnitten worden sind.

Die Subskulptur der Höhlenwand erscheint im Gangteil ähnlich rauh und griffig wie im Hallenteil. An verschiedenen Stellen sind auch Fossilien (Seelinienstiele) aus dem Barmsteinkalk ausgewittert.

Den scharfen Korrosionsformen sind stellenweise auch Sinterbildungen benachbart. Diese sind meist sehr klein und knötchenförmig. Bisweilen erscheinen sie wie Korallensinter. Sie kommen sowohl im Gang- als auch im Hallenteil vor. Besonders bevorzugt für den Sinterabsatz sind auch prominente Wandpartien, an denen es auch zum Abtropfen von Kondenswasser kommt. Sinterfiguren von einigen Zentimetern Länge finden sich nur an der Schichtfugenbruchfläche der Halle.

DISKUSSION

Das Erscheinungsbild der oben beschriebenen Korrosionsformen, bereits 1966 von EHRENBERG u. MAIS und von TRIMMEL kurz erwähnt, ist auffällig mit dem Auftreten von Kondenswasser gekoppelt. Bei den Beobachtungen des Höhlenklimas im Sommeraspekt sind keine anderen Möglichkeiten für das Eindringen von aggressivem Wasser in die betreffenden Höhlenteile gegeben. Die einzige Feuchtigkeitszufuhr erfolgt durch das Höhlenwetter und die Kondensation von Wasserdampf aus der Luft bei dem Einsetzen von Windinversionen (Ehrenberg und Mais 1969). Als Hinweis auf die Realität der Kondenswasserkorrosion kann die Tatsache angeführt werden, daß unterhalb der jungeszeitlichen Sedimentoberfläche keine Korrosionsformen auftreten wie sie oben beschrieben worden sind. Die vom Sediment bedeckten Wandpartien zeigen praktisch glatte Felsflächen. Aus diesen Gründen erscheint eine direkte Korrelation zwischen den Korrosionsformen und dem Kondenswasser zu bestehen und die Bezeichnung Kondenswasserkorrosion gerechtfertigt.

Es besteht der Anschein, als ob das Kondenswasser auch für die Bildung von Sinter in Form von Krusten und Knötchen maßgeblich wäre. Ein Sinterabsatz, meist an prominenten Stellen, läßt den Bildungsvorgang weitgehend durchschauen.

Das Kondenswasser löst Kalk aus dem Muttergestein und transportiert ihn mit dem Flüssigkeitsfilm an die prominenten Stellen. Kommt es dort nicht zu einem Abtropfen sondern zum Verdunsten, so kann der Kalk als Sinter abgesetzt werden. Zu einem Verdunsten kommt es bei Änderungen der Wetterwege.

Das Auftreten der Begleitformen der Kondenswasserbildung, die Korrosion und die Sinterbildung, oberhalb der jungeszeitlichen Sedimentoberfläche und ihr Fehlen darunter erlaubt den Schluß, daß zur Zeit der Besiedlung der Höhle durch den Höhlenbären noch keine Bewetterungsfolgen vorhanden waren wie dies heute der Fall ist. Das weist darauf hin, dass der Nordeingang später wetterwegig wurde. Denkbar wäre auch, daß die Besiedlung durch die

Öffnung des Nordeinganges beendet worden ist.

Die Kondenswasserkorrosion ist mit Sicherheit in vielen Höhlen anzutreffen. Eine weitere Verfolgung dieses Phänomens scheint wegen der leicht erfassbaren klimatologischen Verhältnisse in der Schlenkendurchgangshöhle besonders lohnend. Diesbezügliche Untersuchungen sollen sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Weise erfolgen. Hierzu wären die theoretischen Grundlagen von ANDRIEUX 1970 heranzuziehen.

LITERATUR

- ANDRIEUX, C. (1970). Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques (1). III. Évapo-condensation souterraine. *Annales de Speleologie*, 25., 1970, p. 531—559.
- EHRENBERG, K. u. MAIS, K. (1966). Die Schlenken-Durchgangshöhle bei Vigaun (Salzburg). Ein Bericht über eine informative Grabung. *Anz. d. math. natw. Kl. d. Österr. Akad. d. Wiss. Jg. 1966, Nr. 7.*, p. 113—119.
- (1969). Die Forschungen in der Schlenkendurchgangshöhle im Sommer 1968. *Anz. d. math. natw. Kl. d. Österr. Akad. d. Wiss. Jg. 1969, Nr. 2.*, p. 35—46.
- TRIMMEL, H. (1966). Höhlenschutz in Österreich im Jahre 1965. *Die Höhle*, Jg. 17., p. 10—14.

LES CUVETTES GLACIO-KARSTIQUES DANS LES HAUTES MONTAGNES MÉDITERRANÉENNES ET ALPINES

Jean Nicod

Institut de Géographie d'Aix en Provence
France

Dans toutes les hautes montagnes calcaires, on signale des champs de dolines homométriques, à la limite supérieure de la forêt. Ces dolines évoluent rapidement, en raison des conditions favorables à la dissolution actuelle (enneigement, sols tourbeux, ou du moins riches en matière organique) ; elles ont évolué en synchronisme : à chaque période froide, leur évolution a été bloquée par l'englacement interne du karst ; mais elles se trouvent aujourd'hui dans une zone favorable à la dissolution, comme elles l'ont été au cours du dernier interglaciaire. Selon la nature des roches et la couverture végétale, la cryoclastie joue un rôle plus ou moins important, très net dans le cas de dolines dissymétriques.

Au-dessus de cette zone, les formes dominantes sont celles du Schichttreppenkarst (A. Bögli 1964), c'est-à-dire des escaliers structuraux raclés par les glaciers, peignés par les lapiés aux fentes et couloirs englacés comme le Dachstein. Le Désert de Platé, la Conca di Carsene dans le Marguareis ou les Arres d'Anie dans les Pyrénées occidentales nous donnent des exemples typiques. Mais des dépressions « anormales » par leur situation et leur taille, s'observent dans les parties de ces hautes montagnes libérées tardivement par la glace, et soumises encore à un enneigement prolongé.

Nous insisterons d'abord sur la variété des formes, afin de dégager quelques conclusions.

1° – LA VARIÉTÉ DES FORMES GLACIO-KARSTIQUES

a) — Dans les Dinarides

Dans le Durmitor nous avons décrit (J. Nicod 1968) les trois cirques en « c o n q u e s », d'Ališnica, de Lokvice et des Skrke. Ces conques sont à la fois des cirques et des auges, elles sont surcreusés de cuvettes allongées : deux dans Ališnica à 1800 et 1780 m, un lac, le Skrčko Jezero dans les Skrke. Le fond de ces trois c i r q u e s - c o n q u e s est disséqué par les lapiés, qui présentent les formes classiques du S c h i c h t t r e p p e n k a r s t ; ils sont encombrés aussi par les blocs erratiques et envahis par les guirlandes des moraines de névé et les éboulis post-glaciaires.

Sauf le Skrčko Jezero, les lacs sont temporaires, remplacés par des tourbières, que l'eau corrosive transforme en petits poljés. Au total, nous considérons les c i r q u e s - c o n q u e s comme une forme glaciaire modifiée par des



Fig. 1. Cuvettes glacio-karstiques de Pra Castron di Flavona (Dolomites de la Brenta) envahies par les moraines tardiglaciaires et les éboulis. A droite escarpement de Pietra Grande dans les calcaires et dolomies du Rhétien. Au fond revers de Cima Grosté (2901 m), dolomie principale du Norien. Photo prise au début d'août 1972, cliché C. Orengo.

phénomènes karstiques.

Mais il y a d'autres formes, plus élémentaires, de type nivokarstique, où les processus sont concomitants. Par exemples les niches qui accidentent la corniche qui domine le cirque des Skrke. L'une d'elle contenait encore fin août un petit névé appuyé contre la paroi à l'ombre ; un éboulis cryoclastique l'entourait et les eaux de fonte absorbées par une fissure faisant office de ponor (fig. 1). Cette forme active sur calcaire semble se réaliser chaque fois que l'accumulation de la neige est importante et discontinue comme c'est le cas des hautes montagnes méditerranéennes soumises à des vents violents.

Dans le même ordre de dépressions en évolution actuelle signalons la cuvette affectant une ancienne moraine au contact d'une paroi rocheuse (photo de P. Y. Pechoux 1970), dans la Parnasse (forme peut être plus cryo-karstique que nivo-karstique) et surtout le cirque doline de Gournia Ilias, de 800 m de diamètre et 200 à 250 m de profondeur décrit par L. Faugeres, 1969, dans la zone sommitale de l'Olympe.

b) — Dans les Alpes

Nos recherches ont porté sur trois massifs : le Marguareis, l'Oserot — Tête de Moïse, et les Dolomites de la Brenta, tous trois constitués par les calcaires et les dolomies triasiques.

1 — Dans le massif du Marguareis (Alpes Maritimes Franco-Italiennes) les grandes cuvettes sont liées à des conditions structurales particulières : paquets effondrés de calchistes, et largement déblayés de Plan Ambroise (M. Julian, J. Nicod, et C. Orengo 1973). Une hydrographie temporaire se perd dans les ponors. Plan Chevolail se présente comme une auge dissymétrique, inscrite au contact par faille des calcaires et des schistes, et suspendue à l'aval, par un seuil karstifié. La cuvette est envahie par les cônes de déjection, alimentés par les ravinements dans les schistes.

Le massif de l'Oserot et de la Tête de Moïse, au NE du col de Larche (Haute vallée de la Maira) présente des formes plus importantes encore. La situation structurale, il est vrai est très différente. Au lieu d'une puissante dalle calcaire faillée, il s'agit ici d'unités calcaires et dolomitiques très redressées par un serrage postérieur à la mise en place des nappes. Nous y avons cartographié et étudié :

— des cuvettes isolées, absorbant les eaux de fonte, profondes de 20 à 30 m, comme celle située au débouché de l'auge de transfluence du Colle de la Scaletta ;

— les cuvettes des lacs Apzoi et Visaisa, cuvettes glaciaires à écoulement karstique vers la résurgence de la Maira ;

— la vallée glaciaire d'Enchiausa, avec dépressions karstiques encombrée de moraines, blocs éboulés, et surtout par les langues de plusieurs rock-glaciers successifs. La dépression la plus intéressante en forme d'ouvala, se trouve en arrière d'un ancien verrou (S. cote de 2110, carte au 1/25 000 I. G. N. Larche 1—2), elle affecte le rock-glacier le plus ancien, qui s'avancait au-delà du verrou, en contournant sa bosse, et est drainée par une petite vallée aveugle vers un point absorbant.

— les « combes », grandes dépressions glacio-karstiques

La mieux marquée de la Fonda Brancia (fig. 2). C'est à la fois un cirque et une vaste cuvette karstique. A l'W et au S elle est dominée par des hautes crêtes calcaires, qui atteignent 2814 m au N de Colle Oserot. Le mur du cirque est net, et domine un talus d'éboulis qui couvre le bas des pentes ; la portion la plus arquée du cirque a alimenté la langue d'un petit rock-glacier. La cuvette proprement dite, cernée par la courbe 2240, est barrée à l'E par un large verrou, à roches moutonnées. Elle présente un fond plat, à 2400 m, couvert de neige au début de l'été, nous y avons repéré quatre ponors à l'automne.

Tout aussi remarquable est la Comba Emmanuel, auge de confluence, suspendue au-dessus de la vallée principale de Prato Ciorliero. En raison des moraines qui recouvrent le verrou, il est difficile d'évaluer l'importance du surcreusement. Derrière, l'immense cuvette est envahie par les bourrelets d'un glacier rocheux en lobe. C'est l'effet de tassement, par fusion de la glace intersticielle, qui est la principale cause de régénération (cryo-clastique) de cette dépression certainement ancienne.

3 — Dans les Dolomites de la Brenta, à l'E de Madonna di Campiglio, nous avons particulièrement étudié le fjell karstifié de Grostédé,

exemple parfait de *Schichttreppenkarrst*, situé vers 2400—2500 m, aux grands couloirs de dissolution (*Karrstgasse*) servant de puits à neige. Au pied oriental de Grosté, une série de profondes dépressions jalonnent un accident tectonique NS : celle cotée 2510 (Carte au 1/25 000 Cima Brenta 20 I SE) présente un puits absorbant sur son bord N ; la plus profonde (2488, plus de 30 m), engouffrait par son fond les eaux de fusion abondantes lors de notre visite. Au NE des précédentes la doline 2403 m occupe une position privilégiée, à l'intersection de failles et d'une grande fracture NS, ouverte et jalonnée par des puits à neige. Dans ces cas il s'agit de formes liées à l'absorption, dans les secteurs privilégiés par la tectonique, des eaux de fonte nivale actuelle, mais aussi des eaux de fonte glaciaire, lors des phases de récession. D'autres dépressions sont moins accusées, comme celle du Pra Castron di Flavona, envahies par les cordons morainiques et les éboulis, et drainées par des ponors, qui permettent le soutirage des éléments fins de ces formations. Toujours dans le même massif, l'auge du Vedretta di Brenta inferiore, fermée à l'aval, en dessous du refuge Tuckett, par un verrou, a évolué en dépression karstique encombrée par un *sandr*.

c) — **Dans les Pyrénées et les Monts Cantabriques**

Nous rappellerons que des formes semblables à celles que nous avons observées ont été décrites :

- le fossé d'Arlas dans les Arres d'Anie par G. Viers (1960) ;
- « Llanos », sorte de poljés inondables, et les « *Sumideros* », cuvettes absorbantes, sur le revers méridional du Mont-Res du par P. Barrere (1964) ;
- le poljé structural d'Anoulhas, modifié par l'action glaciaire, dans le massif de Ger (*ibidem*) ;
- enfin les « jous », ou « *hoyos* » des Picos de Europe, étudiés par F. T. Miotke (1968), fort semblables aux cirques-conques du Durmitor et à la Valle Enchiausa.

2° — **LE PROBLÈME DES PROCESSUS**

Il y a lieu de distinguer le facteur originel, dans la mesure où on peut faire une hypothèse vraisemblable, et les processus d'évolution.

a) — **Le point de départ**

A notre avis l'origine est karstique, chaque fois que les dépressions décrites se trouvent sur le tracé ou l'entrecroisement d'accidents tectoniques importants ; c'est le cas au Grostédé, où l'observation est facile, peut être à Fonda Brancia, qui se trouve au cœur d'un anticlinal de nappe disloqué. Dans certains cas on peut faire appel à des formes karstiques anciennes : dolines géantes des crêtes des Préalpes bavaroises, étudiées par K. Haserodt (1965), peut être aussi Gournia Ilias.

L'origine est glaciaire, chaque fois que l'on peut comparer les formes dans le calcaire et le cristallin, en faisant abstraction des conditions particulières du soutirage postglaciaire et du drainage actuel : c'est le cas des cirques-conques, de Valle Enchiausa, des Jous des Pics de Europa. L'origine est nivale, pour des formes de crêtes ou de parois de petite taille, liées à une suralimentation neigeuse.

Enfin dans bien des cas, les conditions structurales sont primordiales, et rendent compte de la forme, qui a évolué par cumul de processus.

b) — **Les processus d'évolution**

(Davis aurait dit séquentiels). Ils ont été envisagés par les nombreux auteurs cités en bibliographie

1 — **L e s u r c r e u s e m e n t p r o p r e a u g l a c i e r**

On sait depuis Matthes qu'il est généralement en rapport avec le délogement des blocs (J. Tricart, 1962, p. 318). En matériel homogène les verrous correspondent aux bancs moins diaclasés.

Remarquons tout de suite que l'effet de la densité des diaclases joue dans le même sens, qu'il s'agisse de dissolution karstique ou de surcreusement glaciaire. Par ailleurs, dans le cas des cuvettes qui nous préoccupent, le surcreusement glaciaire ne peut expliquer la hiérarchie des formes : dans l'Oserot, Fonda Brancia n'a été occupée que par un glacier de cirque, de volume faible et se raccordant à un glacier de plateau.

2 — **L' a p p r o f o n d i s s e m e n t d e l a c u v e t t e a u m o m e n t d e l a f u s i o n d u g l a c i e r**

J. Corbel (1957) dans les Diablerets, puis E. D. Miotke dans les Jous des Picas de Europa, ont insisté sur le rôle des torrents de fonte, au moment du retrait des glaciers, dans le dégagement des fentes et puits absorbants. On rappellera toutefois que d'une part le volume du glacier était souvent limité (Fonda Brancia) et que par ailleurs les eaux de fonte étaient peu agressives comme l'a montré C. EK (1966) sur le front du glacier de la Marmolada.

Mais on doit envisager aussi les processus mécaniques, tels que soutirages et dislocation des fentes et conduits libérés par la fusion de la glace qui les remplissait (nous avons observé le processus dans les fentes de la Conca di Carsene, au Marguareis) et absorption des éléments fins des moraines.

3 — **L' a p p r o f o n d i s s e m e n t n i v a l a c t u e l**

La neige s'accumule dans les cuvettes, et de plus, lors de la fonte, certaines reçoivent de petits torrents. Cette eau est a g g r e s s i v e, nettoie et élargie les fissures, et continue l'exportation des éléments fins, en particulier ceux des éboulis et des rocks-glaciers. C'est pour cette raison que toutes les dépressions, quelque soit leur type, sont encombrées de gros blocs, d'origine diverse . . .

c) — **L'autocatalyse des cuvettes glacio-karstiques**

Si l'on considère la dimension des grandes cuvettes, on est amené à faire

remonter leur origine tôt dans le Quaternaire. De même qu'une vallée se développe sous des conditions climatiques successives et différentes, de même l'action du glacier prépare celle de la dissolution nivale, celle-ci approfondi une cuvette réoccupée ultérieurement par le glacier, et qui sera souvent son refuge dans les phases de décrue. Si la densité des diaclases joue dans le même sens, en faveur de l'approfondissement par dissolution ou par arrachement, l'action de dégel contribue aussi à, l'approfondissement de la dépression abandonnée par le glacier. Ces interactions expliquent que dans des cas favorables puissent s'être développées des formes spectaculaires.

M a i 1973

J. Nicod

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT, D. (1969). Phénomènes et formes du karst jurassien — *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 62 (2) : 325—399.
- BARRERE, P. (1964). Le relief karstique dans l'Ouest des Pyrénées centrales — *Rev. belge de Géog.* : 10—62.
- BÖGLI, A. (1960). Kalklösung und Karrenbildung — *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband 2: 4—21.
- BÖGLI, A. (1964). Le Schichttreppenkarst, un exemple de complexes glacio-karstique. *Rev. belge de Géographie* (2).
- (1970). Le Hölloch et son karst. Ed. de la Baconnière — Neuchâtel.
- BONNEFONT, J. Cl. (1973). La Crète, étude géomorphologique, thèse.
- BIROT, P. (1966). Le relief calcaire. — Cours C.D.U., 238 p.
- CHARDON, M. (1966). Le massif Monte Ferrante-Presolana (Alpes Bergamasques) Méditerranée 7 (4), p. 281—294.
- CORBEL, J. (1957). Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe (Thèse), 541 p., 100 ph.
- (1957). Karsts Hauts Alpins — *Rev. Géog. Lyon*, 2, p. 135—158.
- DEMANGEOT, J. (1965). Géomorphologie des Abruzzes adriatiques — Thèse (sp. pp. 221—225).
- (1968). Sur une courbe de dissolution des calcaires en montagne méditerranéenne. — *Mém. et Doc. C.N.R.S., Phénomènes karstiques*, p. 185—191.
- DEMATTEIS, G. (1968). Forme miste carsico-glaciale nel massiccio del M. Marguareis (Alpi Maritime). *Boll. della Soc. Geog. Italiana*; IX, IX, p. 329—339.
- EK, C. (1966). Faible agressivité de l'eau de fonte des glaciers : l'exemple de la Marmolada (Dolomites) — *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 89 (5—10), p. 177—188.
- FAUGERES, L. (1969). Problèmes posés par la morphologie de l'Olympe (Grèce) . . . *Bull. Ass. Fr. Et Quat.* 2, p. 105—127.
- FUCHS, F. (1970). Studien zur Karst und Glazialmorphologie in der Monte-Cavallo-Gruppe, Venezianische A. *Frankfurter Geogr. Hefte*, 113 p.
- GAMS, I. (1966). Factorjii in dinamika koroziije na karbonatik kameninah slovenskega in alpskega krasa — *Geogr. Vestnik. Ljubljana*, 38, p. 11—68.
- GHISALBERTI, J. et MOULEYRE, R. (1969). La région karstique de l'Audibergue. — *Bull. Soc. Géographie Marseille*, p. 27—57.
- HASERODT, K. (1965). Untersuchungen zur höhen und Altergliederung des Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. *Müncher Geographische Hefte*, 114 p., 17 ph. 1 carte au 1/25 000^o.
- JULIAN, M. (1967). Un petit karst alpin d'altitude (Massif de Mounier A. M.). *Rev. Géog. Alpine*, 2, p. 325—326.

- JULIAN, M., NICOD, J., ORENCO, Cl. (1972). Recherches de morphologie karstique et glaciaire dans le Massif du Marguareis — Méditerranée 1, p. 81 — 99.
- LAMBERT, A. (1967). La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées, les pierriers. — Rev. Géog. phys. Géol. dyn. (2) : p. 321 — 334.
- MARTIN, J. (1965). Quelques types de dépressions karstiques du Moyen-Atlas central. — Rev. Géog. Maroc, 7, p. 95 — 106.
- MILIC, C. S. (1970). Avens témoins de l'époque périglaciaire en Serbie de l'Est. Actes réunion internat Karstologie, Langurdoc-Provence 1968.
- MIOTKE, F. D. (1968). Karst morphologische Studien in der glazial überformten Höhenstufe der Picos de Europa — Jahrbuch der Geograph. Gesell. Zu Hannover. 161 p.
- MORAWETZ, S. (1970). Zur frage der Dolinenenstehung. — Zeitschrift für Geomorphologie, 14 (3), p. 318 — 327.
- NICOD, J. (1968). Premières recherches de morphologie karstique dans le massif du Durmitor — Méditerranée, 3, p. 187 — 216.
- (1970). Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire des quelques formes karstiques superficielles. — Ann. de Géog. 433, p. 311 — 324.
- (1971). Dynamique des dépressions fermées dans les zones supra-forestières des karsts méditerranéens et alpins. — Colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supra-forestiers. Perpignan 5 — 6 Février 1971.
- (1973). Recherches sur les formes glaciaires et karstiques des Massifs de l'Oserot et de la Tête de Moïse (Frontière franco-italienne . . .) Mémoires et Documents C.N.R.S., Phénomènes karstiques II (sous presse).
- PECHOUX, P. Y. (1970). Trace d'activité glaciaire dans les montagnes de la Grèce centrale. Rev. Géog. Alpine, LVIII-1, p. 213 — 224.
- PETIT, M. et PINTO, J. (1970). Recherches sur les unités karstiques du Cheiron-Thorenc et du plateau de Calern A. M. Bull. Soc. Géog. Marseille.
- RATHJENS, C. (1951). Der Hochkarst in System der klimatischen Morphologie. — Erdkunde, 5, p. 310 — 315.
- TRICART, J. (1955). Modelé périglaciaire et modelé karstique dans les Causses. Rev. Géomorphol. dyn.
- (1964). Le Modelé glaciaire et nival. Cours S.E.D.E.S.
- VIERS, G. (1960). Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Thèse L. ch. 1 et 2.

PUNTA DEL ESTE: TIPO DE CUEVA DE ORIGEN FREATO-MARINO

Antonio Núñez Jiménez

Departamento de Espeleología, Instituto de Geografía,
Academia de Ciencias de Cuba, Habana, Cuba

EL TIPO "PUNTA DEL ESTE"

La cueva del tipo „Punta del Este“ es representativa de las espeluncas formadas bajo condiciones freáticas en las antiguas barras costeras, ahora fósiles; con posterioridad a su ciclo freático, tales cuevas fueron inundadas por el agua — marina, que a través de la abrasión logró originar, en la cuesta de la barra emergida, una gruta al nivel del mar, la que al penetrar en el interior de la citada — barra, se unió a las formaciones huecas freáticas allí existentes, dando origen a una sola gruta freato-marina.

FASES EVOLUTIVAS

1. — Furnia de Punta del Este
2. — Solapa Número Uno de Puerto Francés
3. — Cueva Número Dos de Punta del Este

El tipo „Punta del Este“ presenta en sus fases juveniles, una morfología que vista en plano es más o menos circular, con lago freático en su fondo; su interior tiene forma de *campana*, la que al desarrollarse verticalmente por disolución se abre al exterior, constituyendo una *chimenea* o pozo, como es el caso de la llamada por nosotros Furnia de Punta del Este.

En el interior de la barra costera fósil se formaron numerosos *cilindros* o *campanas*, al nivel freático, los que se unieron por coalescencia a través de la disolución, mientras que la abrasión marina formó grutas en el borde externo de la barra que en esta época constituía un acantilado.

La continuación del proceso abrasivo, avanzando hacia el interior de la barra terminó por unir la cueva marina a las formas huecas formadas por la vía freática.

Posteriormente la retirada del mar dejó desaguada la cueva marina y al bajar al mismo tiempo el nivel freático como consecuencia de la citada regresión oceánica, también los huecos originados por la vía freática, quedaron desaguados.

GEOGRAFIA

Como hemos dicho el tipo de cueva aquí estudiado es característico — de las barras costeras fósiles de la costa Sur de Isla de Pinos (archipiélago — cubano), en la subregión fisiográfica llamada por nosotros *Llanura Cársica Meridional de Isla de Pinos*, que se extiende entre la ciénaga de

Lanier y el Caribe, formada por una superficie taladrada de casimbas y erizada de diente de perro, (lapiés), esculpidos en calizas pliocénicas y pleistocénicas.

En gran parte esas calizas son arenosas, y en parte deleznales, de color crema a blanca, con fósiles de *Miliólidos*, algas, moldes de braquiópodos y otros microfósiles (conchas y caracoles).

En Punta del Este, la barra fósil tiene una altura de 8.70 m, alcanzando en punta de Seboruco Alto hasta 16 m de altitud.

Vista de perfil la barra tiene forma de arco convexo, morfología que mantiene aún del lado septentrional donde no ha sido atacada por la abrasión marina, mientras que por el del Sur y precisamente debido a esa abrasión, presenta morfología de acantilado, fósil en Punta del Este, y vivo (o sea batido por el oleaje) en punta de Seboruco Alto.

En Punta del Este, entre la barra emergida y el mar, se extiende una estrecha llanura costera arenosa que finaliza en una hermosa y solitaria playa, una de las mejores de Cuba.

Mar afuera, a una distancia de 1.6 km al Sur se prolonga una larga barrera coralina, donde el oleaje del mar se estrella incesantemente, formando así una banda de blanca espuma que contrasta con el azul del Caribe.

GEOLOGIA

La barra costera fósil, emergida, que bordea la zona de Punta del Este, y que continúa por gran parte de la costa meridional pinera, está constituida por una caliza compacta, de estructura eolítica y recristalizada, presentando fósiles de *Miliólidos* y fragmentos de moluscos, de edad indeterminada, pero que por su aspecto tal vez puede clasificarse como pliocénica o tal vez del Pleistoceno inferior.

Una muestra tomada en la Solapa Número Uno de Puerto Francés mostró una caliza oolítica-pseudo oolítica, compacta, algo recristalizada, blanco-amari llenta, cavernosa. Su fauna fósil presenta *Quinqueloculina* sp., *Archaias angulatus*, algas *Melobesia* e, *Apmhiroa* sp., *Miliolidos*, *Triloculina Trigonula*.

Otra muestra, tomada en la Cueva Número Uno de Punta del Este presenta iguales características litológicas, con fósiles de algas *Melobesia* e, *Triloculina oblonga*, *Peneroplis* sp. y *Archaias angulatus*.

Debido a los efectos de la glaciación y al consiguiente descenso del nivel marino (o posiblemente al movimiento ascensional de la corteza terrestre) la barra emergió, originándose un manto freático, donde por el proceso de la disolución se formaron cuevas o grutas.

Es muy probable que la edad de la citada barra pinera sea coetánea de la formación *jaimanitas* (seboruco).

Un nuevo y ligero ascenso del nivel oceánico provocó que la abrasión marina pudiese atacar el flanco meridional de la barra, ampliando así las pequeñas grutas



Fig. 1. Boca de la Cueva Número Uno de Punta del Este, Isla de Pinos, Cuba. Foto A. N. J.

formadas a través de la disolución freática.

El episodio anterior de la subida del nivel marino, causante de la abrasión de la barra y de la génesis de la cueva, es posible que haya tenido lugar durante el post-glacial Flandiense acaecido hace unos diez mil años.

Finalmente un nuevo y último descenso del nivel marino, produjo la retirada del mar con el consiguiente desague de las cuevas de origen freatomarino.

Furnia de Punta del Este

Esta furnia se localiza casi contigua al fondo de la Cueva Número Uno de Punta del Este.

La altitud donde se abre la furnia es de poco más de 8 m.

El perfil de la furnia es el de un pozo natural, cilíndrico, de 10 m de profundidad, en cuyo fondo se alza un pequeño cono de derrumbes. Alrededor de éste se ven dos cortas ramificaciones ovaladas y en sentido contrario, orientados

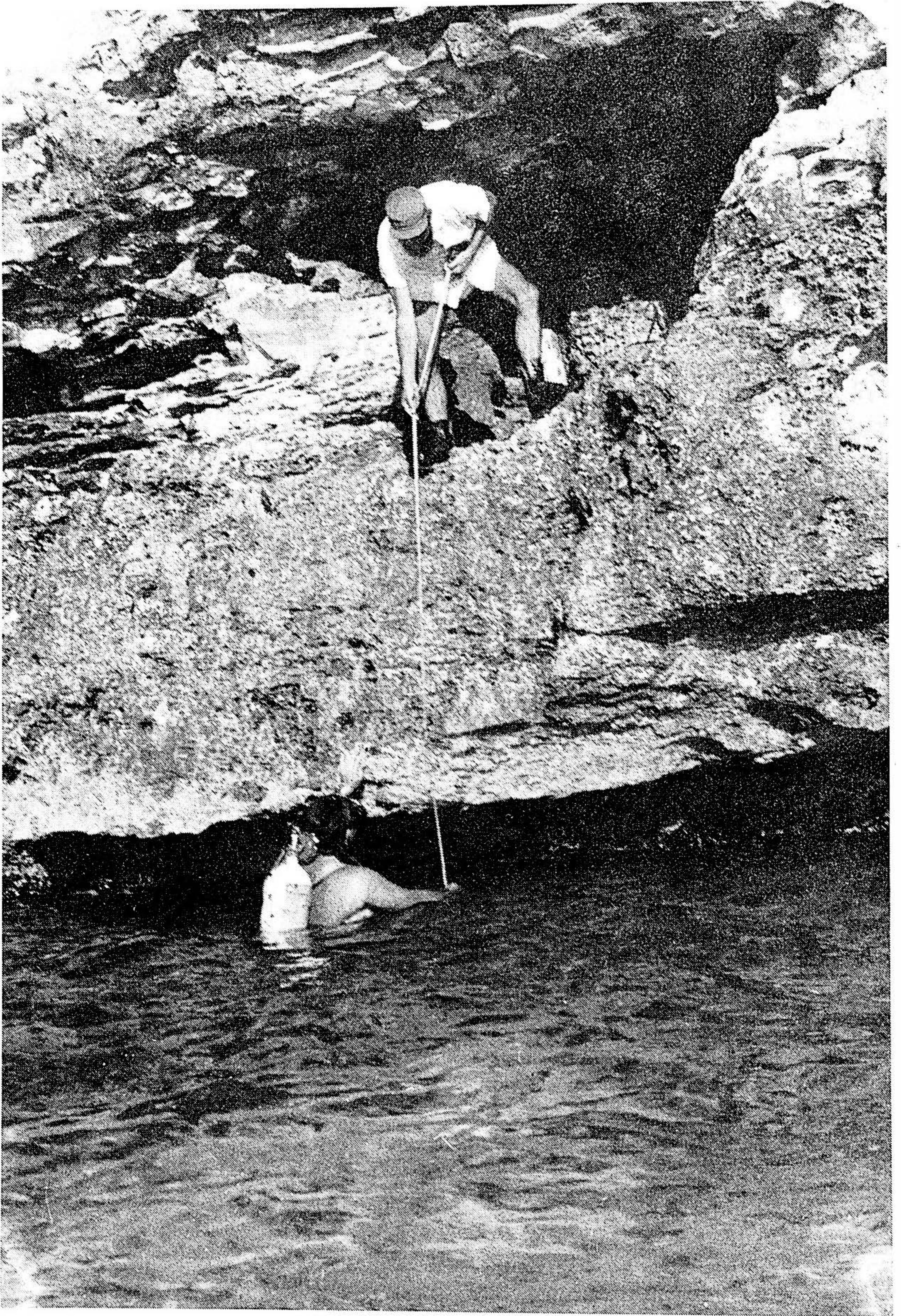


Fig. 2. Solapa Número Uno de Puerto Francés, Isla de Pinos. Foto de Juan Gutiérrez.



Fig. 3. Boca de la Furnia de Punta del Este. Foto A. N. J.

de NNE a SSW; el pasadizo del NNE tiene 250 m de largo visible, y está ocupado por fango y el del SSW tiene casi 6 m de largo y está cubierto por agua freática, cuyo espejo debe ser casi coincidente con el actual nivel del mar.

La boca de esta furnia es a través de dos pequeños boquetes, el mayor de menos de 1 m de diámetro y se hace evidente que se abrió en un proceso de disolución de abajo hacia arriba, indicando esto, al mismo tiempo, el origen de la furnia en esa dirección.

De hecho la furnia que describimos es una *chimenea* que recién ha salido de su fase de *campana*.

La *Furnia de Punta del Este* representa una fase juvenil de la evolución del tipo genético correspondiente, no afectada por la erosión marina, lo que se debe a que está abierta en la parte más elevada de la barra marina elevada, *fósil*, así como por estar a más distancia del primitivo acantilado de Punta del Este, — ahora también *fósil*, como la barra misma.

Solapa Número Uno de Puerto Francés

Esta solapa se localiza a unos 65 km al Oeste de Punta del Este, en las coordenadas 757—972 de la hoja 3580 I.

La solapa se abre en un farallón costero que tiene 6 m de alto.

Dicho acantilado presenta grutas submarinas pequeñas, así como otras abiertas al nivel del mar y otras más que sólo son alcanzadas por el oleaje en — épocas de grandes tormentas.

La solapa que estudiamos presenta una parte inferior submarina, y la superior, sobre el nivel del mar, habiendo nosotros utilizado la escafandra autónoma para su reconocimiento.

La boca de la solapa superior tiene 3 m de ancho por 1.75 m de alto; el „piso“ está a 2 m sobre el nivel del mar; la distancia entre la boca y la parte posterior de la solapa es de sólo 2.20 m.

Un corte transversal de la solapa muestra hacia arriba un hueco *campaniforme* y hacia abajo otro de igual forma, pero invertido, que comunica, submarinamente, con otra *campaniforme*, alterada por la abrasión actual del mar y que tiene 1.10 m de altura y está enteramente sumergida, donde, a pesar de la erosión marina, que todavía afecta la morfología original freática, se le ve la forma *campaniforme* de su génesis.

Es bastante evidente que la pared SW de la primitiva gruta *campaniforme* (la superior) fue destruída por el mar cuando éste alcanzaba una altitud de poco más de 2 m sobre el nivel actual y que la *campana* inferior, (la submarina), — fue precisamente destruída al nivel actual del océano.

Estamos, pues, en presencia de una fase muy especial del tipo *Punta del Este*, distinta a la etapa de desarrollo genético que representa la *Furnia*, pues en ésta, el fondo de la cueva está ocupado todavía por el nivel freático, mientras que en la *Solapa Número Uno de Puerto Francés*, está ocupado por el propio mar.

De hecho, en esta solapa se ven dos huecos *campaniformes* superpuestos, lo que indicaría que el superior se formó antes, correspondiéndose un tanto con el estadio temporal que representa la *Cueva Número Uno de Punta del Este*.

En el hueco o solapa inferior coinciden los niveles marino y freático (cero metro de altitud).

Es de destacarse que la forma *campaniforme* de la solapa superior no llegó a la fase de *chimenea*, o sea no se abrió por disolución hacia el exterior. La entrada lateral frente al mar que presentan ambas solapas, fueron originadas por la acción abrasiva del oleaje.

En la *Solapa Número Uno de Puerto Francés* se ven algunos pobres dibujos de círculos concéntricos dibujados por los primitivos indios, que dejaron tales huellas de su arte en on pocas localidades costeras de Isla de Pinos.

Cueva Número Uno de Punta del Este

Esta cueva se localiza en las coordenadas 385—937 de la hoja 3680 I en el barrio de Punta del Este, antiguo municipio de Isla de Pinos (hoy Región) perteneciente a la provincia de La Habana.

El paisaje donde se abre la cueva es el ya citado de la *Llanura Cársica Meridional*.

La cueva, se abre en un acantilado fósil que, como hemos dicho, tiene una altitud máxima en esta zona de 8.70 m. La boca de la cueva es amplia, con 8.60 m de ancho por 3.60 m de alto. El dintel de la entrada es muy plano, probablemente debido a que marco en una época la marea oceánica, cuando ésta alcanzaba el nivel de 5.28 m de altitud.

La altitud del piso de la cueva en su entrada es de 1.68 m; en el interior alcanza la altitud de 3.31 m.

El plano de la cueva, a grosso modo, es irregular lobulado, su extensión mayor de SE a NW alcanza 27 m de largo, allí donde el primer y único salón presenta un túnel o galería.

La sección longitudinal nos muestra una cámara subterránea de piso relleno de tierra arqueológica y guano; el techo de la gruta está perforado por numerosas *campanas* de disolución y por 6 *chimeneas* cilíndricas abiertas al exterior.

En la pared Norte de la gruta se ve que en parte la caliza presenta estratigrafía cruzada. Algunos de estos estratos buzan 6° al Oeste.

El máximo desarrollo vertical de la gruta es de 5 m.

La abundancia de huecos *campaniformes* y de *chimeneas* formadas freáticamente nos indica con bastante claridad que gran parte de la cueva debe su génesis a los mismos, los que uniéndose por coalescencia debieron formar espacios mayores, alcanzando su dimensión actual gracias a una posterior erosión marina, tal como quedó ya expresado.

La *Cueva Número Uno de Punta del Este* representa una fase de vejez-avanzada en la que gran parte del techo está perforado, así como su lado oriental (su boca o entrada) está casi totalmente destruido por la antigua abrasión marina.

Es de señalar que la *Cueva Número Uno de Punta del Este* es la más notable localidad espeleológica del archipiélago cubano en cuanto al arte pictográfico precolombino.

SUMMARY

A new genetical type of cave in Cuba, exemplified by Cueva № 1 de Punta del Este, Isle of Pines (Cuba), is being studied.

The "Punta del Este type" is formed in an old fossil sea bar, possibly of pliocenic age, at present, totally drained and above water table level — and sea levels.

The first stage of the genesis of this cave took place by phreatic solution, which gave rise to numerous hollow cylindrical vertical bell-shaped forms, each one next to the others. These forms by coalescence.

Eventually, the abrasive action of the sea, eroding the cliff of the emerged bar, advanced inland until the hollow thus formed came to merge with the phreatic origin bores.

Later with drawal of the sea to its present level drained the — grotte.

The morphology of the numerous caves at Punta del Este shows the different phases by means of which the above process can be reconstructed, especially the bell-shaped Furnia de Punta del Este. Here the water table level is above the floor of the cave which has not been altered by marine abrasion.

CARSO PROFUNDÍSIMO DE CUBA

Antonio Núñez Jiménez

Departamento de Espeleología, Instituto de Geografía,
Academia de Ciencias de Cuba, Habana, Cuba*)

Gustavo Echevarría

Instituto Cubano de Minería, Carburantes y Metalurgia,
Habana, Cuba**)

Los autores clasifican específicamente como **carso profundísimo** aquellos factores cárnicos, que no pueden ser explorados directamente por el hombre, y que hasta el momento sólo han podido ser conocidos por las perforaciones petroleras o a través de métodos geofísicos, por encontrarse a gran profundidad por debajo del nivel marino.

Es de resaltar que durante la perforación de un pozo petrolero en la región de Chambas, al Noroeste de Las Villas, se descubrió un potente río subterráneo de 510 a 516 m de profundidad debajo del nivel del mar.

Antes de proseguir debemos hacer un breve esbozo de la estructura geológica de Cuba, y la posición estructural de los pozos perforados (con fines petroleros), los cuales constituyen la fuente de información de esta monografía.

El archipiélago cubano se compone de tres grandes unidades tectónicas: Zona Eugeosinclinal, Zona Miogeosinclinal y elevación marginal.

La zona Eugeosinclinal ocupa la mayor parte de la zona emergida de Cuba y se compone fundamentalmente de rocas vulcanógenas de edad Cretácica, cuyos espesores llegan hasta 4.000 m. Infrayacente a estas rocas vulcanógenas se encuentran esquistos de posible edad jurásica, por lo menos en la parte centro-oriental (Jatibonico).

Suprayacente a las rocas vulcanógenas se encuentran rocas del Cretáceo Superior, Paleógeno y Neógeno. El espesor es muy variable, pudiendo llegar hasta 2.200 m como ocurre en la zona de Jatibonico.

La zona Miogeosinclinal se encuentra al Norte de nuestro archipiélago, y ocupa geográficamente la parte costera y toda la cayería septentrional. Su extensión llega hasta la plataforma de las Bahamas.

Geológicamente las rocas del Miogeosinclinal son distintas a la zona Eugeosinclinal. Se compone de un corte homogéneo de rocas sedimentarias formadas desde sal del Jurásico Medio hasta calizas arrecifales del pleistoceno. El espesor puede llegar hasta los 10.000 m.

*) Speleology Department, Geography Institute, Academy of Sciences of Cuba.

***) Cuban Ministry of Mining, Carburants and Metalurgy.

La tercera zona (elevación marginal) está constituida por un levantamiento estructural desde el Jurásico Superior hasta el Pleistoceno, con períodos de poco hundimiento. El espesor sedimentario total no pasa de — los 2.000 m. Está intruído por rocas ígneas hoy serpentinizadas. El límite Norte está muy bien delimitado por una falla regional: *L a s V i l l a s*. Esa falla regional de rumbo sub-latitudinal es cortada por numerosas fallas submeridionales, que le dan forma estructural en bloques.

Los pozos mencionados en este trabajo se encuentran ubicados en las siguientes unidades tectónicas:

Elevación marginal

Camarioca	1
Pardo	2
P. Escondido	1
S. Cruz	1
Guanabo	28
„	29
„	27
„	26
„	3
„	2
„	5
„	4
„	16
„	20
„	12
B. Ciega	1
ICRM	238
Jones	1
„	7

Miogeosinclinal

Coco Coco	1, 2
P. Alegre	1, 1Z
Collazo	1
Lucas	1
Francés	5
Mayajigua	1
Blanquizal	1
Hicacos	1
Colorados	1, 2
Chapelin	1

Las manifestaciones del *c a r s o p r o f u n d í s i m o* se presentan con claridad en las tablas presentadas.

Una característica de consideración es que dicho carso está presente en indistintos horizontes geológicos, desde el Mioceno hasta Jurásico Superior. Los tipos de roca son carbonatos en sus variadas formas de calizas, margas y dolomitas. La presencia del carso citado, con poca resistencia al peso de los lados de perforación, desde profundidades muy pequeñas hasta muy grandes, sugiere que toda la región Norte de Cuba está extremadamente fracturada en grado sumo, producto de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde el Jurásico hasta el Pleistoceno.

Al presentar este tema deseamos llamar la atención sobre la importancia del estudio del *c a r s o p r o f u n d í s i m o* en Cuba y su futura correlación con igual carso de otras áreas, como Venezuela, por ejemplo, pues sería interesante comparar el nivel de la profundidad de tales manifestaciones — cársicas y tratar

de responder a preguntas tales como si el origen de dicho carso tuvo lugar en zonas freáticas emergidas o si por el contrario se originó por debajo del nivel del mar, así indagar la posible correlación entre las fluctuaciones eustáticas y tectónicas en relación con los -- niveles donde aparecen actualmente las tan citadas manifestaciones del -- c a r s o p r o f u n d í s i m o.

SUMMARY

The authors classify especially as *cárso profundísimo* (very deep karst) those karstic features not to be reached directly by man, registered only by petroleum prospecting or by geophysical means which are very deep under the sea level.

After studying the data obtained by the drilling of 103 wells in different places of Cuba, caves or karstic hollows, with water streams, in limestone or rocks of a different type, were found in 32 of these -- wells.

The data obtained are by no means complete because, unfortunately, in the search for geological information, specific karstic and speleological aspects were not taken into account because the main purpose of the wells are the oil exploration.

The deepest karstic feature (cave) was found in Colorados 1 Well, at a depth of 2952 metres. This well is at the Hicacos península, north coast of Matanzas province.

MY EXPLORATIONS IN THE DACHSTEIN CAVES SYSTEM 50 YEARS AGO

Franz Robert Oedl
Salzburg, Austria

Exactly 50 years ago I carried out the most interesting explorations in the vast Dachstein cave system high above the Hallstatt Lake.

Due to continuous explorers work — one new discovery followed the other — I was not able during these days to publish the results of this explorations.

Now as half a century has passed I would like to report about it on the basis of my former notes in diaries and in survey records.

Due to intensive exploration work in the preceding 5 years, mainly in the Eisriesenwelt in the Tennengebirge of Austria as well as in the famous carst areas of Italy and Germany I was well trained in both fields alpinism and spelaeology.

On account of my internationally recognized success Professor Dr. Georg Kyrle had intended to install me as his successor in his newly founded Spelaeological Institute. Despite of great difficulties he had set up the Institute of Spelaeology at the University of Vienna.

He wished now that in the year 1923 I should take care of the state leased Dachstein-Caves in the position of a cave superintendant.

In the beginning of the year 1923 I had just executed the comission of a newly founded Viennese Moving Pictures Company to produce a movie on the Eisriesenwelt as spelaeological leader.

First I hat to acquaint myself with the new invention of Viennese engineer KRAL. Without electricity a strong and long lasting source of light could only be produced by means of special Magnesium torches.

However these Torches burning continuously one after the other caused very thick smoke and fog in the cave. Therefore one had to be well acquainted with the meteorological conditions of cave aeration in order to produce a film in these vast subterraneous rooms. In these early days of film production the evening long picture Through Night and Ice grew out. I was able to convince the Viennese financiers that this nature film had also to show the history of the exploration of the Eisriesenwelt with its already famous subterraneous ice formations.

Unfortunately the Viennese financiers disagreed with each other as it happened rather often after world war first in the beginning of these first film companies.

The film of the cave produced with unbelievable efforts of all taking part in it was finally sold overseas and never traced again.

From the nearly completed work at this film Professor Dr. Kyrle called me by cable to take over the state leased Dachstein Caves at Hallstatt.

In less than half an hour I hurried from the explorers lodge at the Achselkopf which is sited abt. 1000 m above the valley to reach the train to Hallstatt.

There I was already expected by Dr. Rudolf Freiherr von Saar, who had to introduce me into my new field of duties.

First of all the Mammut-Cave had to be rendered accessible. Besides of this extended scientific work including topographical cave survey had to be carried out.

A task a cave explorer could really like.

At our first conference we also visited together the biggest Vaucluse-spring of Austria at the southern end of the Hallstatt-Lake.

In a nearby rockfall, the socalled "Kessel" we discovered ancient inscriptions of probably celtic origin, which were cleaned carefully.

Our way back to Hallstatt we made on a "Traunerl" a boat only to be seen on this most beautiful alpine lake.

On May 30th 1923 I assumed my duties as cave superintendant at the Schönbergalpe, 1340 m above sea level.

The same evening I descended on two rope ladders, 20 m each, down into the Mörk-Cave, which is sited very close to the lodge. There I found a new beautiful continuation of special interest, showing Vertical Erosion in the benched Dachstein-Kalk.

The other day I run in half an hour from the Schönbergalpe down into the valley. There was no ropeway these day. In another hour I had surrounded the lake to meet Baron Saar in Hallstatt.

We were lucky enough to see the famous Corpus Christi Procession on the mirrorlike lake in beautiful sunshine. Hundreds of decorated boats socalled "Traunerln" surrounded the large church boat in the centre.

The sound of shots, music and of songs was repeated from the precipitous rocks around the lake and left in us an unforgettable impression of this beautiful lake festival.

The next day I explored the "Morton-Cave" near the Schönberg Alpe down to a depth of 60 m.

I very much hoped to find a spring in this rugged carst area in order to supply the lodge near the ice cave with drinking water. During dry summers as well as in the fall water had to be produced from the ice of our cave, a job which consumed a lot of time and money.

In the beginning of my new job as cave superintendant I had to gain information on building a comfortable way for visitors to the eastern entrance of the Mammut-Cave.

It was my special task to make the magnificent cave with the already famous Palaeotraun accessible for tourists.

Already on June 3rd I found a small opening near the eastern entrance, from which a stream of cold air escaped. An expedition was quickly prepared

and I was accompanied by Mr. Gabrowski and by the two excellent guides Aigner and Essl.

At once we discovered a beautiful labyrinth in the continuation of the Palaeotraun.

Vaults up to 15 m high proved the erosion forces of the former underground water course.

Huge deposits of clay with regular patterns on the surface of the dried out material surprised the discoverers. In many night hours I was able to explore the cave with the help of volunteers up to a length of 1,5 km and to make the topographical survey, which proved a connection with the nearby Mammut-Cave. A direct connection with the Palaeotraun was however not established due to a deeplying tunnel blocked with rubble and clay.

I called this newly discovered parts after Ing. Hermann Bock, the distinguished explorer of the Dachstein Caves System.

On the expressed wish of my late friend Bock it was later renamed after myself without my knowledge.

During July 1923 I was busy surveying the Mammut-Cave, which had to be made accessible to give visitors of the Dachstein-Cave the possibility to see this part of the system too. In my works, I was supported by explorers from Salzburg. As I was busy during the day as cave superintendant I had to carry out these exploration and survey works during the evenings and nights. In this place I wish to remember my old comrades Rudi Huber, Gusti Gugg, my old co-explorer of the Eisriesenwelt, Herrman Gruber and my friend Elliot Barton, an Australian who had escaped the hell of Gallipoli.

He was a prominent, tough fellow and a first class mountain climber who dissapeared during an expedition into Tibet.

Out of their working time I was supported by the two guides Angerer and Essl. The whole personel of the Schönbergalpe including kitchen aids and maid servants volunteered to help at survey works during night hours. This was a real team work. Last but not least, I wish to thank my wife, who — we were still engaged this time — has often helped me in my surveys.

It was mainly important to ease difficult passages in the Arkadenkluft on top of the Palaeotraun.

Besides of this I continued the survey of the Mammut-Cave. For the first time I could prove interesting connections between tectonics and large underground cavities.

Together with 3 workers we had to fire more than 200 blasts using dynamite, which I had to ignite myself.

Soon we had built an easy way through the cave.

Shortly after the World War First the dynamite was low in quality and often it did not go off. Misfired blasts had to be cleared by myself in order to protect workers from eventual danger.

On June 8th Ministerialrat Freiherr von Saar paid a visit — he was then Secretary to the Minister — and he was very satisfied with the progress of the

work.

At these surveys all underground cavities larger and narrow ones were systematically explored.

On June 17th 1923 I found in the "Calm-Labyrinth" the newspaper "Grazer Tagespost", dated Oct. 30th 1913. Assembling rope ladders either alone or with two volunteers we stepped on the paper "Freie Presse" of the 31st Oct. 1913, 45 meters down the Theseus-Shaft. Ten years ago the senior of the Austrian explorers Ing. Herrman Bock has been in these very places. Due to the difficulties in climbing no survey was made then.

I continued to lay out further rope-ladders and soon reached nearly 100 metres deeper a level with passage ways called Minotaurus- and Goten-Gänge.

Here too we found the footsteps of Bock and his few comrades.

I would like to state in this place that the first surveys of this part of the cave were made by myself with loyal helpers long before the expedition of the Hauptverband Deutscher Höhlenforscher.

Earlier publications mentioned that explorations were only possible after the services of the Alpine and Engineer Corps under the distinguished command of Major Lechner.

On June 15th 1923 after a guided tour in the cave I was trying alone in the "Dom der Vereinigung" to reach a black opening 6 meters higher over a difficult passage. In the Mammut-Cave I care fully proceeded on bare ice toward an ice fall. As this cave usually shows no ice formation I carried no crampons. Suddenly I slipped and started to slide in the direction of an abyss of ice. My heartbeat nearly stopped. Carefully I laid myself on the ice where the clay covered overall stopped the motion.

At the same evening this part was explored together with the two cave's guides Aigner and Essl and the cave's visitors Mr. Emmerich Scherbeck and Dörflinger.

With a ladder it was not difficult to reach the beginning of the continuation. Using 20 m of ropeladder and crampons we descended the vertical precipice of ice which my comrades then named "Robert-Schutzengelwand".

In this new part a total length of 600 m was investigated. Nearly half of it was covered with ice up to 20 m thick.

Giant vaults with splendid ice formation together with bare lakes of shining ice enjoyed the surprised discoverers.

This new ice cave carried the name "Feenpalast" (fairies palace). Its ice formations are equal to the ones of the Dachstein-Eishöhle.

At the end of July 1923 Professor Dr. Otto Lehmann of the Vienna University paid a visit at the Schönbergalpe. On account of my last surveys in the Mammut-Cave we discussed hydrological questions on the spot.

We had met before at the Expedition to the Eisriesenwelt — Tennengebirge sponsored by the Akademie der Wissenschaften, Vienna, where I was to care for the spelaeological parts of it. During many straining visits to the Eisriesenwelt, Lehmann could use the map and section of this cave which I had produced

together with Walter Freiherr von Czoernig. The morphological description of the worlds most extended ice cave was published in Vienna in 1926 in the "Spelaeologische Monographie", volume VI.

In 1932 Lehmann, who was then director of the Geographical Institute of the Zurich University, published the "Hydrographie des Karstes" in the "Enzyklopädie der Erdkunde", Deutike-Verlag, Vienna.

Until his early death we were in close contact discussing the many questions of carst formation.

The famous geologist Dr. Walter Biese has for the first time used sections of the Palaeotraun and Arkadenkluft drawn by myself for his grand scientific work "Über Höhlenbildung" (formation of caves in Limestone, part II, Abhandlungen der Preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Heft 146, Berlin 1933).

Besides exploration and cave survey meteorological observations in the whole cave system were not neglected. Results of these series of observations were used by Dr. Rudolf Freiherr von Saar in his many publications he made partly in his position at the Ministry of Agriculture but mainly together with the Spelaeological Institute, Vienna.

My special attention was paid to surface carst formations on top of the Dachstein-Caves-System. I can read from my notes that on June 22nd 1923 a topographic basis was laid near the Schönbergalpe and all cave entrances were connected to it by tachimetric survey.

In July I repeatedly visited together with the gamekeeper Kieninger the Stollpfad around the Mittagkogel as well as the many potholes, small caves and other carst formations in the vicinity of the Däumel-Kogeln.

Besides of scientific work extensive preparations on occasion of the meeting of the "Hauptverband Deutscher Höhlenforscher" had to be made. This meeting took place in the second half of August and was presided by Major Franz Mühlhofer.

Negotiations with his Secretary General Rittmeister a. D. Robert Friesen were time consuming. He was responsible for the organisation of this greatest meeting of these days which was to take place in the Eisriesenwelt, the Dachstein-Caves-System and in the carst areas of Central-Styria.

More than 150 explorers took part at the explorarion of the deeper parts of the Mammut Cave which has been made accessible by myself. To assist us, 40 soldiers with 3 mules arrived at the Schönbergalpe.

After their experiences they had gained in the caves and pits of the Ötscher they could install a telephone cable down the Theseus-Shaft.

These men helped wherever they were needed.

Few were conscious of the fact that the preparation for these expeditions were owed to the work of only a small number of men under my leadership.

In this place I wish to thank Miss Carola Daum, married later to Colonel Franz Mühlhofer, many helpers from Vienna, Mr. Schönfellingner and many others.

We all were relieved from a heavy burden, as this nerve straining days had passed without a single accident.

Until the end of September I continued the spelaeological works beside of my various tasks as cave superintendant.

I succeeded to produce a number of pictures using the new flash by Perutz.

When I tried alone to illuminate the huge Parzival-Dom, a large quantity of magnesium prematurely ignited and caused severe burns in my whole face and on both hands.

Despite of agonizing pains I made the picture, which turned out to be one of my best cave-photographs.

Then I hurried to the "Eishöhlen-Hütte" where first aid was rendered by "Vater Aigner".

A severe inflammation of both eyes terminated my activity of more than 3 months in the Dachstein-Caves-System.

MORPHOLOGY AND HYDROLOGY OF THE OGOP FFYNNON DDU KARST AREA

P. M. O'Reilly

Carlow Regional College Dublin, Ireland

A b s t r a c t. The highland karst region situated on the northern fringe of the South Wales coalfield is rarely wider than 2 km but extends some 200 km east-west. Considerable structural modification of the original drainage pattern has occurred, particularly in geologically recent times. Despite the narrow exposure of limestone several important caves are situated in it, many over 10 km long. One in particular, Ogof Ffynnon Ddu, is 300 m deep and over 40 km long making it the longest and deepest cave system in the British Isles. It is located close to a major geological disturbance and is developed in strata tilted at 15°. The present underground river course may be followed almost from sink to resurgence — a total distance of some 5 km. There are numerous abandoned levels and tributary systems to the main river, which make it a unique site for geomorphological and hydrological studies.

Preliminary research has been carried out, and a summary of the results obtained so far are presented. A tentative correlation between the cave and the surface features in the region is offered.

INTRODUCTION

The district described in this paper is located on the northern rim of the South Wales Coalfield, some 40 km north-east of Swansea and a similar distance south-west of Brecon (fig. 5). As a karst area it has attracted little attention but its importance has been established by the discovery in recent years of some 40 km of cave passages. The aim of this paper is to describe the district and its relief features, to report on the work carried out there to date and to attempt to relate its development to that of the area as a whole.

GENERAL GEOLOGICAL AND PHYSICAL BACKGROUND

The major structural features of the South Wales Coalfield were formed during Hercynian times. Basically it is a large synclinal structure with an east-west axis broken by north/south and north-west/south-east en echelon faults and folds. There are, however, several structurally complex belts of Caledonoid (north-east/south-west) trend traversing the Coalfield. The Swansea Valley Disturbance is one of these and its main features in the district are gentle faults and folds. It is on the southerly-dipping, asymmetric limb of the Craig-y-Rhiwarth anticline that the karst area has developed (fig. 5). Faulting has occurred in two directions, the major one being north-east/south-west following the trend of the Disturbance and the other north-west/south-east in which direction the faults mostly die out. The structure of the region is complex and has been described in detail by Weaver (1971).

There is approximately 200 m of Carboniferous Limestone, the lowest of the sequence being the Lower Limestone Shales which rest on the Devonian Old Red Sandstone. The main Seminula zone is 100 m thick and consists of oolitic, pisolitic, fine grained, well-bedded, crystalline limestones often with thin shaley partings and dolomite lenses which merge upwards into the predominantly oolitic Dibunophyllum zone; this is succeeded by the cherty Upper Limestone Shales. The limestones are overlain unconformably by Namurian strata; the lowest unit of this is the Basal Grit, a hard quartzite conglomerate, which occasionally occurs as heavily eroded outliers of sandy detritus.

The general topography of the area is rugged (fig. 1); near Craig-y-Nos the Tawe valley is at 200 metres O. D. but the valley sides rise steeply to about 350 m O. D. and flatten out with a gradual rise to high points of 600 m O. D. Scenically the area is dominated by the residual Old Red Sandstone mountains of Fforest Fawr (735 m) and the Carmarthen Fans (803 m) to the north. Long moorland dipslopes stretch southwards towards Penwyllt in a series of high rolling plateaux covered in a discontinuous layer of glacial till and postglacial peat. The smoothness of these slopes is disturbed by the crags and ridges of the Carboniferous Limestone and the Millstone Grit especially in the neighbourhood of the Swansea Valley Disturbance. This forms a prominent ridge across the region and is breached at Craig-y-Nos by the allogenic river Tawe, which, flowing southwards towards Swansea, divides the area into two broad upland areas, the easterly one being the Penwyllt area (fig. 5). The upland is largely open moorland or rough pasture, there being relatively little enclosed pasture, arable land or forest and although the Tawe valley is heavily wooded up to about 250 m it is only in sheltered valleys and depressions that the trees survive higher. The area received about 2250 mm of rainfall per annum.

Where the surface of the limestone is not covered by glacial drift material it is characterised by low craggy escarpments and broken pavements displaying karren of several different types, kluftkarren being the predominant one. In comparison with the extent of drift cover, the pavements are of very restricted distribution. They are characterised by a close jointing pattern with the joints running roughly parallel to, and perpendicular to, the trend of the Disturbance. The pavements are encumbered by a good deal of flaggy rubble and frost action has played an important part in the fragmentation of the rock.

Numerous depressions have formed on the upland areas. Apart from dolines on the Grit, which tend to be large (up to 20 m diameter and 15 m deep) all those on the limestone have formed on the glacial drift and are rarely greater than 8 m diameter and 4 m deep. They occur predominantly on slopes of 3° — 8° . Concentrations of dolines occur in the broad shallow basins and dry valleys of the upland areas. Thomas (1954) shows that dolines on the Millstone Grit cannot be of surface solutional origin and so assumes them to be collapses into underlying caverns; a similar origin is invoked for the dolines on the limestone areas. However Williams (1963) provides ample evidence of the solutional origin of these features.

The district is well covered by glacial drift often 20 m thick, even though some has been removed by later erosion. The bare, glacially striated dip slopes of the Millstone Grit, along with the trains of locally derived blocks of quartzite, quartz conglomerate and Old Red Sandstone erratics, bear witness to the southern passage of ice. Topographically glaciation caused little modification of the shape of the upland area and its effects are mainly depositional with some rounding off of the Tawe valley which, by the beginning of the Pleistocene, had assumed a similar aspect to today. There are well-developed platforms in the region occurring at 300–330 m both on the Old Red Sandstone and the Limestone, and erosion surfaces have been recognised at about 360–390 m and 440–470 m but whether they are true remnants of peneplains or not is uncertain (Williams [1960], Brown [1960]).

The Carboniferous Limestone outcrop is narrow, rarely exceeding 1 km in width, and it is extremely cavernous; two major caves systems have developed beneath the upland areas around the Tawe — Dan yr Ogof (19 km) on the west and Ogof Ffynnon Ddu (40 km) on the east. The former is partially open as a show cave, but it is with the district above Ogof Ffynnon Ddu that this paper is concerned.

MORPHOLOGY OF THE OGOF FFYNNON DDU SYSTEM

Ogof Ffynnon Ddu has developed almost entirely in the Seminula Limestone and forms a complex sub-horizontal network of passages at several different levels (fig. 5); it contains practically every type of passage from phreatic to vadose with passage enlargement by mechanical breakdown exhibited to a large extent. The length of the system so far discovered is 40 km and the vertical range of the passage is over 300 metres making it the longest and deepest cave system in the British Isles.

Water draining from the Old Red Sandstone to the north of the district passes through a marshy area before crossing the Lower Limestone Shales and disappearing in a mass of boulders and gravel at Pwll Byfre. The subterranean river channel utilises 5 km of the passages before resurging some 280 m lower down at Ffynnon Ddu (the Black Spring), in the floor of the Tawe valley. During drought the input at the sink may be as low as 0.005 cumecs and the corresponding output at the resurgence 0.010 cumecs, but in flood periods these values may rise to 0.030 and 0.2 cumecs respectively. The discrepancy in the balance is caused by percolation water and by the numerous minor points of engulfment occurring above the system in flood.

Passages have developed almost entirely along the predominant joints which run 0° – 20° and 70° – 100° (O'Reilly et al [1969]); minor north/south faulting provides an occasional exception in passage direction. In many places however, faults traverse the passage and exert very little influence on its direction. Most passages in the cave display evidence of a bedding-controlled initial phreatic stage. Capillary size tubes run at random along the beds and enlarge by solution upwards — these then develop into an irregular mesh of half-tubes

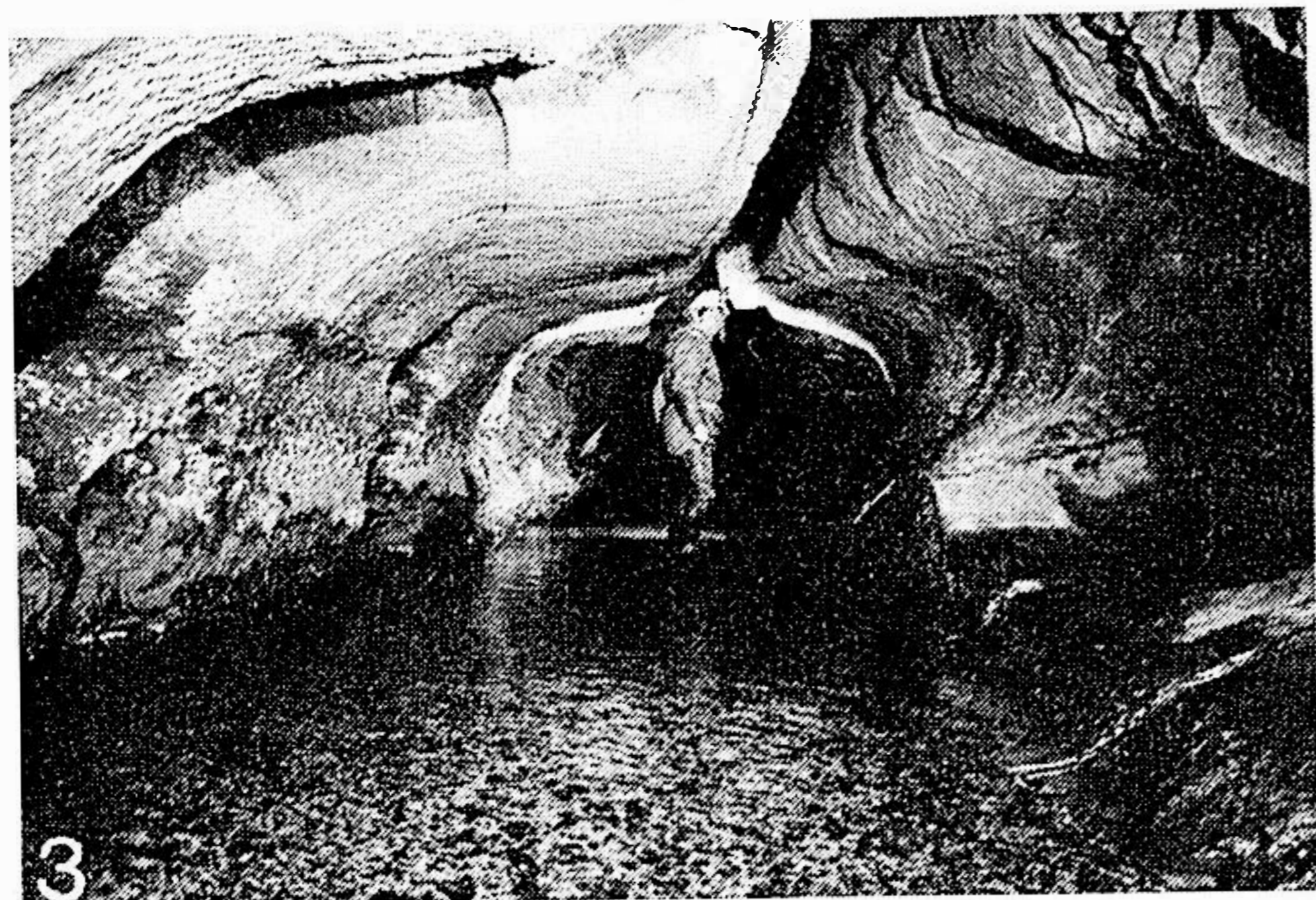
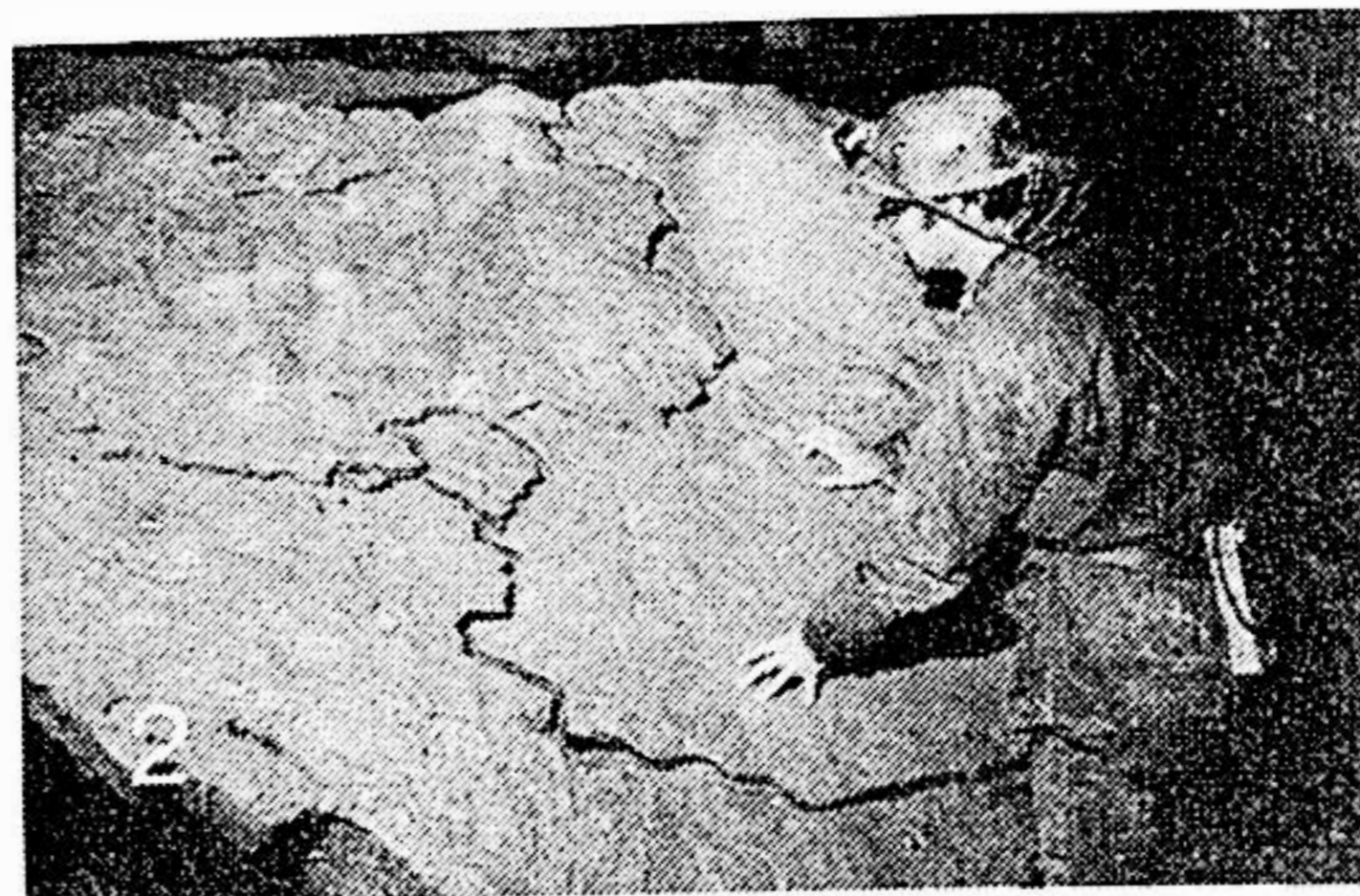
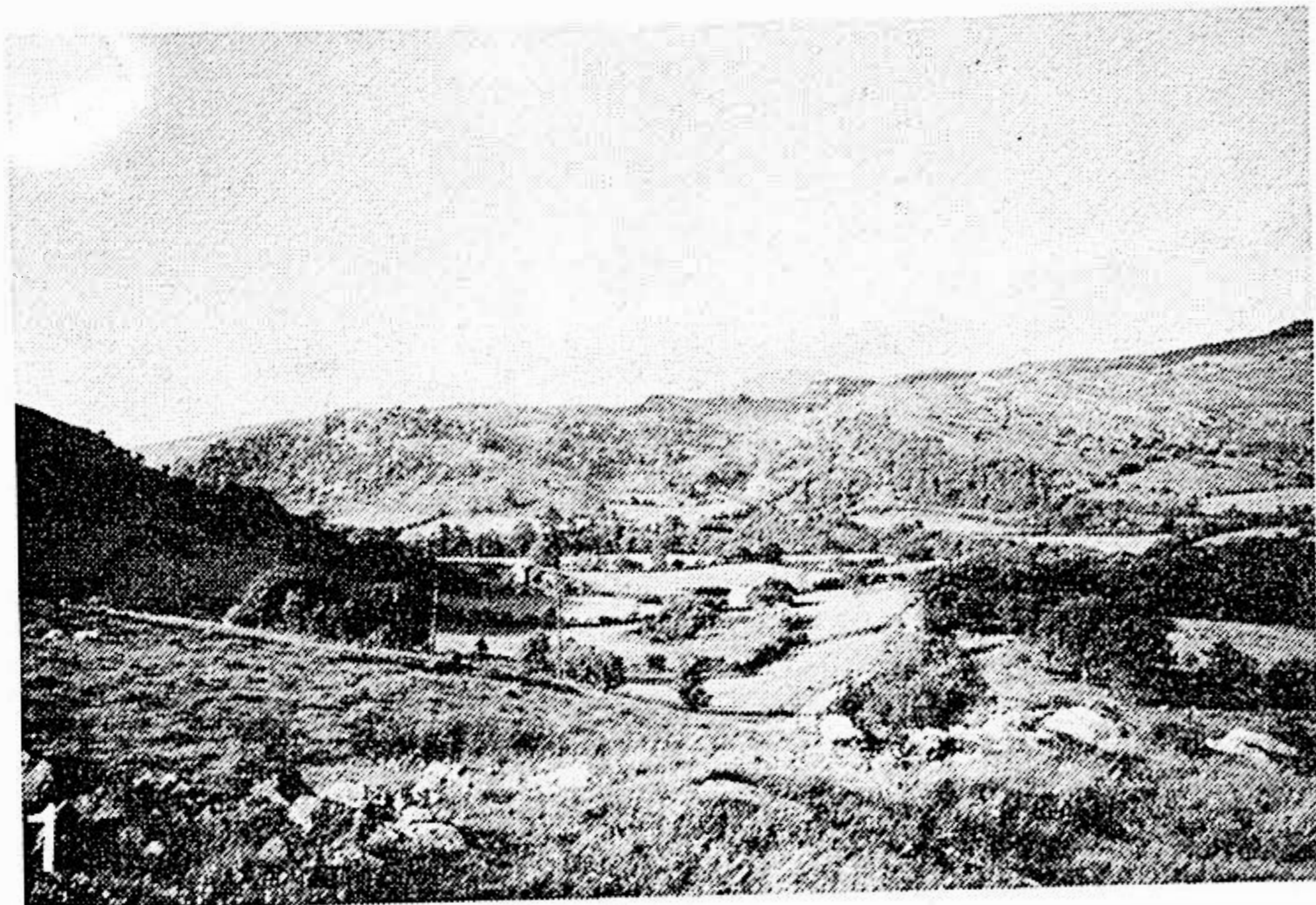


Fig. 1. General view of the area looking northeastwards showing the gently dipping strata, the platform at 300 m, and the Tawe valley. The resurgence is located amongst the trees behind the house in the centre, the sink beyond the escarpment top right.

Fig. 2. Fallen block showing incipient capillary system formed along a bedding plane.

Fig. 3. Tubular passage aligned along east-west joint. The small vadose trench evident here is probably a good indication of the amount of modification that has occurred since post glacial times.

Fig. 4. Canyon modification — the vadose trench here is some 40 m deep, the figure is traversing at mid-height.

with little apparent joint control (fig. 2). As enlargement proceeds a smooth bedding-plane cavity develops, generally tubular in form, aligned along the jointing (fig. 3). There has been extensive vadose modification of the phreatic tube so formed and vertical trenches up to 30 m deep are not uncommon (fig. 4).

Two main cave patterns are apparent from the plan. One is a relatively simple network of passages closely related to the bedding, dip and the 0° – 20° jointing. This network is cut across by an essentially linear system which bears little relation to the dip and bedding but has developed predominantly along the 70° – 100° jointing. The most recent stage in the development of the cave is one vadose modification with the main stream and its tributaries utilising the existing network of passages, and following both sets of joints about equally in doing so.

The subterranean stream is remarkable for the asymmetry of its drainage pattern, all of its tributaries, except one, flowing down dip to join it. There are some 16 minor tributaries and one major one the Cwmdwr stream, and as there is only one swallet for the system all these streams must represent percolation water.

Virtually all the large caverns in the cave have developed as the result of passage enlargement by mechanical breakdown, usually along vertical joints close to the passage wall; enlargement is also associated with the intersection of passages. Some chambers have developed along fault planes but there is no development of large deep — seated phreatic caverns. Breakdown debris partially blocks many passages forming false floors and obscuring the original floor; terminal chokes often occur near the surface where they contain Millstone Grit or Sandstone erratics and may be partially due to the effects of glaciation. There are copious quantities of mud and sand throughout the cave and there is ample evidence that the cave has gone through a stage of infilling with a coarse, sandy gravel — the vertical range of passages in which this deposit occurs is very great and the nature of the gravel is such that it was probably introduced during an interglacial period.

There is a small flooded zone behind the resurgence and flooded zones separate the sections of the cave called I, II, and III. None of these can be interpreted as a true phreatic zone however — they occur in regions of intense faulting and it is likely that this has altered the flow pattern along the bedding planes and joints, thus acting as a structural barrier to normal passage development.

HYDROLOGICAL PROCESSES IN OGOF FFYNNON DDU

Preliminary investigations of stream solute loadings tend to confirm the conclusion of Ede (1972), that there is little marked distinction between percolation water and swallet water in the area. Tributaries to the main stream (50–90 ppm CaCO_3) have relatively low hardness values (60–100 ppm) and respond rapidly to rainfall. Water for these tributaries enters the cave through a well-integrated

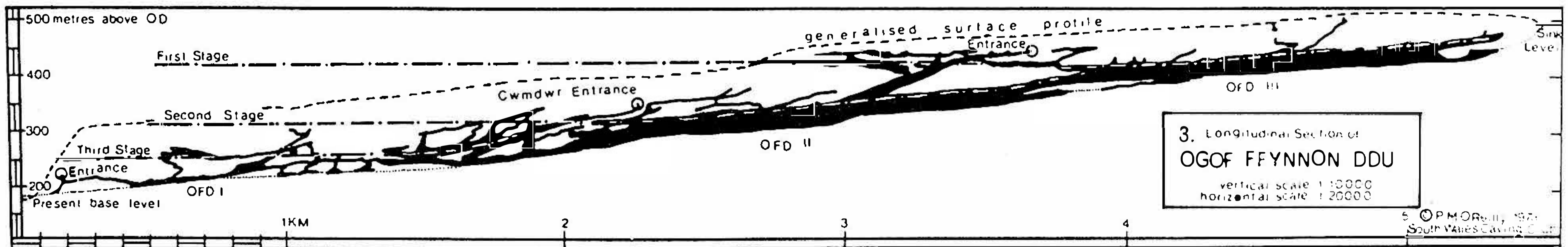
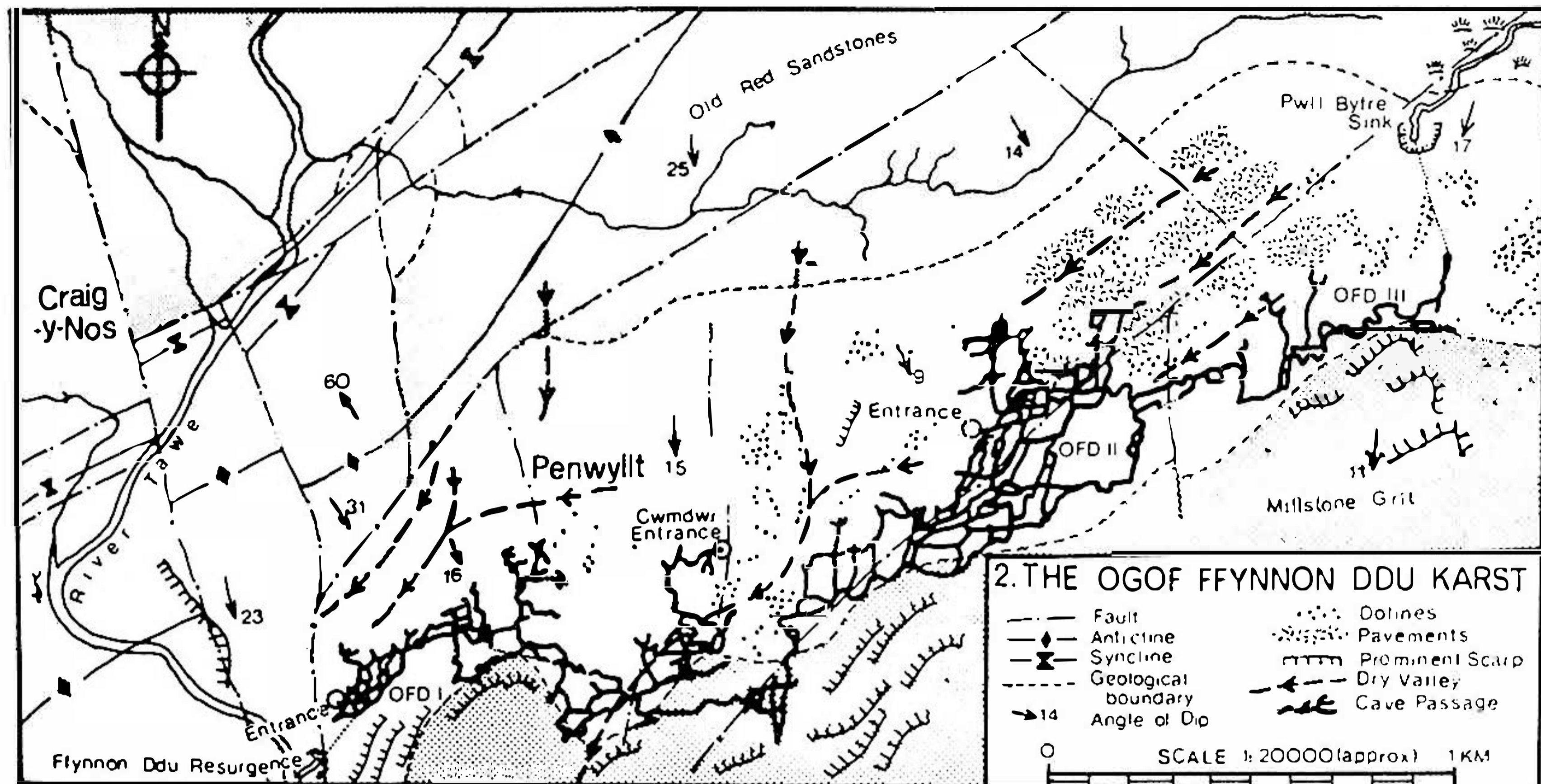
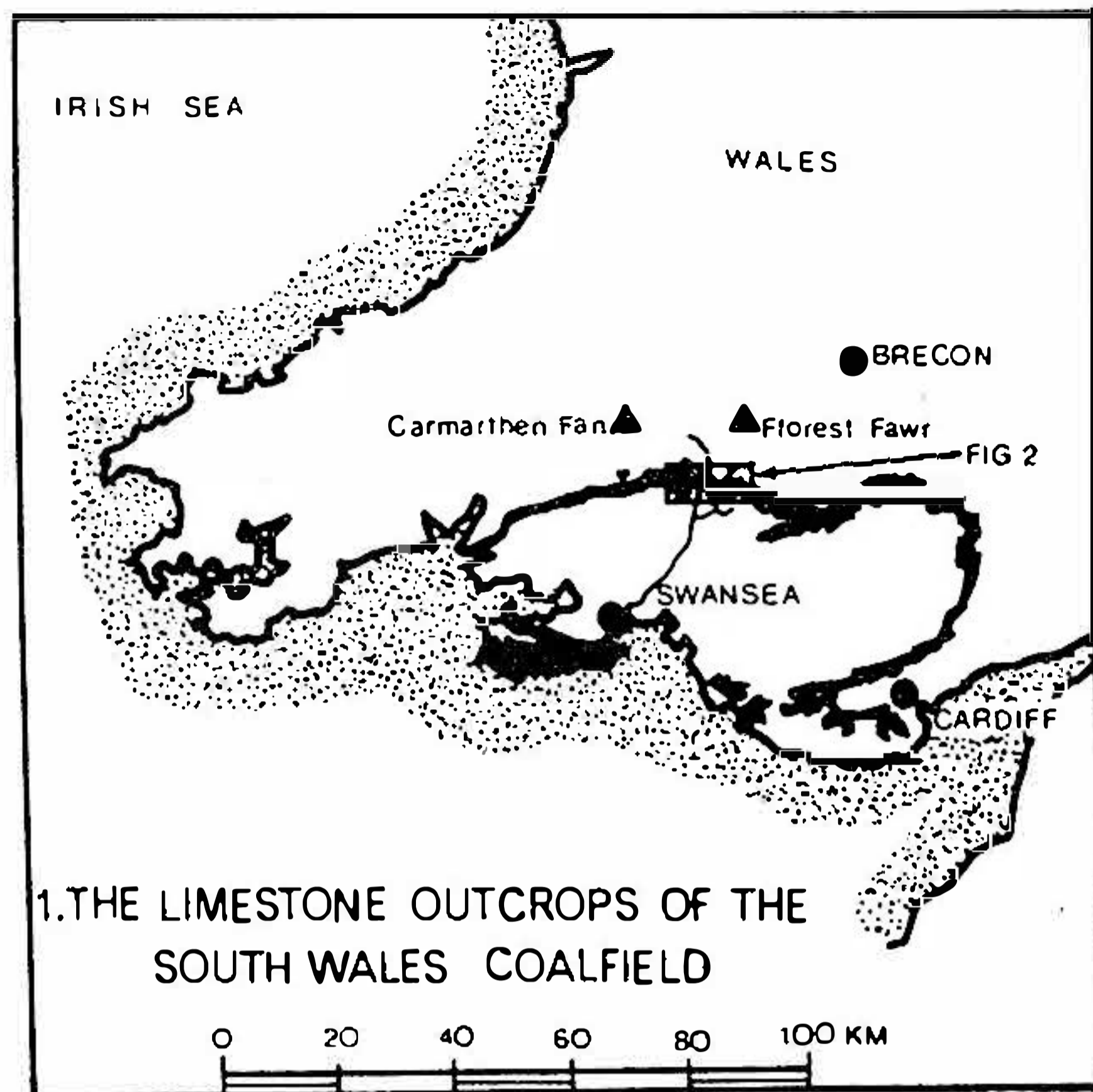


Fig. 5.

network of solution channels linked to the numerous surface depressions above; there is thus little time for any increase in the carbon dioxide content through contact with the soil and little time for the water to be in contact with the bedrock. This may go towards explaining the sparseness of calcite deposition throughout the cave compared to Mendip where calcite deposition occurs at shallow depth. The Cwmdwr stream water has a higher total hardness than any other water in the area (140—160 ppm) and indicates a less integrated flow path.

It has been found however, that the swallet water does differ from the percolation water in one important aspect; high quantities of organic material are picked up by the stream as it passes through the marshy area before sinking, and this appears to contribute to a large extent to limestone solution. Bray (1972) has found a direct relationship between aggressiveness and oxidisable organic content of the water and a series of tests carried out in extreme drought when the amount of percolation addition to the stream was very low found that the hardness gain per unit amount of organic matter lost was constant throughout the length of the streamway (Bray and O'Reilly [1973]). The implications of this are that the organic matter content of the swallet water, in being oxidised, imparts to the water additional solutional capability, so that limestone solution continues to occur to a greater extent than that indicated by the initial aggressiveness.

THE GENERAL RELATION BETWEEN CAVE AND SURFACE

Physiographically the Coalfield plateau is a southern extension of the High Plateau and Middle Peneplain of Central Wales (Brown [1960]). During Tertiary times the proto-Tawe flowed south-eastwards across the area and the remnants of the erosion surfaces already mentioned probably date to those times. Fluctuations of sea level associated with the Pleistocene caused a great deal of alteration to the drainage pattern of the area and as the Tawe cut back, its course gradually became adapted to the Swansea Valley Disturbance. The old plateaux became heavily dissected, and the caves which had been formed were progressively exposed.

The following detailed stages can be traced in the development of the Ogof Ffynnon Ddu system:

a) The first major stage is the development of shallow phreatic tubes approximately 8 m in diameter carrying water westwards towards the proto-Tawe. This cave was essentially linear in character although subsequent tributary tubes also developed draining the limestone up-dip of the main drainage channel. The cave appears to have been graded to about 400 m (fig. 5), possibly correlating it with the erosion surfaces found at that elevation in the region.

b) There was subsequent lowering of the local base level causing progressive exposure of the existing cave and uniclinal migration down-dip of the main drainage channel. This was accompanied by extensive vadose modification of the older cave. The new one seems to have been graded to about 300 m which

relates it to the terraces at that level already mentioned (fig. 5).

c) During the period of rejuvenation associated with the structural adaptation of the Tawe, the cave became progressively more exposed and modified. There may have been a period of further stand-still at about 250 m (fig. 5).

d) During interglacial and post-glacial times large quantities of clastic material were introduced into the cave and erosion of this is still in progress. Only relatively minor alterations have occurred since then. Throughout the latter three stages enlargement by breakdown has accompanied vadose modification producing the intricate three dimensional network of passages and chambers known today.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Ogof Ffynnon Ddu system has developed in gently dipping limestone on the fringe of a structurally complicated belt of faulting and folding traversing the South Wales coalfield.

The system is a complex of passages at different levels some of which possibly date back to mid-Tertiary times, and at least two major stages of rejuvenation have been recognised. Almost all passages show initial development as shallow phreatic bedding plane tubes which were later modified to canyons by vadose streams, the present day stream passage being the example par excellence. Further modification has occurred in the form of cavern breakdown; infilling has taken place possibly during glacial times.

A study of current solution processes in the area shows that there appears to be little difference in the flow patterns of percolation and swallet water, though the two may be quite dissimilar chemically.

REFERENCES

- BRAY, L. G. (1972). "Preliminary oxidation studies on some cave waters from South Wales". *Trans. C.R.G.* 14, (2), 59–66.
- BRAY, L. G. and O'REILLY, P. M. (1973). *Trans. C.R.G.* (in press).
- BROWN, E. H. (1960). "The Relief and Drainage of Wales". Cardiff Univ. Press Wales.
- EDE, D. P. (1972). "An investigation into some factors influencing the variation in hardness of streams and springs on limestone with particular reference to South Wales". Unpublished Ph. D. Thesis. Univ. of Wales.
- O'REILLY, P. M., O'REILLY, S. E. and FAIRBAIRN, C. M. (1969). "Ogof Ffynnon Ddu". South Wales Caving Club, Penwyllt.
- THOMAS, T. M. (1954). "Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield". *Geog. Journ.* 120, 468–475.
- WEAVER, J. D. (1971). "The Swansea Valley Disturbance". Unpublished Ph.D. thesis, Univ. of Wales.
- WILLIAMS, V. H. (1960). "Geomorphology of Upper Tawe". Unpublished B.Sc. thesis, Univ. of Wales.
- (1963). "A study of solution processes and phenomena in limestone with special reference to the North Avonian outcrop of the South Wales Syncline". Unpublished Ph.D. thesis, Univ. of Wales.

ERGEBNISSE DER UNTERSUCHUNGEN DES LÄNGSTEN HÖHLENSYSTEMS IN DER TSCHECHISCHEN SOZIALISTISCHEN REPUBLIK

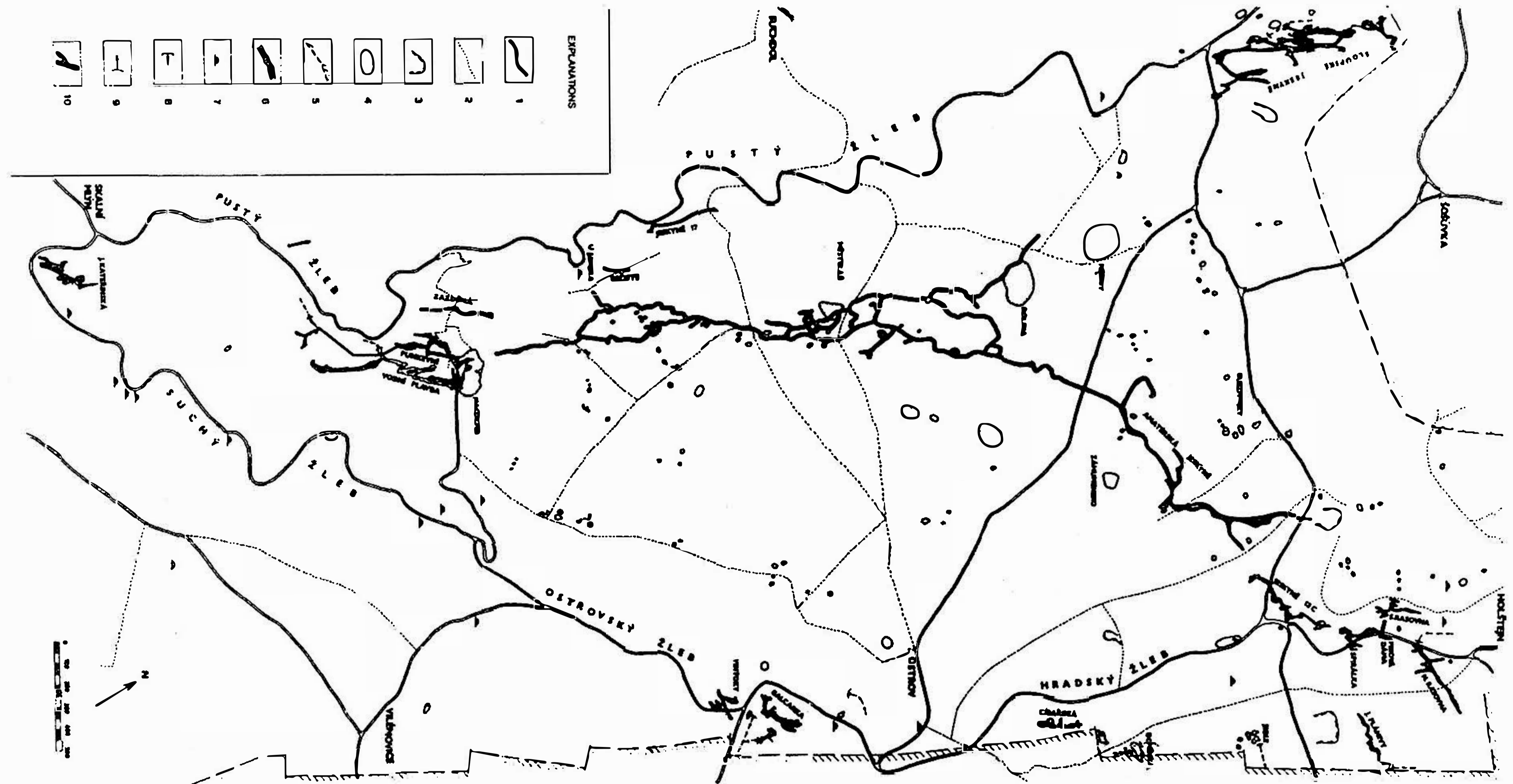
Píše Jan, Příbyl Jan, Štelcl Otakar, Vlček Vladimír
Geographisches Institut d. ČSAV, Brno, ČSSR

Der Mährische Karst stellt das größte und bedeutendste Karstgebiet der Tschechischen Sozialistischen Republik dar. Seine mächtigen Schichtenfolgen devonischer Kalksteine ermöglichen eine vollkommene Entwicklung der Karstformen, die von zahlreichen Spezialisten verschiedenster wissenschaftlicher Disziplinen studiert wurden. Auf dem Gebiet des Mährischen Karstes haben sich die Meinungen über die Karstgeomorphologie gestaltet und es haben sich hier die Grundlagen der tschechischen Speläologie gebildet. In der Gegenwart stellt dieses Gebiet eine der klassischen Karstlokalitäten in Mitteleuropa dar.

Vom speläologischen Gesichtspunkt war das Interesse der Spezialisten auf die Entdeckung des auf den unterirdischen Fluß Punkva gebundenen Höhlensystems konzentriert. Mehr als 300 Jahre hat sich der Mensch bemüht in diese Höhlen, die durch tiefe und gefährliche Siphons, mächtige Akkumulationen von Höhlenablagerungen und labilen Schutt gesperrt sind, durchzudringen. Erst die letzten Jahre haben angestrebten Erfolg gebracht. Es ist nötig an dieser Stelle allen denjenigen zu danken, die sich opferwillig an den oft schwierigen und gefährlichen Untersuchungen beteiligt haben, vor allem jedoch denjenigen, die bereit waren ihr Leben im Interesse der Entdeckungen zu opfern.

Die unterirdische Punkva entwässert den Nordteil des Mährischen Karstes und das anliegende karstlose aus unterkarbonischen Gesteinen gebaute Gebiet. Die oberflächlichen Wasserläufe dringen, nachdem sie die Kalksteine erreicht haben durch zahlreiche Schlucklöcher am Kontakt der Kalksteine mit Nichtkarbonatgesteinen, sind typische Blindtäler entstanden. Die Hauptnebenflüsse der Punkva, d. h. der Bach Sloupský potok sinkt in die Unterwelt durch die Höhlen Sloupsko-šošůvské jeskyně und der Bach Bílá voda durch die Höhlen Stará und Nová Rasovna bei Holštejn. Kleinere Nebenflüsse dringen dann durch einige Schlucklöcher längs des Ostrandes der Kalksteine in die unterirdischen Räume durch. Nach einem 4–5 km langen Weg in der Unterwelt (in gerader Richtung) erscheinen diese Gewässer auf dem Grund der Schlucht Macocha bereits verbunden zu einem mit dem Namen Punkva bezeichneten Wasserlauf. Aus dem Boden der Schlucht fließen sie dann durch einen Teil der Höhlen Punkevní jeskyně (cca 800 m Länge), der zur Oberfläche in einen mächtigen Canyon Pustý žleb austritt.

Die ältesten schriftlichen Berichte über die unterirdische Punkva stammen aus dem 17. Jahrhundert. Anfangs des 18. Jahrhunderts wurden bereits die



Enclosure 1. Erläuterungen zur Karte des neuen Höhlensystems auf dem unterirdischen Fluß Punkva im Mährischen Karst. 1 — Strassen, 2 — Wege, 3 — Steinbrüche, 4 — Schlucklöcher, Dolinen, 5 — Kalksteingrenze, 6 — bekannte Höhlen, 7 — Höhleneingänge, 8 — Ponore, 9 — Karstquellen, 10 — Neues Höhlensystem (Stand März 1973).

ersten Abstiege in die Macocha Schlucht realisiert, die auch die ersten konkreten Angaben über die unterirdische Punkva brachten. Fast um 50 Jahre später hat man mit den Untersuchungen der Höhlen in den Ponorgebieten in Sloup und Holštejn begonnen. Wissenschaftliche und systematische Forschungen wurden jedoch erst anfangs des 20. Jahrhunderts realisiert, und sie hängen unmittelbar mit dem Namen K. Absolon zusammen. Dieser Forscher hat in den Jahren 1909—1914 nach und nach den trockensten Teil der Höhlen Punkevní jeskyně entdeckt und ist auf den Boden der Schlucht Macocha durchgedrungen. Im Jahre 1918 hat er mit den Untersuchungen der unterirdischen Punkva von ihrem Ausfluß in das Tal Pustý žleb in der Richtung zur Schlucht Macocha begonnen. Diese Erforschungen wurden erfolgreich im Jahre 1933 durch die Öffnung der Höhlen für die Öffentlichkeit beendet. Im nachfolgenden Zeitabschnitt hat er sich bemüht aus der Schlucht Macocha in die Höhlen durchzudringen, die stromaufwärts der Punkva in der Richtung zu den Schlucklöchern in Sloup und Holštejn situiert sind. In diesem Raum hat er viel größere Höhlen vorausgesetzt, als diejenigen, die bisher entdeckt wurden. Er hat sich bemüht in dieses Höhlensystem auf alle möglichen Weisen durchzudringen. Mit Hilfe der Taucher, durch Schöpfen von Wasser aus den tiefen den Zugang in die Höhlen sperrenden Schlucklöchern und schließlich auch durch Ausschachten von der Oberfläche. Trotz der großen Mühe haben die Untersuchungen nicht das gesteckte Ziel erreicht.

Nach dem Jahre 1945 kam es in der speläologischen Forschung zu grundsätzlichen Änderungen. Es ist eine Reihe freiwilliger speläologischer Organisationen entstanden, deren Mitglieder zahlreiche bedeutende Erfolge erreicht haben. Besondere Aufmerksamkeit wurde den an die unterirdische Punkva und den Bach Bílá voda gebundenen Höhlen im Abschnitt zwischen der Schlucht Macocha und dem Ponorgebiet bei Holštejn gewidmet. Im Laufe einer verhältnismäßig kurzen Zeit haben sie einige entweder direkt oder indirekt mit der unterirdischen Punkva zusammenhängende Höhlen entdeckt.

Im Jahre 1958 wurde rund 150 m südlich der Höhle Stará Rasovna die Höhle Spirálová entdeckt, durch die das Flutwasser des Baches Bílá voda fließt (M. Kala, E. Coufalík). In den Jahren 1962—1964 wurde zum erstenmal der aktive unterirdische Lauf der Bílá voda in der Höhle „13 C“ erreicht (L. Slezák). In den Jahren 1968—1969 wurde die Höhle Piková dáma entdeckt, die rund 80 m von den Schlucklöchern in Stará Rasovna entfernt ist und periodisch vom Bach Bílá voda durchflossen wird.

In den Jahren 1964—1966 hat das Geographische Institut der Tschechoslowakischen Akademie in Brno, in Zusammenarbeit mit dem Institut der angewandten Geophysik in Brno, im Nordteil des Mährischen Karstes umfangreiche geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Eines der Hauptziele dieser Forschung war die Ermittlung des Verlaufes der unterirdischen Karstwasserläufe und Höhlen. Die auf Grund geophysikalischer Messungen südlich Sloup situierte Beglaubigungsbohrung ist in der Tiefe von 120 bis 125 m in den unterirdischen Bach Sloupský potok oder seine Nähe durchgedrungen. Der in die

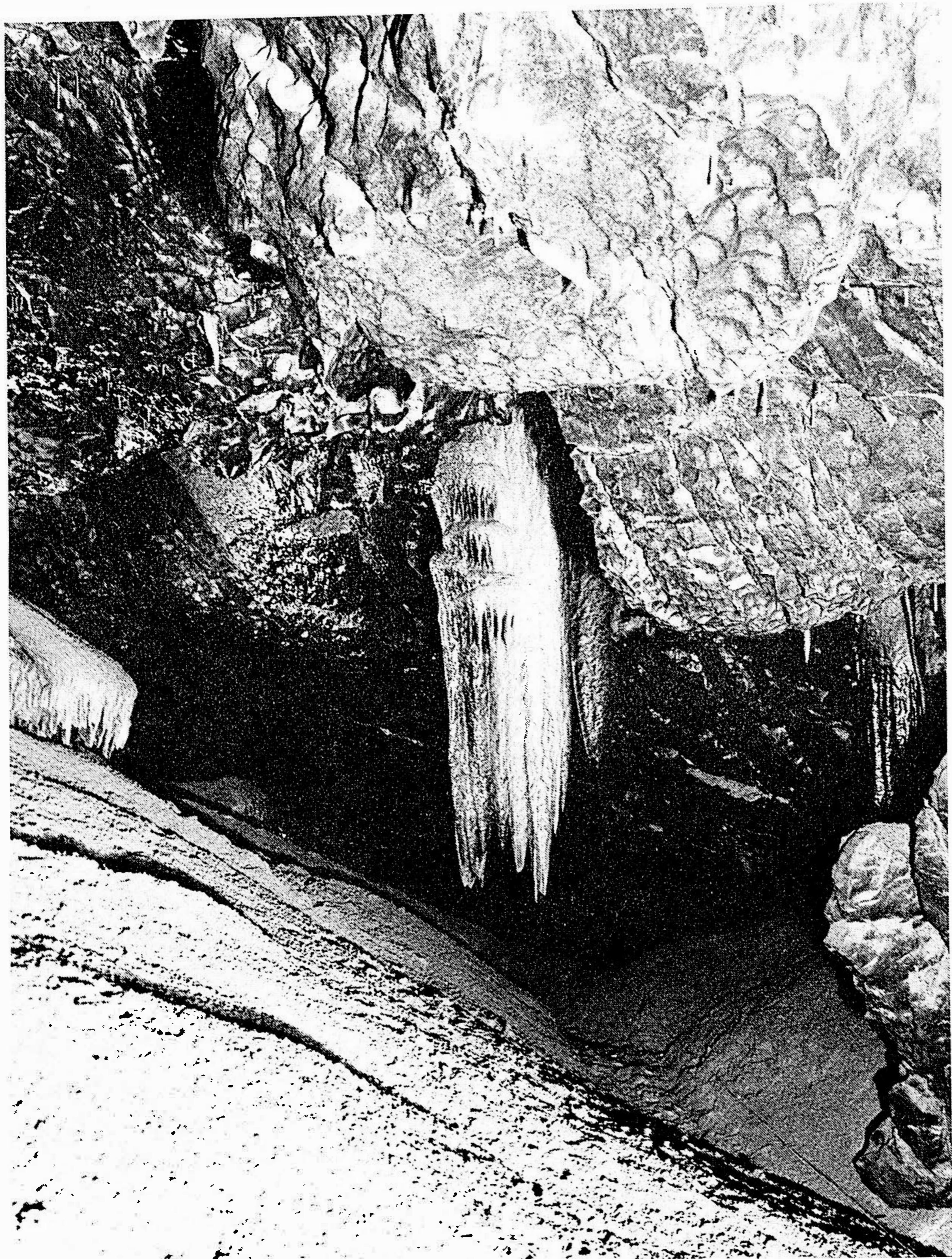


Abb. 1. Charakteristisches Höhlenprofil im W-Macochagang. Foto J. Kepřt.

Bohrung eingelegte Farbstoff ist in kurzer Zeit in wesentlicher Konzentration auf dem Boden der Schlucht Macocha erschienen. Dadurch wurde zum erstenmal der unterirdische Sloupský potok im Raum zwischen der Schlucht Macocha und den Ponorhöhlen Sloupsko-šořůvské jeskyně erreicht (O. Štelcl, V. Hařek).

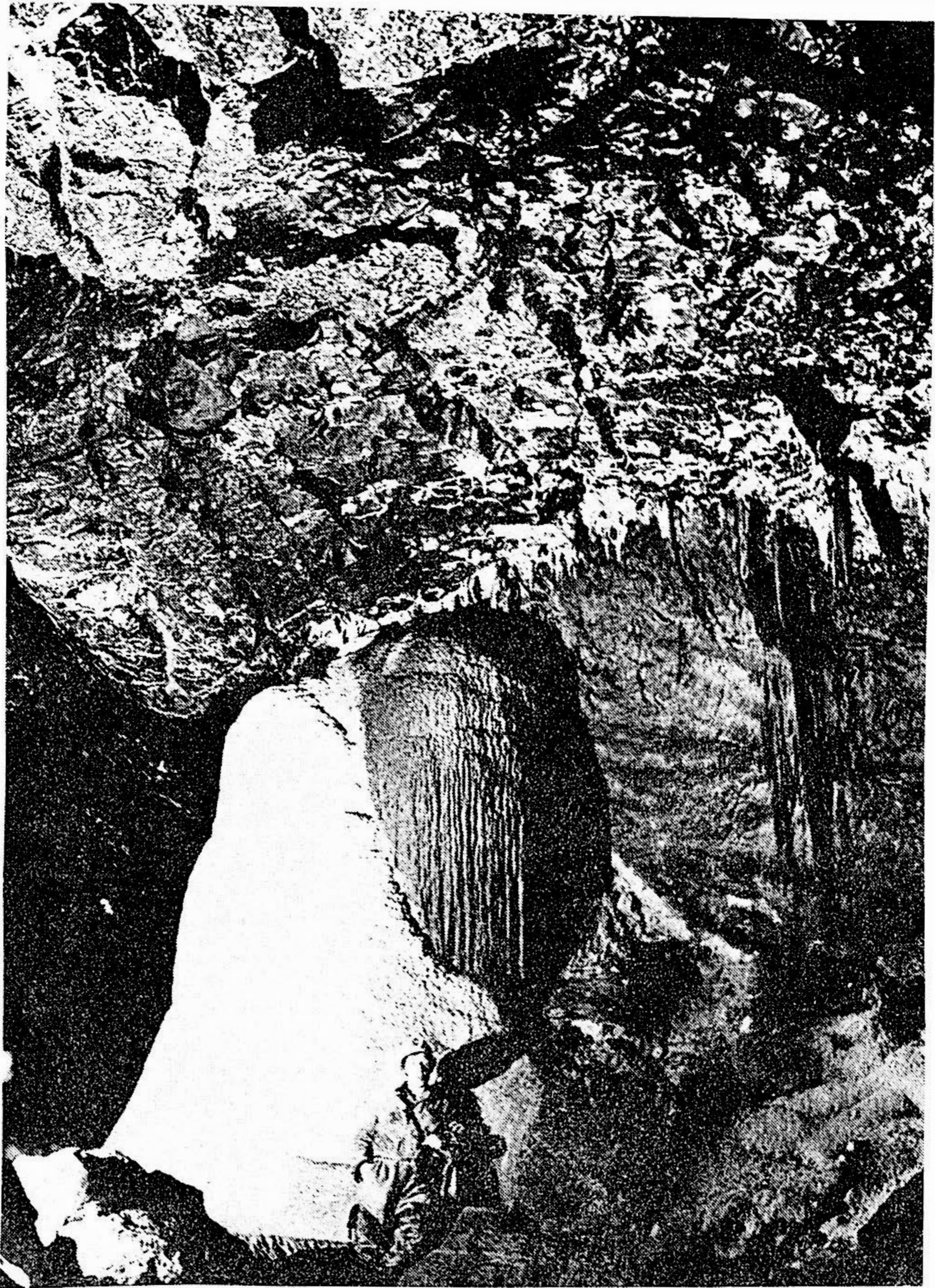


Abb. 2. Typische Sinterkuppe im Macochagang. Foto J. Přibyl.

Bei der Erforschung der unterirdischen Punkva wurden die größten Erfolge von der von M. Šlechta geleiteten Arbeitsgruppe des Speläologischen Klubs Brno erreicht. Im Jänner 1969 ist sie durch das Schluckloch, gennant Cigánský závrt, in die Tiefe von 110 m durchdrungen und hat eine große vom Bach Bílá voda durchflossene Höhle entdeckt. Die Höhle erhielt später den Namen Amatérská jeskyně (M. Šlechta). Kurz nach der Entdeckung hat das Geographische Institut in der Amatérská jeskyně auf dem unterirdischen Bach Bílá voda eine hydrologische Station installiert, deren Betrieb von M. Šlechta gesichert war. Nach der Feststellung, daß diese Höhle im Niveau des aktiven Wasserlaufes von beiden Seiten durch undurchlässige Siphone geschlossen ist, hat sich die Aufmerksamkeit der Forscher auf das höhere — das Hochwasser-

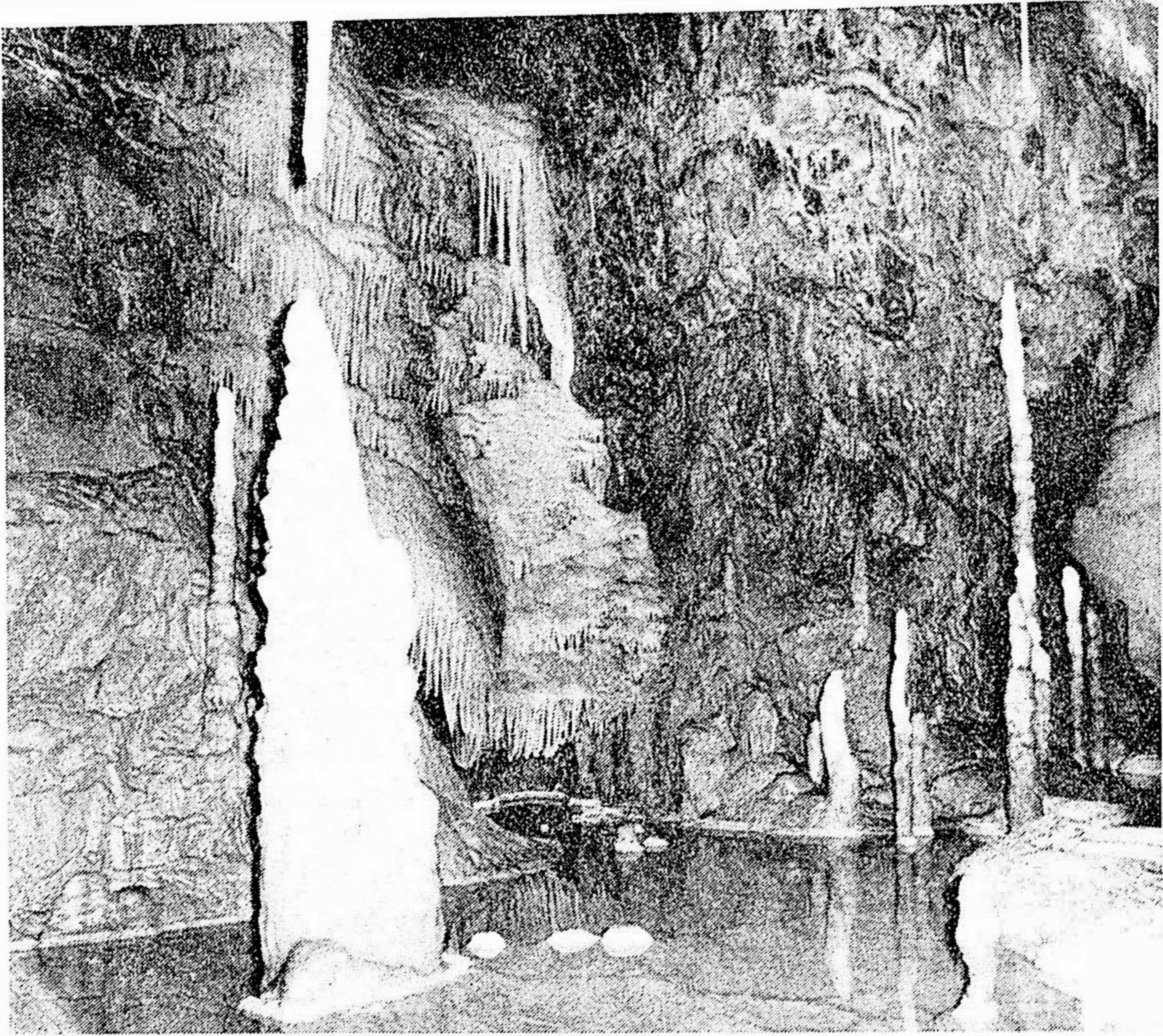


Abb. 3. Sinterseen und Tropfsteine beim neuen Eingang. Foto J. Kepřt.

niveau — konzentriert. Es wurde ein ebenfalls mit einem Siphon endender Gang entdeckt. M. Šlechta und M. Beníšek ist es am 9. August 1969 und eine Woche später mit M. Vojanec gelungen (mit Anwendung der Tauchermethode) durch den Siphon durchzudringen und hinter den Siphon in die nachfolgenden Höhlen zu gelangen. Mit Rücksicht auf gewisse Komplikationen wurden die Untersuchungen hinter dem Siphon erst um ein Jahr später fortgesetzt. Am 29. August 1970 sind M. Šlechta und Ing. M. Zahradníček durch den Siphon geschwommen mit dem Ziel die Rekognoszierung der Höhlen hinter dem Siphon durchzuführen. Kurz nach ihrem Abstieg in die Höhle wurde der ganze Nordteil des Mährischen Karstes von einem außerordentlich starken gewitter betroffen. Eine mächtige Hochflutwelle hat die Forscher in den verhältnismäßig niedrigen Gängen unmittelbar hinter dem Siphon überschwemmt und sie konnten dem Tod nicht mehr entrinnen.

Nach diesem tragischen Ereignis, dem zwei Menschenleben zum Opfer fielen, hat die weiteren Forschungsarbeiten das Geographische Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften in Brno übernommen. Nach Auswertung der Angaben der hydrologischen Station in der Höhle Amatéřská jeskyně sind die Forscher zur Ansicht gelangt, daß man den See des Hochflutsiphons auspumpen könnte. Nach einer komplizierten und anspruchs-

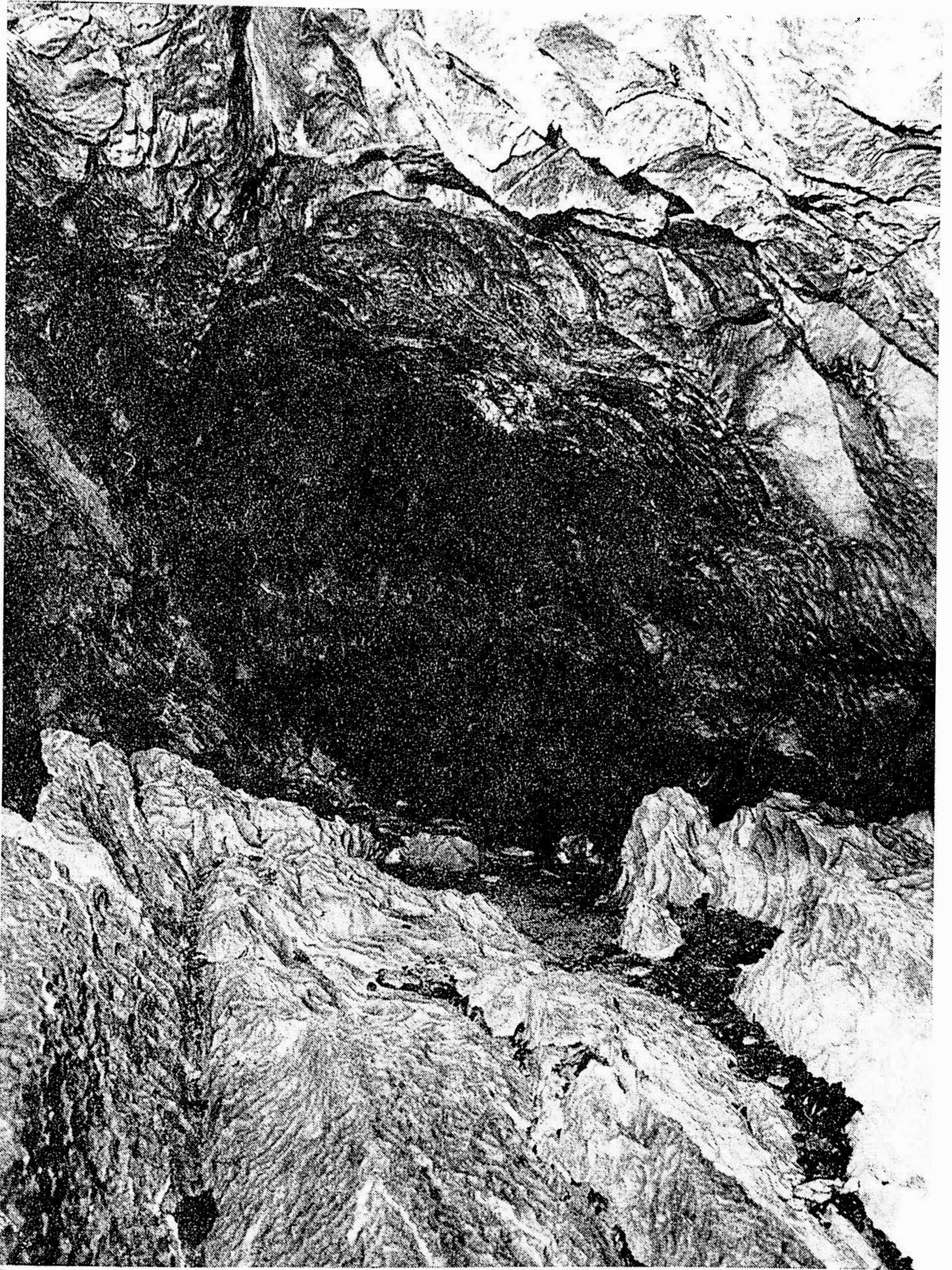


Abb. 4. Punkva Fluß Siphon — unterirdische Estavelle. Foto J. Keprt.

vollen Installierung der nötigen Anlagen wurden im Laufe des Monates Dezember 1971 und der ersten Hälfte des Monates Jänner 1972 Versuchsschöpfungen durchgeführt. Nach erfolgreichen Versuchen wurde der Siphon am 19. Jänner 1972 zum erstenmal vollständig ausgepumpt, wodurch der Zugang in die

angeschlossenen Höhlen freigelegt wurde. Die Forscher konnten durch den Siphon trockenen Fußes, ohne Gefahr, gehen.

Mit Rücksicht darauf, daß die Untersuchungen bei künstlich gesenktem Wasserspiegel und in den von einem unterirdischen Wasserlauf durchflossenen Höhlen verliefen, war es in erster Reihe nötig die Frage der Sicherheit zu lösen. Es wurde ein klimatologischer Vorhersagedienst mit Verbindung an das hydro-meteorologische Staatsnetz, und ein hydrologischer Dienst errichtet, der einerseits die Wasserbewegung in den oberflächlichen Flußbetten im Flußgebiet außerhalb des Karstes und andererseits die Wasserstände an den unterirdischen Läufen beobachtete. Mit den Forschungsgruppen in den Höhlen wurde eine ständige telephonische Verbindung aufrechterhalten, für den Fall einer Störung war ein Fußverbindungsdienst vorbereitet. Weiter waren energetische Ersatzanlagen, Pumpen, Verkehrsmittel, ärztliche Hilfe und eine Bergungsgruppe gesichert.

Im Laufe des Jahres 1972 wurden 16 Exkursion hinter den Hochwassersiphon veranstaltet. Während mancher Exkursionen arbeiten die Forscher Untertag ohne Untersuchung mehr als 26 Stunden. Es wurden sukzessiv 10,5 km Höhlen in den Hauptrichtungen untersucht. Zahlreiche Nebengänge wurden bisher nicht vermessen. Neben den Forschern des Geographischen Instituts der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften in Brno nahm an den Untersuchungen eine größere Anzahl von Amateur-Speläologen, die Mitarbeiter des Unternehmens Moravský kras in Blansko, des Mährischen Museums in Brno und andere teil.

Die Höhlen hinter dem Hochflutsiphon verlaufen in zwei Hauptrichtungen. Einerseits ist es der sog. Macocha-Zweig, in SW Richtung, der in die Nähe der Schlucht Macocha reicht. In einer Entfernung von rund 3,5 km vom Hochflutsiphon biegt vom Hauptgang der sog. Westteil des Macocha-Ganges ab. Nach cca 750 m verbinden sich beide Gänge wieder und führen in der Richtung zur Schlucht Macocha. In einer Entfernung von 100—130 m von der Macocha Schlucht (in Abhängigkeit vom Wasserstand) vertieft sich die Decke des Ganges langsam unter den Wasserspiegel. Die Gänge bilden wahrscheinlich einen mächtigen Siphon, der den äußersten bekannten Höhlenteil von der Schlucht trennt. Dieser schwierige Abschnitt wurde noch nicht untersucht. Die Höhlen des Macocha-Zweiges haben den Charakter mächtiger, stark erodierter Gänge, die durch eine Reihe riesiger Dome mit einer sehr reichen und interessanten Tropfsteindekoration führen. Charakteristisch sind besonders die mächtigen Sinterkuppen, die im Durchmesser bis 10 m erreichen und 6 m hoch sind und asymmetrische Stalaktite. Die Gesamtlänge des Macocha-Zweiges beträgt in der Hauptrichtung rund 5000 m.

Ungefähr in einem Drittel des Macocha-Zweiges biegt in der Richtung nach NW der sog. Sloup-Zweig ab. Er besteht aus einem Gang mit 4 kleinen Seen und einem Dom mit einer reichen Tropfsteindekoration. Nach 850 m mündet der Gang in einen flachen Dom mit kanalartigen Abzweigungen, von denen eine zu einer kleinen Schlucht mit dem aktiven Lauf des Baches Sloupský

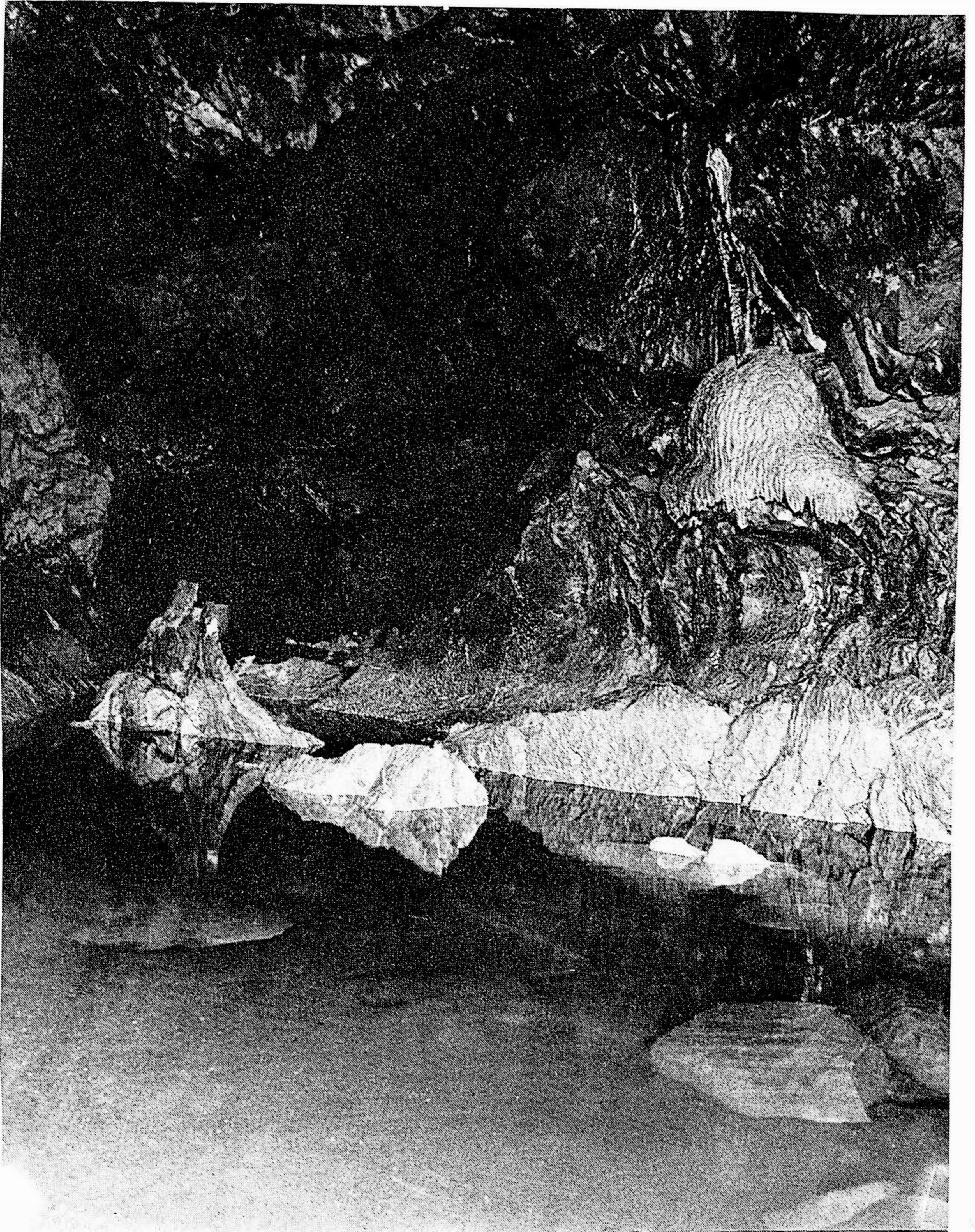


Abb. 5. Niedrigwasserstand am unterirdischen Punkva Fluß. Foto J. Keprt.

potok führt.

Die Höhlen sind in zwei Höhenniveaus entwickelt; die stromabwärts divergieren. Sie sind durch mächtige Brunnen und Schlotte verbunden, die vor der Schlucht Macocha eine Tiefe von rund 15 m erreichen. Das niedrigere

Niveau wird ständig von unterirdischen Wasserläufen durchflossen. Es ist nicht in seiner ganzen Länge durchgänglich, verhältnismäßig lange Abschnitte sind durch Siphons gesperrt. Deshalb konnte auch nicht der Zusammenfluß der Bílá voda und des Baches Sloupský potok, d. h. der Beginn der unterirdischen Punkva, ermittelt werden. Das aus mächtigen Gängen und Domen bestehende obere Niveau ist stark verlehmt und verschottert. Während hoher Wasserstände wird es teils von den durch tiefe Brunnen und Schlote aus dem unteren Niveau zufließenden Wässern überflutet. Nach Sinken des Hochflutwassers fließen durch diese Kommunikationen die gestauten Gewässer wieder ab. Vom hydrologischen Gesichtspunkt handelt es sich um eine den Estavellen ähnelnde Erscheinung. Bei zeitweisen Überflutungen werden die Höhlenablagerungen aus der Umgebung dieser Estavellen wegtransportiert, wodurch es zu einer lokalen Senkung des Niveaus kommt.

Nach Beendigung der ersten Forschungsetappe wurden die Höhlen in den Hauptrichtungen mit einem Kompaß vermessen. Der schwierige Zutritt in die Höhlen hat eine genauere geodätische Vermessung verhindert. Zwecks Ver- genauigung des Verlaufes des ganzen Höhlensystems wurden auf einem Polygon Punkte abgesteckt, an diesen elektromagnetische Feuer installiert und von der Oberfläche vermessen. Die Tiefenmessungen (in 130 m) wurden mit einer Genauigkeit von $\pm 5\%$ von Dr. L. Hrdlička aus dem Bergbauinstitut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften in Praha durchgeführt. Nach Durchführung entsprechender Korrekturen wurde festgestellt, daß sich der Westteil des Macocha-Korridors bis auf 110 m dem Osthang des Tales Pustý žleb nähert und rund 10 m unter seinem Boden verläuft. Diese Stelle hat sich direkt angeboten zur Öffnung eines neuen Einganges in horizontaler Richtung, der einen sicheren und leichten Zutritt in das ganze Höhlensystem während beliebiger hydrologischer Situation und dadurch auch die Beendigung der Forschungsarbeiten ermöglichen würde.

Nach der genauen Lokalisierung des Westteiles des Macocha-Korridors im Bezug zur Oberfläche mittels undestruktiver geophysikalischer Methoden, haben die Mitarbeiter des Geographischen Instituts einen Stollen abgesteckt, der einen bequemen Zutritt in die Höhlen ermöglichen würde. Ende Juli 1973 wurde erfolgreich der erste 67 m lange Abschnitt des Stollens beendet, der die Richtigkeit der geophysikalischen Messungen bestätigt hat.

Nach Fertigstellung des Stollens werden sich die Höhlen vorübergehend in ein unterirdisches Laboratorium verwandeln, in dem Forschungen aus einer Reihe von wissenschaftlichen Disziplinen durchgeführt werden. Dem ausgearbeiteten Projekt nach sollten die Forschungsarbeiten und die komplexe wissenschaftliche Auswertung der Höhlen bis Ende 1975 beendet werden. Die Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten werden entscheiden, ob die Höhlen für die Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden. Im positiven Fall kann man damit rechnen, daß die ersten Besucher die unterirdischen Höhlenräume im Jahre 1980 bewundern werden.

Es kann festgestellt werden, daß die erfolgreiche Überwindung des Hoch-

flutsiphons zur Entdeckung des umfangreichsten Höhlensystems in der Tschechischen Sozialistischen Republik führte. Bereits heute erreicht es nur in den Hauptrichtungen eine Länge von mehr als 10 km. Nach Beendigung der Forschungsarbeiten und nach der Verbindung mit den anliegenden Höhlen, wird sich dieses System zu den längsten Höhlensystemen Europas reihen. Das Höhlensystem wird umfangreiche Forschungen einer Reihe den Karst betreffenden wissenschaftlicher Disziplinen ermöglichen. Erfahrungen des Organisationscharakters führen zur Vervollkommnung der Forschungsmethoden der auf aktive Wasserläufe gebundenen großen Höhlensysteme und besonders der Sicherheitsmaßnahmen bei derartigen Forschungen. Das untersuchte System ermöglicht noch weitere Entdeckungen, deren wissenschaftliche Auswertung auf eine außergewöhnliche Weise die kulturellen Schätze unserer sozialistischen Republik bereichern wird.

PROBLEME BEI DER DEFINIERUNG DES BEGRIFFES „STATISCHE HÖHLE“

Ladislav Rajman, Štefan Roda
Rožňava, ČSSR

Durch die Entwicklung der Speläologie zur wissenschaftlichen Forschungsdisziplin, tritt immer häufiger das Problem der Präzisierung einiger Fachbegriffe, insbesondere aus dem Bereich der angewandten Wissenschaften in den Vordergrund. Betrachten wir z. B. die Frage der Bestimmung des Klimacharakters horizontaler Höhlen. Während für den Gebrauch der speläologischen Dokumentierung allgemeine, oft subjektive Werte über das Mikroklima hinlangten, fordert die angewandte Speläologie, wie z. B. die Speläotherapie und Speläomedizin überhaupt, eine genaue Spezifizierung der Angaben.

Nach der allgemein gebräuchlichen sog. Gresselschen Klassifizierung unterscheiden wir statische, dynamische und stato-dynamische Höhlen. Schlecht hin heißt es, daß als statische Höhle eine solche zu bezeichnen ist, in welcher keine Luftbewegung stattfindet. Bei langfristigen mikroklimatischen Beobachtungen in einigen Höhlen des Slowakischen Karstes, die Zwecks Auswahl von Objekten für speläotherapeutische Ziele angestellt wurden, konnten wir feststellen, daß auch in als statisch klassifizierten Höhlen Luftströmungen bestimmter Richtungen als Folge einer Zirkulation innerhalb der einzelnen Luftschichten feststellbar sind. Infolge vertikaler, durch die Höhe der Gänge bedingter Temperaturgefälle, entstehen auch in horizontalen statischen Höhlen bestimmte konvektive Strömungen, die sich unter statischen Bedingungen der Wetterführung in Form einer internen Luftzirkulation auswirken, welche wir als „geschlossene Zirkulation“ bezeichnet haben. Es ist zu bemerken, daß bei der bekannten Beschaffenheit der Höhlengesteine auch ein bestimmter minimaler Luftaustausch zwischen der äußeren Atmosphäre und der Höhlenluft durch tektonisch gegebene vertikale Kommunikationen nachweisbar ist. Es leuchtet also ein, daß ein im wahren Sinne des Wortes objektiv statischer Höhlenraum überhaupt nicht existiert. Die Ursachen, von denen diese Tatsache abhängig ist, sind verschieden und weitgenug bekannt, so daß es sich erübrigt hier auf diese Frage näher einzugehen. Wir können also konstatieren, daß es allein durch Messen der Richtung und Geschwindigkeit der bestehenden Luftströmung nicht möglich ist, den wirklichen Klimacharakter einer Höhle oder ihrer Gänge zu bestimmen. Anhand unserer Experimente sind wir zu der Schlußfolgerung gekommen, daß ein statischer Charakter eines Objektes nur dann gegeben ist, wenn die vorherrschenden physikalischen Messwerte und chemischen Komponenten der Höhlenatmosphäre, wie Strömung, Temperatur, Feuchtigkeit und CO₂-Gehalt konstant sind. Um eine Höhle hinsichtlich ihres

ZMENY TEPLŔT PO ZAVEDENÍ DYNAMICKÉHO STAVU NA MERACÍCH BODOCH 1-6 GRAF Ě.1
 V ZAVISLOSTI NA ČASE
 ÄNDERUNGEN DER TEMPERATUR NACH EINLEITUNG DER DYNAMISCHEN ZUSTAND
 AN MÄSSPUNKTEN 1-6 IN ABHANG DER ZEIT

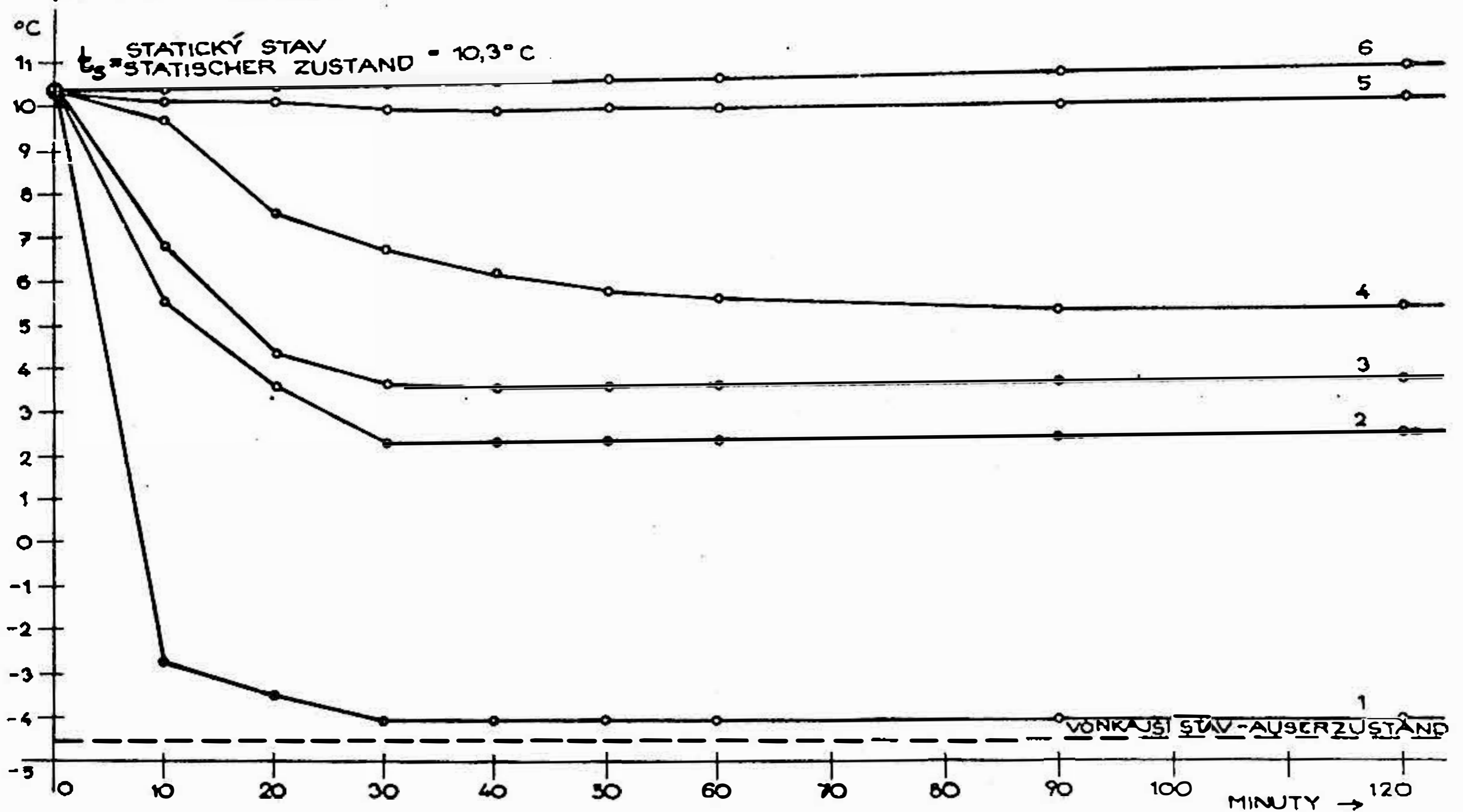


Abb. 1. Änderungen der Temperatur nach Einleitung der dynamischen Zustand an Mässpunkten 1–6 in Abhang der Zeit.

Mikroklimas als statisch bezeichnen zu können, bedarf es langfristiger Untersuchungen der angeführten Faktoren, mindestens jedoch über die Dauer eines Jahres, bei regelmäßigen wöchentlichen Intervallen.

Die Angaben über Temperatur und Luftfeuchtigkeit müssen unter den Bedingungen unserer Klimazone konstante, das ganze Jahr über die Klimawerte des betreffenden Karstgebietes kopierende Werte aufweisen, die keinen meteorologischen Veränderungen der Aussenatmosphäre unterliegen. In horizontalen statischen Höhlen stabilisieren sich diese Werte bereits in einer Entfernung von 50 m vom Eingang der Höhle und unterliegen im weiteren Verlauf nur noch vernachlässigbaren Abweichungen.

Die Luftströmung in der statischen Höhle darf lediglich die bereits genannte Zirkulationsform annehmen, verbunden mit einem minimalen Luftaustausch, dessen Umfang jedoch nicht die anderen untersuchten Faktoren beeinflussen darf. In statischen Höhlen besteht nie eine ausgerichtete Luftströmung im gesamten Profil des Ganges.

In statischen, hydrologisch aktiven Höhlen erreicht die CO_2 -Konzentration mindestens das Zehnfache des CO_2 -Gehalts in der Außenatmosphäre (0,03 %). Eine CO_2 -Konzentration in statischen Höhlen unterhalb des Grundwertes 0,3 % ist durch die Mutation hydrologischer Faktoren determiniert. In dynamischen Höhlen sinkt die CO_2 -Konzentration trotz der Aktivität des hydrologischen Regimes infolge des intensiven Luftaustausches zwischen der äußeren und der Höhlenatmosphäre.

ZMENY RELATÍVNEJ VLHKOSTI PO ZAVEDENÍ DYNAMIC-
KÉHO STAVU NA MERACÍCH BODOCH 1-6 V ZÁVIS-
LOSTI NA ČASE

ÄNDERUNGEN DER RELAT. LUFTFEUCHTIGKEIT NACH
EINLEITUNG DER DYNAMISCHEN ZUSTAND AN MÄSS-
PUNKTEN 1-6 IN ABHANG DER ZEIT

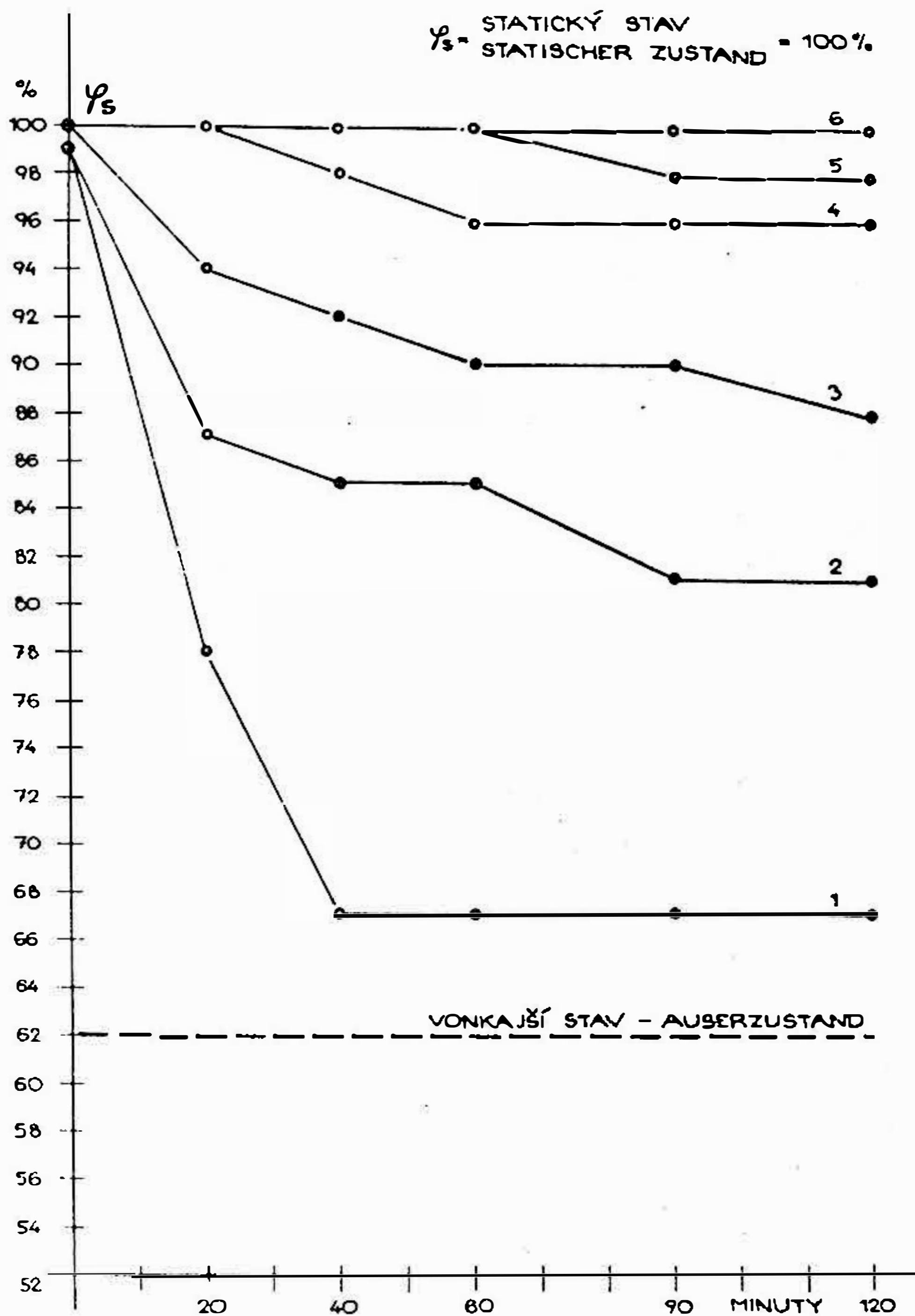


Abb. 2. Änderungen der relativen Luftfeuchtigkeit nach Einleitung der dynamischen Zustand an Mässpunkten 1–6 in Abhang der Zeit.

Günstigerweise hatten wir die Möglichkeit die obengenannten Ausführungen praktisch zu überprüfen, da wir über ein Objekt verfügten, in welchem wir durch Öffnen von Wassertüren an beiden Enden der Höhle in derselben ein dynamisches Mikroklima herbeiführen konnten. An dieser Lokalität haben wir eine Reihe von Messungen durchgeführt und möchten hier anhand eines markanten Beispiels unsere Hypothesen auch experimentell beweisen. Die untersuchte Höhle besteht aus einem etwa 800 m langen Hauptgang, der sich von der einen bis zur anderen Tür zieht, an welchen sich einige Nebengänge mit allgemein kleinem Mündungsprofil anschließen. Obwohl besonders der südwestliche Eingangsteil der Höhle labyrinthähnlich gestaltet ist, störte dieser Umstand unsere Messungen nicht, da der Hauptgang ziemlich geradlinig

ZMENY KONCENTRÁCIE CO₂ V OVZDUŠÍ JASKYNE PO ZAVEDENÍ DYNAMICKÉHO STAVU NA MERACÍCH BODOCH 3-5-6 V ZÁVISLOSTI NA ČASE
 KONZENTRATION VERÄNDERUNGEN DER CO₂ WERTEN IN DER HÖHLENLUFT NACH EINLEITUNG DER DYNAMISCHEN ZUSTAND AN MÄSSPUNKTEN 3-5-6 IN ABHANG DER ZEIT

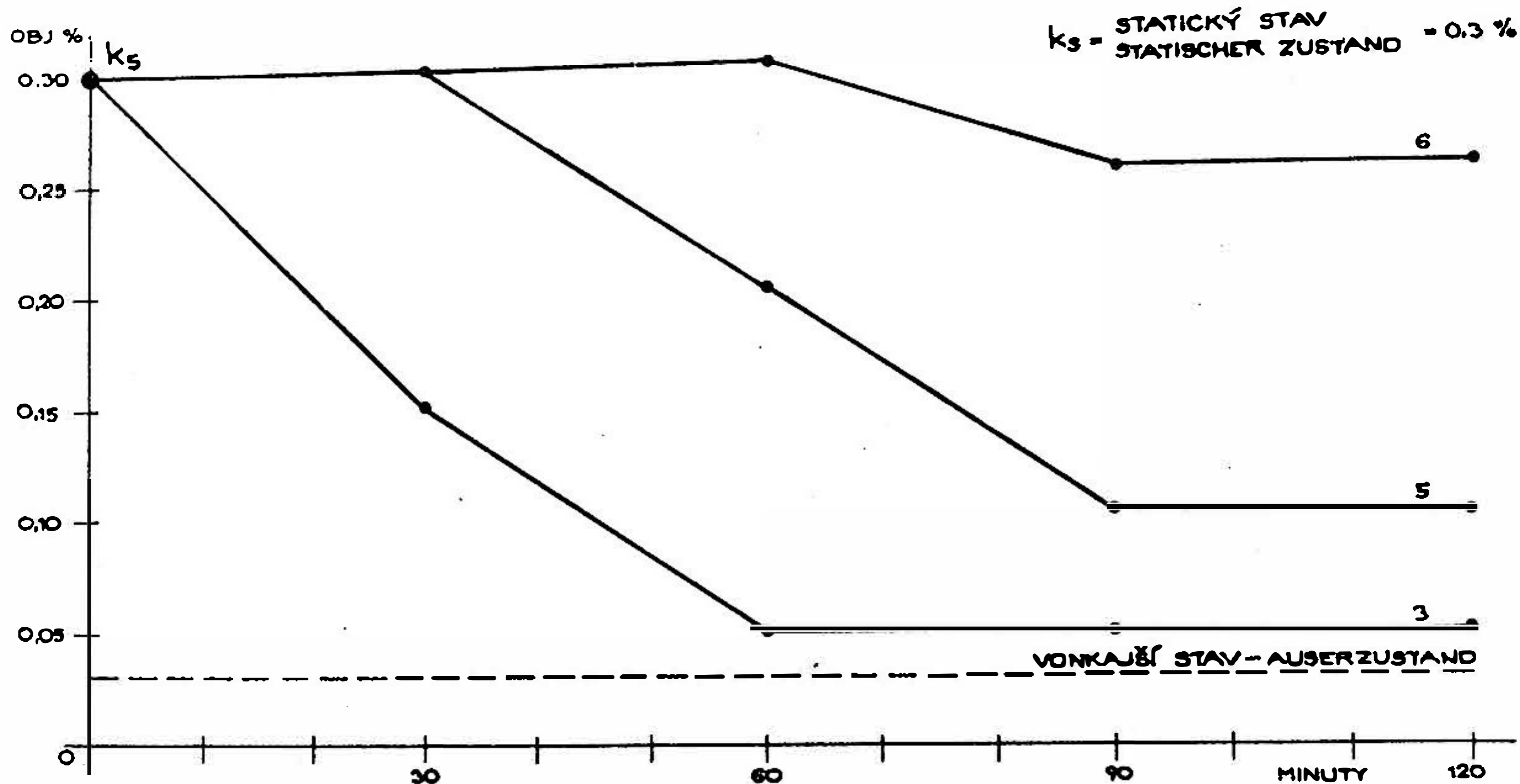


Abb. 3. Konzentration Veränderungen der CO₂-Werten in der Höhlenluft nach Einleitung der dynamischen Zustand an Mässpunkten 3 – 5 – 6 in Abhang der Zeit.

SMER A RÝCHLOSŤ PRÚDENIA VZDUCHU V POZDĽŽNOM REZE JASKYNE DOMICA

DIE RICHTUNG UND GESCHWINDIGKEIT DER LUFTBEWEGUNG IM LÄNGSSCHNITT DER HÖHLE DOMICA

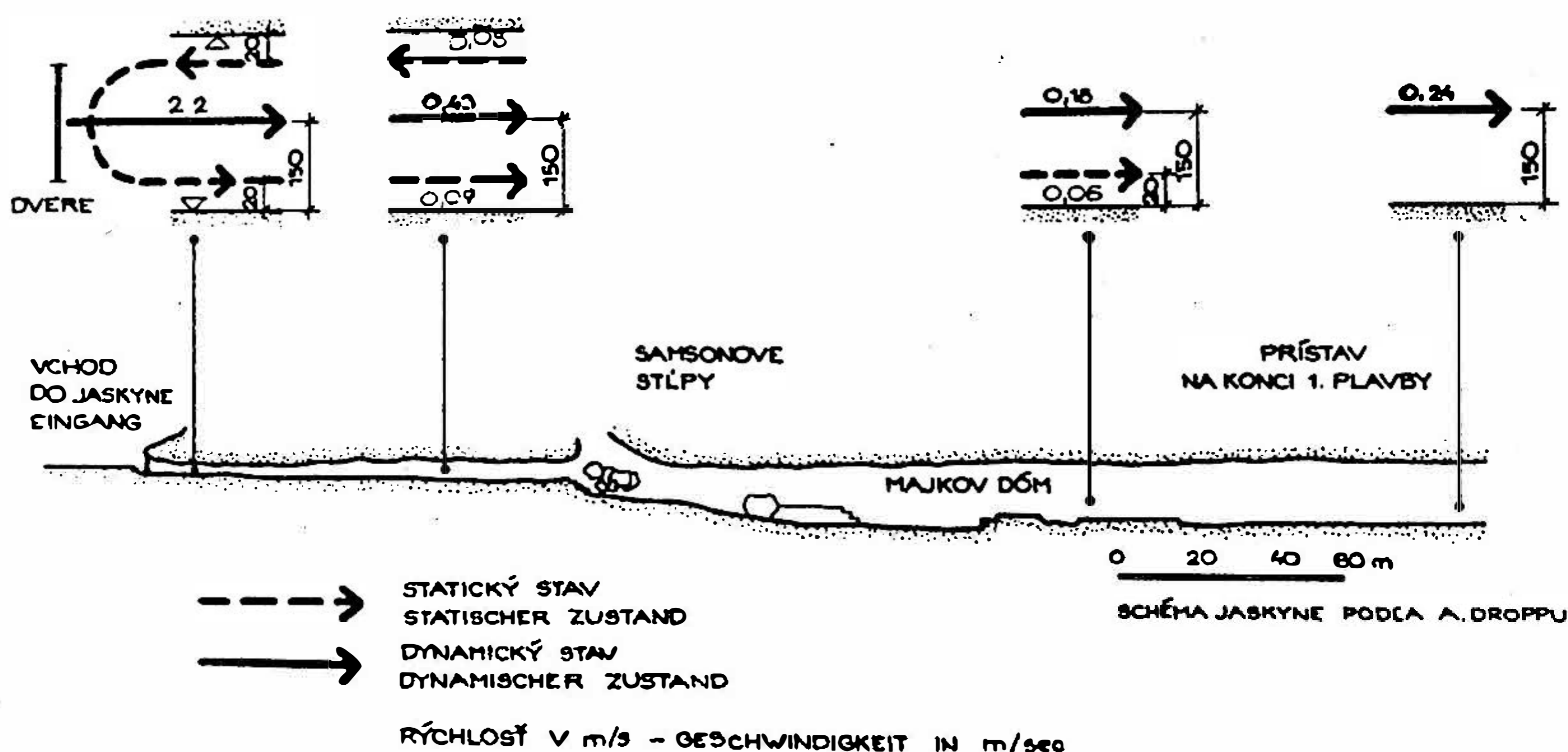


Abb. 4. Die Richtung und Geschwindigkeit der Luftbewegung im Längsschnitt der Höhle Domica.

verläuft und durch hohe Profile gebildet wird. Es sei bemerkt, daß die Höhle aufgrund langfristiger Messungen als statische Höhle klassifiziert wurde, deren mikroklimatische Messwerte im Rahmen normaler Schwankungen konstant sind. Der Anschaulichkeit wegen haben wir zu diesem Experiment eine Skizze des Längsschnittes des untersuchten Ganges angefertigt, in welcher neben der statischen Wetterführung auch die herbeigeführte dynamische Strömung eingezeichnet ist. Die Angaben über Temperatur und Luftfeuchtigkeit und über den prozentuellen CO₂-Gehalt befinden sich in Abb. 1, 2 und 3. Die Messwerte des statischen Mikroklimas sind überall deutlich gekennzeichnet. Die Feuchtigkeitswerte während des dynamischen Zustands sind als relativ anzusehen, da es die sich ständig ändernden Bedingungen während der Messungen unmöglich machten, das Gerät zu stabilisieren um absolute Werte zu gewinnen.

Summary

On the basis of experimental investigation the authors proved the possibility of more exact definition of the static cave concept. They stated that absolute static underground cavities do not exist. Due to changing vertical temperature gradients as well as other known properties a certain circulation may be stated in all cavities. This circulation is defined by the authors as closed one.

Static character of underground cavities must be determined by constant state of dominant physical properties and chemical components of underground atmosphere as circulation, moisture and CO₂ content.

Measurements carried out in one of caves give good evidence for this example. Owing to two entrances situated in both ends of an underground gallery with installed wind-doors was possible to determine microclimatic changes and chemical components in static as well as in dynamic state of atmosphere. The results are represented in longitudinal section of this gallery on fig. 1–3.

BEITRAG ZUR FORSCHUNG ÜBER DIE GENESIS VON PLASTISCHEN SINTERN IN EINIGEN HÖHLEN DER ČSSR

Štefan Roda, Ladislav Rajman
Rožňava, ČSSR

Im Rahmen der Forschungsaufgaben des Speläolaboratoriums des Slowakischen Karstmuseums bei der Höhle Gombasek haben wir uns mit einigen Problemen morphologischer Formen und mit der Genesis sekundär kristalliner Konkretionen befaßt, die in der Literatur meist als Berg- oder Mondmilch bezeichnet werden. Aufgrund festgestellter allgemeiner physikalischer Eigenschaften des untersuchten Materials gestatten wir uns im weiteren die Bezeichnung „plastischer Sinter“ zu benützen.

Als erstes haben wir chemisch-analytische Untersuchungen an 18 Proben verschiedener Provenienzen der ČSSR vorgenommen. Wie aus Tab. 1 ersichtlich ist, wurden im ersten Teil der Arbeit Trockensubstanzanalysen der Proben nach der klassischen Methode durchgeführt um den prozentuellen Gehalt an CaCO_3 , MgCO_3 , R_2O_3 und SiO_2 zu bestimmen. Im zweiten Teil der Tabelle führen wir die Ergebnisse der Emissionsspektralanalyse, insbesondere für Elemente mit mehr als 0,01 % an. Der dritte Teil zeigt die Ergebnisse der Bestimmung von löslichem SiO_2 nach Abtrennung der Karbonate. Die Bestimmung erfolgte einerseits durch Filtrierung und andererseits durch Auflösen in Salpetersäure. In beiden Fällen sind die Ergebnisse in Prozenten ausgedrückt. Am Ende der Tabelle ist der Wassergehalt der Konkretionen angegeben. Der Wassergehalt wurde durch Trocknen bei 105 °C bestimmt und in Gewichtsprozent ausgedrückt.

Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß es sich bei allen 18 Proben des plastischen Sinters um relativ reine Kalziumkarbonate handelt. Aus den Analysen geht weiter hervor, daß alle untersuchten Proben eine ähnliche chemische Zusammensetzung aufweisen wie die anderen Sintermaterialie der untersuchten Lokalitäten, wovon auch die Stalagtitprobe zeugt, die am Ende der Tabelle unter der Bezeichnung G/7 angeführt ist. Eine Differenz tritt nur bei dem durch die Filtermethode bestimmten SiO_2 in Erscheinung. Unter konstanten Bedingungen wurde eine genau abgewogene Probemenge in destilliertem Wasser suspendiert und anschließend über Filterpapier Schleicher et Schül 584³ filtriert. Im klaren Filtrat wurde dann kolorimetrisch der SiO_2 -Gehalt bestimmt. Es ist zu bemerken, daß die Methode der Bestimmung von kolloidalem SiO_2 in der Konkretion nur einen mehr oder weniger informativen Wert darstellt, wogegen die Bestimmung im Filtrat bereits objektiv ist. Aus den Ergebnissen ist

CHEMISCHE ANALYSEN
CHEMICKÉ ANALÝZY

Muster Vzorka	Chemische Analysen aus Trockensubstanz Chemický rozbor zo sošiny v – in %:				Spektrale Analysen Spektrálne analýzy %			Lößbare SiO ₂ nach Zertrennen der Karbonaten Rozpustné SiO ₂ po oddelení karbonátov in – v %:		Inhalt Obsah H ₂ O in – v %
	CaCO ₃	MgCO ₃	R ₂ O ₃	SiO ₂	über nad 1%	1,0–0,1	0,1–0,01	Filtr. Mat.	Resp. in – v HNO ₃	
G/8	94,6	1,4	1,3	1,9	Ca Mg Fe	Mn Si	Al Sr K Ba Na	0,04	0,09	81,0
G/10	97,0	1,2	1,1	0,1	Ca Fe Mg		Al Si Na	–	0,04	–
L/1	97,2	1,7	0,1	0,1	Ca Mg		Fe Al Na Ba Si	–	–	–
L/2	84,1	6,6	5,4	3,6	Si Ca Al K Mg Fe Na	Ba Ti Sr	Mn Cr	–	–	–
L/3	96,1	2,1	0,7	0,1	Ca Mg	Fe Sr Ba	Al Si Na	0,01	0,03	76,2
L/4	96,7	2,2	0,2	0,1	Ca Mg		Fe Al Sr Na Si	–	–	–
L/5	96,2	2,0	1,0	0,1	Ca Mg Na	Fe	K Ba Si Sr Zn	–	–	–
L/6	85,7	5,6	3,2	4,1	Ca Fe K Mg Na Si	Al	Mn Ti Zn	0,06	2,20	62,3
L/7	95,1	2,9	0,6	0,1	Ca Mg	Fe Na	Si Al Ba Sr	–	0,06	–
L/8	93,1	2,8	2,8	0,2	Ca Mg Fe	K Na	Si Al Ba Sr	–	–	–
L/9	88,4	6,9	3,1	0,3	Ca Mg Fe Na K		Al Si	–	–	–
L/10	88,0	6,5	3,2	0,2	Ca Mg Fe Na K		Al Si Mn	–	–	–
L/11	89,2	6,8	2,6	0,1	Ca Mg Fe	Na	Si Sr	–	–	–
P/1	92,8	6,0	0,1	0,1	Ca Mg	Ba	Na Fe Sr	Spuren Stopy	Spuren Stopy	85,1
B/1	95,9	2,1	0,8	0,3	Ca Mg	Fe	Al Na Si	–	0,03	–
B/2	95,8	1,8	0,9	0,2	Ca Mg	Fe	Al Si Na	0,02	0,03	59,6
B/3	94,6	1,6	2,9	0,1	Ca Fe Mg		Al Mn Na Si	–	–	–
B/4	94,1	1,9	3,1	0,2	Ca Fe Mg		Al Mn Na Si	–	–	–
G/7	97,4	1,6	0,6	0,2	Ca Mg Fe		Na Al Ba Si Mn K	Negat.	0,15	2,8

VYHODNOCOVACIA TABUĽKA DIFRAKTOGRAFICKÝCH RTG ROZBOROV
PODĽA MICHEJEVA
AUSWERTUNGSTAFEL DER DIFRAKTOGRAPHISCHEN RTG ANALYSEN
NACH MICHEJEV

Vzorka č. G/8 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. L/2 vyhod. 424 vápen. 425 dolom.			Vzorka č. L/4 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. L/7 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. P/1 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. B/2 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. B/4 vyhod. 424 vápen.			Vzorka č. D/24 vyhod. 424 vápen.		
d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀	d _m	d _{tab}	I/I ₀
3,827	3,849	2	4,465	4,460 ^{Do}	1	3,840	3,849	2	3,833	3,849	2	3,833	3,849	2	3,840	3,849	2	3,827	3,849	2	3,827	3,849	2
3,021	3,029	10	3,833	3,849	2	3,025	3,029	10	3,029	3,029	10	3,021	3,029	10	3,173	—	—	3,025	3,029	10	3,017	3,029	10
2,486	3,490	5	3,359	3,339	4	2,485	2,490	5	2,484	2,490	5	2,730	—	—	3,029	3,029	10	2,481	2,490	5	2,831	—	—
2,275	2,277	6	3,029	3,029	10	2,282	2,277	6	2,278	2,277	6	2,484	2,490	5	2,492	2,490	5	2,275	2,277	6	2,489	2,490	5
2,088	2,088	7	2,884	2,883 ^{Do}	10	2,090	2,088	7	2,086	2,088	7	2,275	2,277	6	2,282	2,277	6	2,086	2,088	7	2,275	2,277	6
1,922	1,912	8	2,489	2,490	5	1,924	—	—	1,910	1,912	8	2,084	2,086	7	2,092	2,088	7	1,910	1,912	8	2,086	2,088	7
1,907	—	—	2,282	2,277	6	1,910	1,912	8	1,870	1,869	9	1,917	1,912	8	1,925	—	—	1,871	1,869	9	1,907	1,912	8
1,871	1,869	9	2,094	2,086	7	1,873	1,869	9	1,621	1,626	2	1,908	—	—	1,910	1,912	8	1,623	1,626	2	1,871	1,869	9
1,621	1,626	2	1,910	1,912	8	1,624	1,626	2	1,601	1,601	6	1,871	1,869	9	1,873	1,869	9	1,600	1,601	6	1,622	1,626	2
1,602	1,601	6	1,873	1,869	9	1,602	1,601	6	1,523	1,520	6	1,622	1,626	2	1,621	1,626	2	1,522	1,520	6	1,601	1,601	6
1,523	1,520	6	1,624	1,626	2	1,527	1,520	6	1,471	1,473	3	1,600	1,601	6	1,602	1,601	6	1,471	1,473	3	1,522	1,520	6
1,471	1,473	3	1,601	1,601	6	1,471	1,473	3	1,436	1,440	5	1,522	1,520	6	1,524	1,520	6	1,439	1,440	5	1,516	—	—
1,439	1,440	5	1,523	1,520	6	1,436	1,440	5	1,419	1,418	4	1,469	1,473	3	1,472	1,473	3	1,423	1,418	4	1,471	1,473	3
1,420	1,418	4	1,438	1,440	3	1,420	1,418	4	1,336	1,338	2	1,438	1,440	5	1,439	1,440	5	1,339	1,338	2	1,439	1,440	5
1,354	—	—	1,421	1,418	4	1,354	1,357	1	1,295	1,295	3	1,420	1,418	4	1,421	1,418	4	1,296	1,295	3	1,420	1,418	4
1,337	1,338	2	1,296	1,295	3	1,336	1,338	2	1,243	—	—	1,384	1,357	1	1,356	1,357	1	1,246	—	—	1,354	1,357	1
1,296	1,295	3				1,296	1,295	3	1,235	1,233	3	1,337	1,338	2	1,337	1,338	2	1,235	1,233	3	1,337	1,338	2
1,246	—	—				1,246	—	—				1,292	1,295	3	1,296	1,295	3				1,296	1,295	3
						1,234	1,233	3				1,245	—	—	1,247	—	—				1,234	1,233	3
												1,232	1,233	3	1,235	1,233	3						

Vysvetlivky: Do = Dolomit

ersichtlich, daß SiO_2 ebenso im plastischen Sinter, wie auch in den gewöhnlichen Sintermaterialen zugegen ist. Ein Unterschied besteht lediglich im physikalischen Zustand dieser Komponente. Während SiO_2 im plastischen Sinter auch in kolloidaler Form vorliegt, ist diese Verbindung in den anderen Sintern entweder als Kristalloid oder als unlösliches Silikat zugegen.

Weiter haben wir auch diffraktometrische Röntgenanalysen an einer repräsentativen Anzahl von Proben plastischer Sinter durchgeführt. Am Ende der Auswertungstabelle 2 führen wir die Auswertung der Probe D/24 an, die von einem grobkristallinen Stalaktit stammt. Ein Vergleich der Auswertungen der untersuchten Proben mit den tabellarischen Werten für Kalzit und Aragonit zeigt, daß alle Proben dem Kalzit entsprechen.

Neben den bereits angeführten Untersuchungen haben wir außerdem submikroskopische Aufnahmen von drei typischen Proben aus plastischem Sinter am Elektronenmikroskop der Firma Tesla anfertigen lassen. Die Aufnahmen wurden von aus getrockneten Proben hergestellten Replikationen gemacht. Aus den Untersuchungen geht hervor, daß es sich hier um Kalzitnadeln handelt, wie wir sie von den Primärstadien der Kalzitkristallisation aus der Mutterlösung kennen. Die Aufnahmen zeigen charakteristische Kolloidgebilde, denn es fehlen vollkommen entwickelte Kristalle mit großen und glatten Flächen. Deutlich sichtbar sind kolloidale Aggregate und auf allen Aufnahmen herrschen Kolloidgebilde vor, von welchen die folgenden kennzeichnend sind: Blockstruktur, Stäbchen-, Nadel-, und Zonenstruktur. Die Aufnahmen zeigen also eine verschiedene Aggregierung des kolloidalen Aufbaus aus nichtreinen Mineralien, wie es auch aus der Tabelle der chemischen Analysen ersichtlich ist. Obwohl wir keine kategorische Aussage über die Art der Minerale machen können, da ja kolloidale Formen und Eigenschaften bei allen Mineralen auftreten können, sind wir dennoch der Meinung, daß es sich hier vorwiegend um kolloidale Formen von SiO_2 handelt.

Schließlich haben wir noch mikroskopische Untersuchungen und mineralogische Auswertungen aller Proben des plastischen Sinters vorgenommen. Der Habitus der Kristalle ist nadelförmig. Es handelt sich also um eine seltenere Kalzitform, die sporadisch auch in vulkanogenen Gesteinen wie z. B. im Basalt von Konrádovce, bzw. als Spaltenausfüllung in Serpentiniten z. B. in Dobšina vorkommt.

Nach Durchsicht der zugänglichen Literatur sind wir zu dem Schluß gekommen, daß die Bewertung des untersuchten Materials in zwei Abschnitte zu gliedern ist. Im ersten Abschnitt haben wir uns bemüht den genetischen Ursprung des echten plastischen Sinters zu objektivisieren. Anhand von Untersuchungen an hydratiertem Material korrosiv-destruktiven Ursprungs von ähnlicher Konsistenz wie plastischer Sinter konnten wir nachweisen, daß sich dieses vom echten plastischen Sinter genetisch unterscheidet. Während diese Substanzen, die von einigen Autoren ebenfalls als plastischer Sinter angesehen werden, gewissermaßen ein Konglomerat von Zerfallsprodukten des Gesteins durch aggressive Wässer darstellen und angeschwemmte Tonpartikel enthalten,

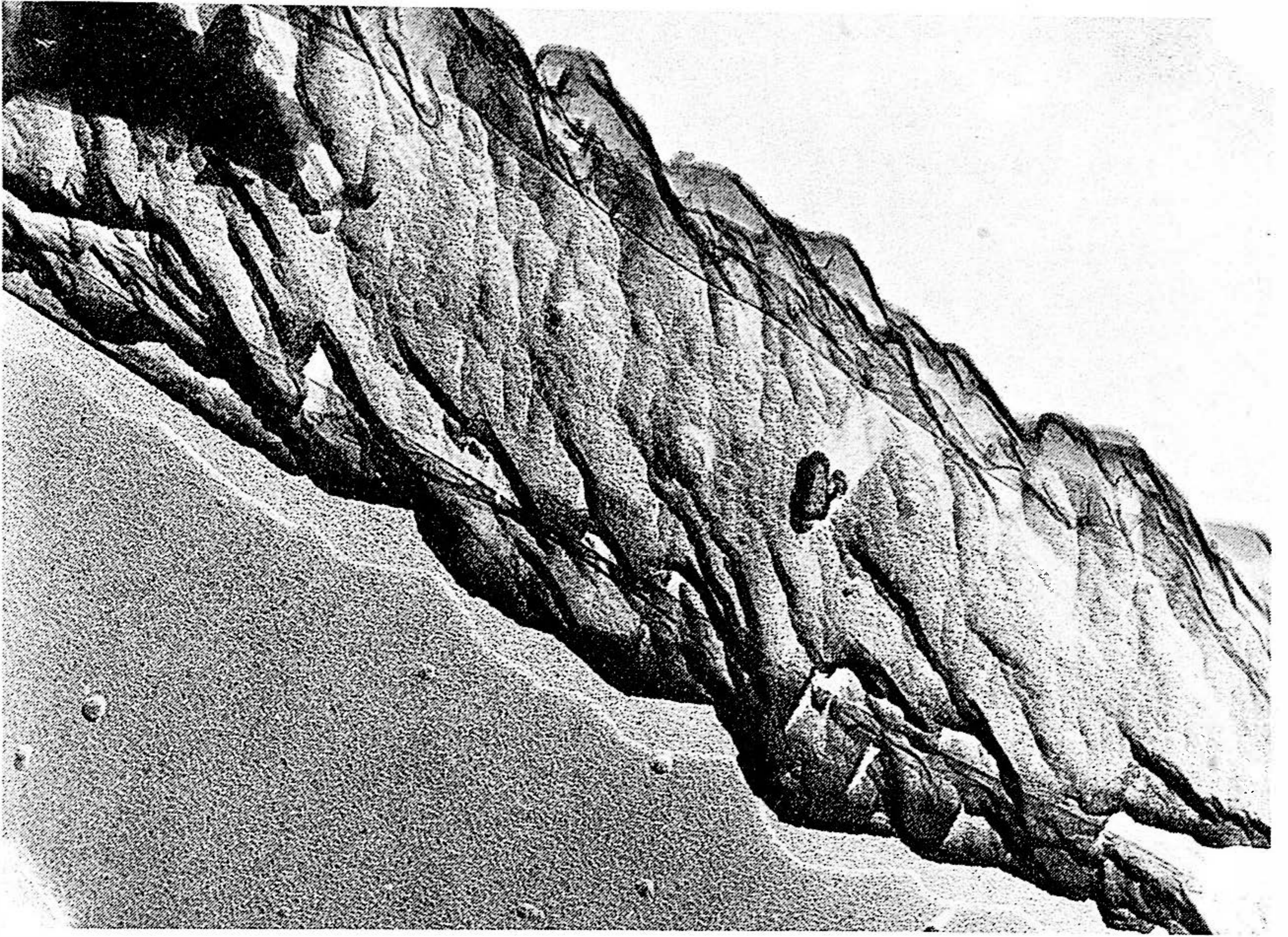


Abb. 1. Plastischer Sinter (Mondmilch). 52 000 x. Foto M. Molčík.

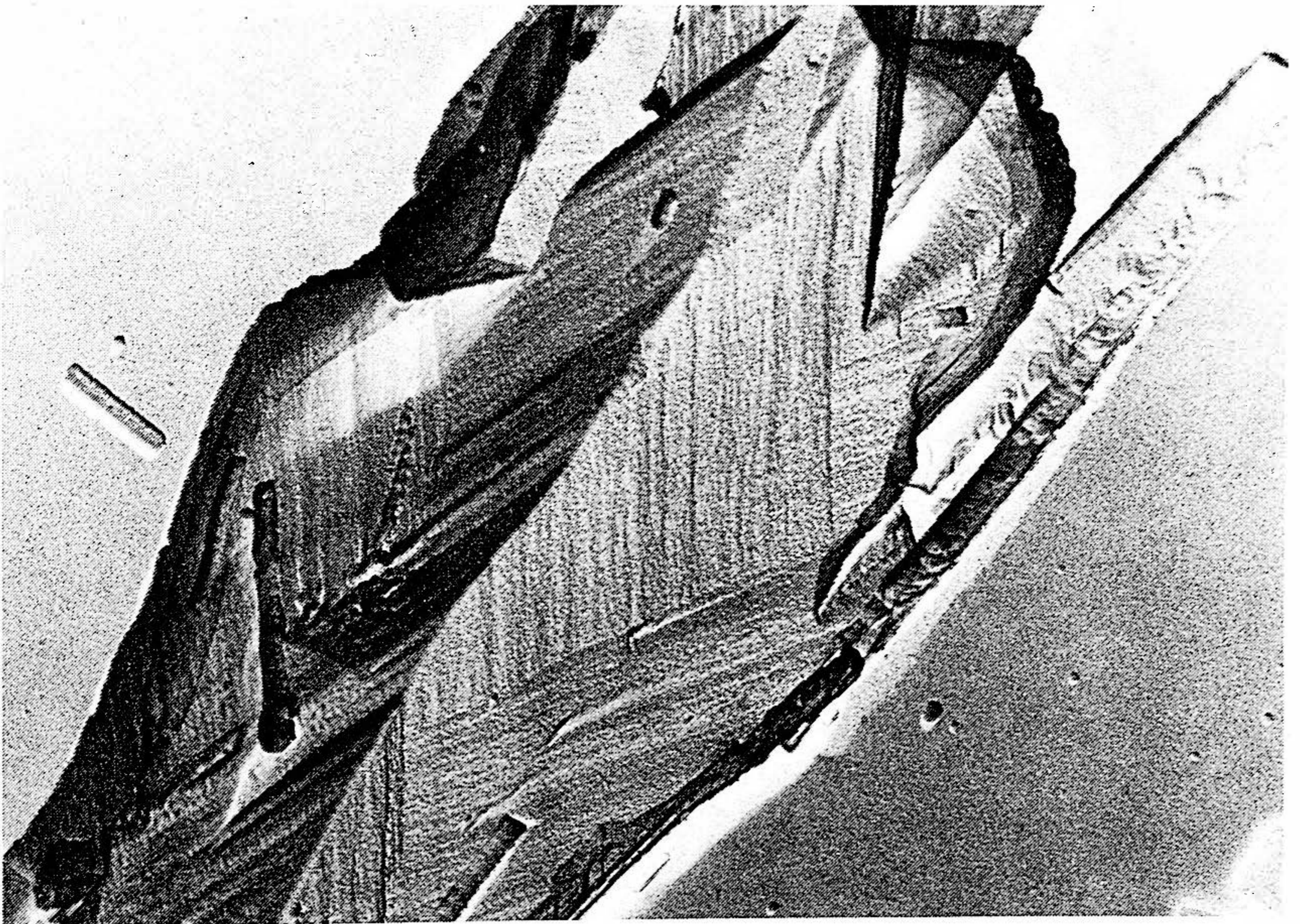


Abb. 2. Plastischer Sinter (Mondmilch). 32 000 x. Foto M. Molčík.

sind die echten plastischen Sinter aus der Mutterlösung sekundär herauskristallisierte Konkretionen.

Ein weiteres Problem ist die Frage der Konsistenz des plastischen Sinters. Wie aus den chemischen Analysen sowie den physikalischen Untersuchungen der Proben hervorgeht, handelt es sich im Allgemeinen um Konkretionen, die den anderen Sinterformen analog sind. Schließlich ist noch die Ursache des physikalischen Zustandes des plastischen Sinters zu definieren. Wir stellen fest, daß ein polydisperses Kolloidalsystem vorliegt, in welchem die feste Phase auf der Basis von Karbonatnadeln eine diforme, starr verankerte dispergierte Phase darstellt. Allenfalls handelt es sich um ein System — feste Substanz-Flüssigkeit — in welchem infolge der schwammartigen Struktur die feste Substanz in situ nicht sedimentieren kann, wogegen die kontinuierliche flüssige Phase beweglich ist. In mineralogischer Hinsicht kann der plastische Sinter sehr verschiedenartig sein, wobei jedoch als genetische Grundbedingung eine große, durch die kristallographische Form gegebene spezifische Oberfläche der dispergierten Phase vorhanden sein muß.

Dem in den Konkretionen des plastischen Sinters nachgewiesenen kolloidalen SiO_2 schreiben wir eine maßgebende Rolle bei der Aufrechterhaltung der Konsistenz des Systems zu. Die Kristallisierung aller festen Substanzen aus Lösungen vollzieht sich notwendigerweise über einen kolloidalen Zustand, der unter gewissen Bedingungen stabilisiert werden kann. SiO_2 kann als ein Stabilisator des Systems angesehen werden. Wie bekannt, handelt es sich um ein Kolloid, welches sich an Karbonatpartikel adsorbiert und die Lyophilie der selben erhöht, wodurch auch die Adsorptionsmöglichkeit der Flüssigkeit erhöht wird. Infolge dieser Adsorptionsfähigkeit behindert der Stabilisator das Wachstum der Partikel, fördert die Bildung von Kristallisationskernen und unterbindet die Entstehung kompakter Polykristalle, infolgedessen der disperse Zustand stabilisiert wird. Die Stabilisierung des untersuchten Systems kann auch durch einige organische Stoffe beeinflußt werden, wie z. B. Huminsäuren und auch der Einfluß von Stoffwechselprodukten von Mikroorganismen ist nicht auszuschließen.

A b s t r a c t. According to physico-mechanical properties of samples of "Mondmilch" the new name "plastic sinter" is proposed.

The authors have carried out investigation of a representative amount of 18 samples from different caves in Czechoslovakia. Following methods were used: chemico-analytical investigation, emission spectrographic analysis as well as determination of soluble silica after the separation of carbonates by two manners.

Results of investigation as summarized in the table 1 proved chemical identity with other common sinter materials. Certain content of silica was stated in all samples. According to X-ray diffraction analysis the carbonates in these samples are represented by calcite. Electron microphotographs of three characteristic samples proved colloidal superficial forms of the material.

The investigation procedure was divided in two parts. In the first step the concept of plastic sinter was defined in second one their material properties characterised. Authors attach greatest importance to constant material consistency owing to stabilisation effect of colloidal silica, which occurs on the crystal surface of individual calcite needles.

HOW CAN THE SIZE OF "CAVERNEMENT" IN KARSTIC ROCKS BE ESTIMATED?

István Sárváry

Research Institute for Water Resources Development

Budapest, Hungary

In the process of karstic denudation both caves accessible to man and numerous caverns of different size, more or less interconnected, are formed within the rock masses. These caverns act as passages and reservoirs of subsurface waters, through which the products of internal erosion of the karst are transported. They play an important role also in the internal exchange of air taking place within the karst. The ratio of dissolution to deposition in dependence of the partial carbon dioxide-saturation of the gases percolating in the caverns is determined in significant measure by the position of the caverns and their total volume.

The problem of karstic cavernement was first considered quantitatively by B. Gèze. Because of the aforelisted causes it is essential to investigate the problem as broadly as possible. To undertake a detailed investigation of particular areas would, however, be very expensive. Therefore a simplified estimation method will be described hereafter. On this basis the single karstic units can be readily classified in terms of cavernment.

ESTIMATION OF THE QUANTITY OF ROCK-DISSOLVING WATER

The material of the caverns formed inside the karstic unit is dissolved and transported to the surface by infiltrated precipitation waters. Therefore, first of all the quantity of water involved in dissolution has to be estimated.

In the typical karstic areas there is no significant surface runoff. A minor portion of the precipitations (P) infiltrates into the rock, but the majority is, as a result of combined evapotranspiration from the soil and vegetation (E), be introduced again into the atmosphere and hence not be involved in the process of rock dissolution. The infiltrated water will partly return to the surface in the form of spring yields (S), partly it will leave the karst by subsurface drainage (D) in places where geological conditions allow it.

Accordingly, the water yields are, using the symbols of fig. 1, related to each other as:

$$P - E = S + D.$$

For calculating the P—E quantities, the method of Kessler [2] can be used. The procedure relies on the experience that the magnitude of spring yields is defined for the whole year by the proportion of precipitations in the vegetation-free season.

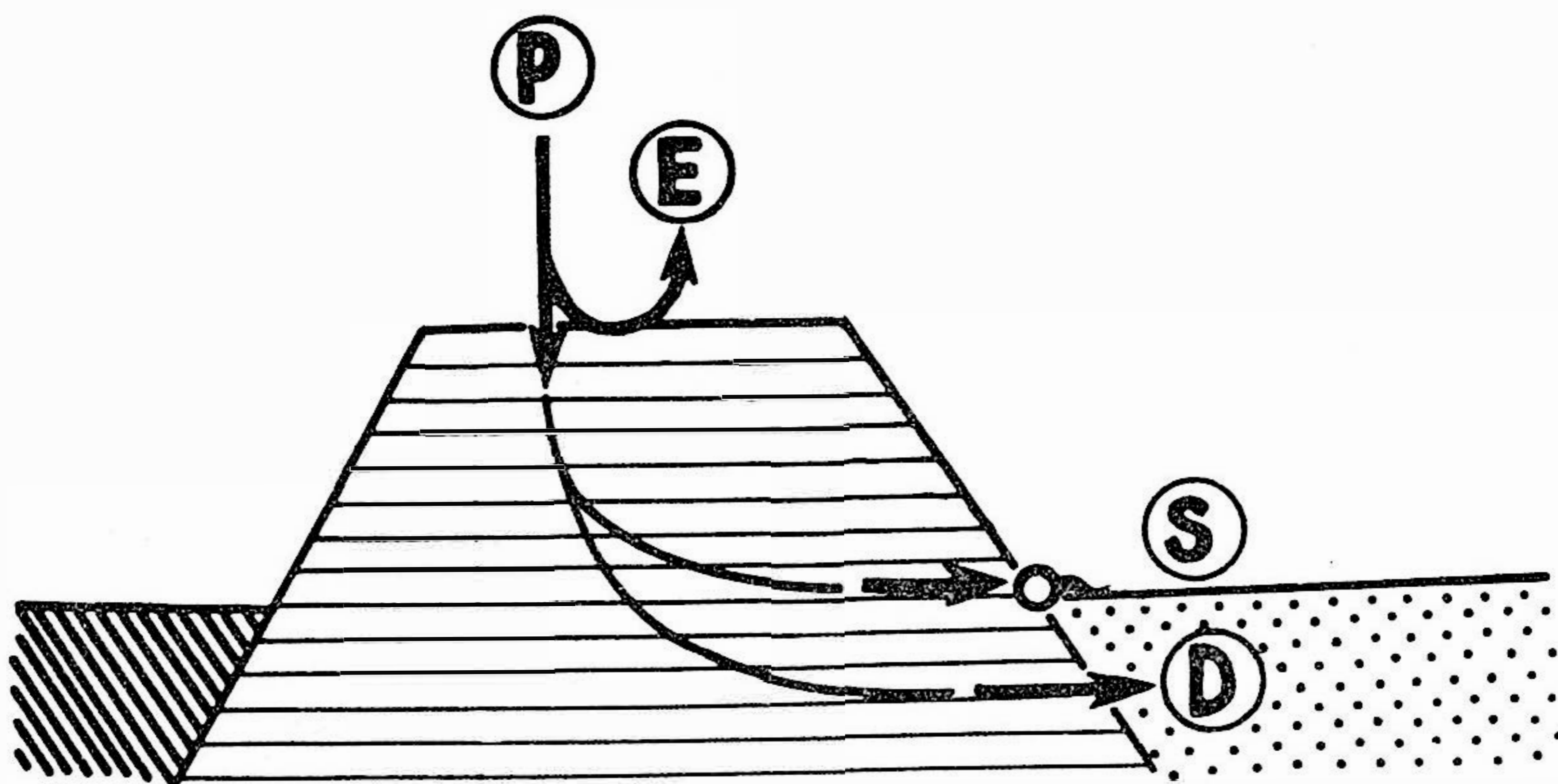


Fig. 1.

According to Kessler, the representative precipitation percentage $m\%$, is calculated from the following formula:

$$m\% = \frac{P_{I-IV}}{P_{I-XII}} \cdot 100,$$

where

P_{I-IV} = the total precipitation in the first four months,

P_{I-XII} = the total annual precipitation.

In determining m , Kessler uses also some correction depending on the precipitation in the preceding year. This correction, however, is balanced in the average of many years.

The coefficient of infiltration ($i\%$), indicating the percentage infiltrating from the total annual precipitation, is a function of the representative precipitations ratio. Kessler gives this empirical relationship in diagrammatical form, as reproduced in fig. 2.

Hence the quantity of rock-dissolving water is found from the following formula:

$$P - E = i \cdot P_{I-XII} \cdot C,$$

where C is the catchment area, i.e. the open karstic surface.

The magnitude of i varies from year to year. 7 to 70% of the total annual precipitation can infiltrate into the karst. Therefore it is advisable to carry out the calculation by relying on the long-term averages of P_{I-IV} and P_{I-XII} .

The method of Kessler was used in several European countries (Austria, Greece) and gave surprisingly good results, showing that it can be used successfully in areas of temperate climate.

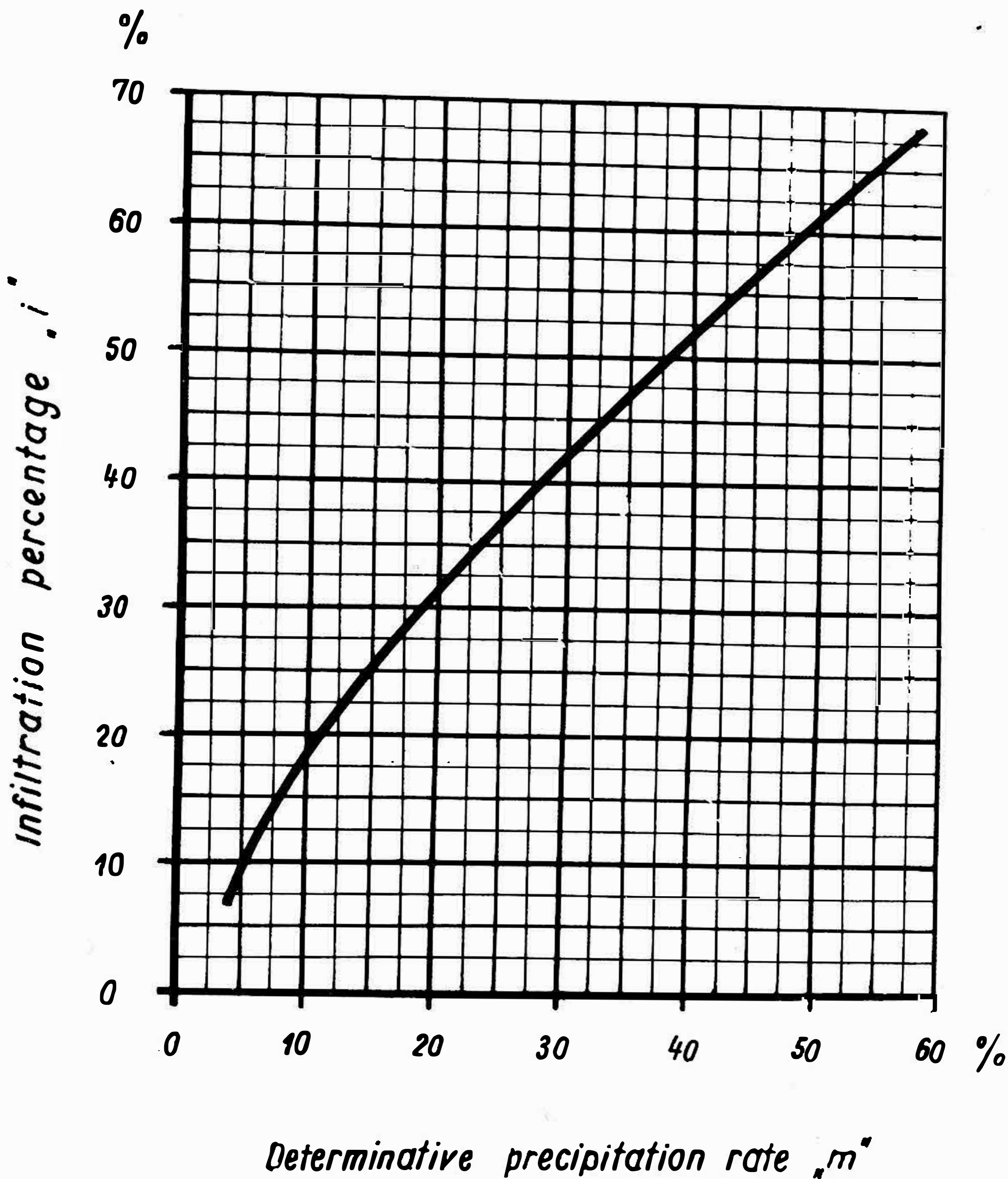


Fig. 2.

Informative for the estimation of the rate of subsurface drainage (D) are the data recorded in the Karst-Hydrological Representative Area (Jósvafő, North Hungary) established on the Hungarian-Czechoslovakian border. The approximate values of the water balance elements, measured or calculated in the aforementioned area during two years, are shown in tab. 1.

As evident from the tabulation, the value of D during the two years under consideration was about 15 to 17 % of the precipitation measured and it agreed approximately with the spring yield in a year (1968) where the conditions for infiltration were unfavourable. The value of D can be taken to be subconstant,

	Precipitation P, mm	Spring discharge S, mm	Deepdrainage D, mm	Evapo- transpiration E, mm
1968	545	75	90	380
1969	644	174	100	370

as the flow cross-section is constant and the head of fluid column influencing it changes but slightly.

Consequently, the rock-dissolving water amount can be taken to equal the quantity $(P - E)$ calculated by Kessler's method or the sum of the measured total yield S plus the estimated value of D . This latter can be assessed by taking into consideration the geological setting. Where impervious rocks are supported by the karst, the value of D may be even \emptyset .

ESTIMATION OF THE DISSOLVED ROCK MASS

The material removed by the rock-dissolving water can be assessed on the basis of the ionic concentration of the spring waters. The water emerging from the karst through the springs and the water transported by subsurface drainage must be assumed to be subequal in concentration.

The references concerning karstification taking place under different climatical conditions are very rich. Let us refer in this connection to Corbel and to the debate on his theses that have been arduously disputed for many years. The easiest way for determining the quantity of dissolved rock per given area, for the purpose of the simplified estimation proposed here, consists of determining — by several measurements per year — the Ca ion content of spring-waters (and possibly the relationship between concentration and water yield [3]). Each 100 milligrams of Ca-ion per litre are equivalent to 250 milligrams of CaCO_3 in spring-water. This would mean that at this concentration like each cubic metre of water contains 250 grams of dissolved rock matter. The specific weight of the rock can be taken to be about 2,5. Consequently, at this concentration the volume ratio of the water to the dissolved rock matter in it will be:

$$R = 1/10000 = 10^{-4}.$$

Accordingly, the volume V of rock matter dissolved annually is

$$V = (S + D) \cdot R$$

or

$$V = (P - E) \cdot R.$$

For instance, in the Representative Area mentioned above, where the quantity $S + D$ varies, according to the tabulation, between 165 and 275 mm/year

and the concentration of Ca-ions is just about 100 mg/litre, the rock volume dissolved annually is

$$V = \left| \frac{16}{17} \right| (\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}).$$

On the basis of the principle of actualism it will now be easy to estimate the rock mass dissolved in the recent period of karstification (during $T = 2$ million years):

$$\sum V = V \cdot T = \left| \frac{32}{54} \right| \cdot 10^6 (\text{m}^3/\text{km}^2).$$

This means that if the entire rock mass had been eroded from the surface of the rock and no cavern or cavity had been formed within the massif, then a 32- to 54-m-thick, solid rock layer ought to be missing from the surface of the plateau.

THE RATIO OF SURFACE TO SUBSURFACE ROCK DISSOLUTION

The volume of the caverns can account logically for only the smaller part of the total volume calculated above, since the greater part of rock dissolution takes place on the surface and/or in the uppermost subsurface zone of a few metres thickness. The waters percolating down from this zone are practically saturated [4] and it is only the corrosion of mixing as well as the carbon dioxide exhaled from the depth along fractures that render them again capable of dissolving rock.

The ratio of surface to subsurface dissolution can be estimated on the basis of the residues detected on the surface. In the Jósvalfö Representative Area, cited as an example, the insoluble residue of the rocks varies within a rather wide range (0.3—6.5 %). On the average, this can be taken as 2 %. If the entire rock volume calculated above had been dissolved from the surface, then, with an estimated 2 % residue, a clay layer of 60 to 100 cm average thickness should be found on the plateau. The thickness of the clayey surface weathering product is, however, not more than 40 to 50 cm. The conclusion that can be drawn from this fact is that one-third to half of the total volume dissolved must have been introduced into the interior of the massif. Hence the total volume of the caverns in the investigated area is:

$$\frac{0.3}{0.5} \sum V = \left| \frac{10}{27} \right| \cdot 10^6 (\text{m}^3/\text{km}^2).$$

In the area the volume of a vertical karstic pit of mean size (taking the base area to be 200 m² and the depth to be 250 m) may be estimated at 50000 m³. This calculated value would mean a volume corresponding to 200 to 500 vertical karst pits per km². Should only 1 % of these supposed caves be of passable size, 2 to 5 karst pits ought to be found over each square kilometre area: a figure

corresponding to about twice the number of the vertical karstic pits known presently.

The author is aware of the fact that the method of estimation presented here is pregnant with very gross errors and that it cannot be used in every area. In other areas better results can be obtained, if the insoluble residues of the rocks are only compared. Nevertheless, the author believes it to be useful as an additional method for comparing single areas, partly because the rock-dissolving waters may largely vary in volume and concentration.

REFERENCES

- DROQUE, G. Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace sur les roches calcaires. Actes du Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire Besançon, 1971.
- KESSLER, H. Zur Frage des Versickerungsanteiles in Karstgebieten. *Wasserwirtschaft* 62:1972/5. (Stuttgart.)
- MATHEY, B., G. P. SIMEONI. Méthode de calcul du débit chimique. Actes du Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, 1971.
- MÜLLER, P., I. SÁRVÁRY. Pure Corrosive Model of the Development of Shafts. IGU European Regional Conference. Symposium on Karst Morphogenesis, Budapest, 1971.

ПЕЩЕРА «ОПТИМИСТИЧЕСКАЯ» НА ПОДОЛЬЕ

М. Н. Савчин, Н. Н. Остьянова

Географический институт АН УССР, Львов, СССР

Вход в пещеру «Оптимистическая» был обнаружен спелеологами Львовского клуба «Циклоп» в апреле 1965 года. 8 мая 1966 года Савчин М. и Соляр О. впервые проникли в лабиринт. С тех пор ведутся регулярные исследования полости силами клуба при содействии Львовского областного Совета по туризму.

По данным последней, 26-й экспедиции проводимой в августе 1973 года, длина исследованной части лабиринта составляет 105 200 м, площадь 135 000 м², объем 290 000 м³.

Пещера «Оптимистическая» приурочена к 30-метровой толще верхнетортонских гипсов. Нижняя часть толщи сложена мелкозернистыми кремовато-белыми разновидностями, верхняя — крупнокристаллическими медово-желтыми гипсами.

Гипс подстилается нижнетортонскими песчаниками и литотамниевыми известняками, перекрывается ратинскими известняками верхнетортонского возраста. Еще выше залегает 20—40 м пачка нижнесарматских песчано-глинистых отложений. Вся описываемая толща пород перекрыта элювиально-делювиальными лесовидными суглинками.

Пещера лабиринтового типа, распространяется в правом склоне долины реки Ничлава, в южной части междуречья притоков р. Днестр—Серета и Ничлавы, к западу от с. Короливка Борщевского района на Тернопольщине.

Начинается лабиринт на дне карстовой воронки на склоне сухого лога из разветвленной системы балок долины реки Ничлава и распространяется в направлении запад—северо-запад, подходя к системе балок долины р. Керничка в районе с. Юрьямполь.

Расположенная таким образом, пещера «Оптимистическая», является, как бы естественными, связующим звеном между двумя речными долинами.

Пещера состоит из 4-х относительно изолированных районов. Они отличаются между собой по величине, удельному объему по преобладанию тех или иных направлений пещерных ходов и их конфигурацией.

Основные морфометрические характеристики отдельных районов пещера приведены нами в таблице.

Северо-восточная часть пещеры (р-н «Старый») заложена в верхней части гипсовой толщи. Здесь преобладает галереи, использующие для своего развития трещиноватость простирания с-в 15—25° и с-з 305—310°, причем наибольшая длина пещерных ходов приходится на северо-западное направле-

Наименование районов	Длина м	Площадь м ²	Объем м ³	Удельный вес
р-н «Старый»	9 948	6 637	10 300	1,04
р-н «Глобусов»	10 714	8 173	19 520	1,82
р-н «Новый»	41 286	53 121	122 836	2,97
р-н «Дальний»	42 252	71 069	137 344	3,14

ние. В этой части пещеры преобладают неширокие и довольно низкие ходы, в своде которых обнажаются перекрывающие ратинские известняки. Сечения ходов преимущественно треугольного, щелевидного очертания, нередко имеют вид наклонных трещин, реже встречаются ходы сводчатого сечения. В этой части пещеры нет широких хорошо выработанных галерей, залов. Небольшие гроты появляются в местах пересечения пещерных ходов. Удельный объем здесь невелик и составляет 1,04.

Район «Глобусов» расположен юго-западнее и соединяется со Старым районом только двумя ходами. Облик этой части пещеры несколько иной. Здесь появляются широкие, хорошо проработанные водой галереи, они более глубоко врезаны в гипсовую толщу. Сечения ходов в основном щелевидные, иногда расширенные в средней части. В своем развитии галереи используют те же направления тектонической трещиноватости (с-в 15—25° и с-з 305—310°), причем наиболее хорошо проработанными являются галереи северо-западного простирания (гал. Циклоп, Спелеологов, пр. Шевченка).

Нередко здесь встречаются гроты, образовавшиеся при обрушении больших гипсовых глыб, причем поверхность отрыва их имеет сферическую форму. На некоторых стенках пещерных ходов отмечены дугообразные карнизы. Возможно появление таких форм является результатом консидиментационных изгибов слоистой толщи.

Удельный объем этой части пещеры увеличивается до 1,82.

Еще западнее расположен «Новый район». Галереи этой части пещеры образуют густую сеть взаимно перпендикулярных пещерных ходов, используя для своего развития тектоническую трещиноватость северо-восточного (15—25°) и северо-западного (305—310°) направлений. Причем степень проработанности трещин примерно одинакова для обоих направлений.

Щелевидные полости этого района часто расширены в нижней части и иногда образуют просторные галереи (Чумацкий шлях, В. Левски, Краковская и др.). На пересечении ходов различных направлений в результате обрушения кровли образовались гроты и залы загроможденных большими глыбами (гр. Геологов, Зеленый перекресток).

Удельный объем для этого района составляет 2,79.

Для этой части пещеры характерно наличие 3-х этажей, отличающихся между собой морфологией пещерных ходов.

Первый этаж пещеры «Подвала» наиболее развит в центральной и южной частях «Нового района». Он имеет вид широких (до 6 м) и невысоких (0,7—1,5 м) ходов с пологими сводами. Эти участки заложены по трещинам

напластования или на контакте мелкозернистых и крупнокристаллических гипсов.

Над первым этажом практически по всему лабиринту размещается второй этаж другой морфологии. Здесь преимущественно ходы готического типа, щелевидные, их высота достигает иногда 9—10 м. Они, по-видимому, образовались в результате выщелачивания гипсов в зоне вертикальной циркуляции, в то время как ходы первого этажа — результат горизонтального движения водных потоков.

Иногда ходы первого этажа («Подвалы») бывают смещены относительно верхнего хода сохраняя, в основном, общее с ним направление, хотя встречается, что ходы нижней части пещеры образуют свою, совершенно обособленную и независимую в направлении систему.

Третий этаж развит незначительно только в западной части Нового района. Такое трехэтажное строение среди группы Подольских пещер отмечено только в «Оптимистической».

Наиболее пониженной является западная часть района, где галереи и залы заложены в толще мелко-зернистых кремовато-белых гипсов. О низком гипсометрическом уровне этой части, пещеры свидетельствуют также обнаруженные здесь водопроявления (р-н гр. Приплюснутый—гр. Ю. Авербаха).

Следует отметить наличие в этой части крупной зоны повышенной тектонической трещиноватости (район гр. Соколова), более молодой по отношению к основной, что свидетельствует с неоднократной повторяемостью новейших тектонических движений вдоль этой зоны.

Западные окраины пещеры — р-н «Дальний» — еще полностью не исследованы. Пещера имеет здесь двухэтажное строение, с морфологией ходов аналогичной ранее описанным. Кроме двух обычных направлений простирания галерей с-з 15—25° и с-з 305—310°, здесь обнаруживается третье направление с-з 285—290°.

Отмечается большое количество обвальных гротов, галерей, залов. Удельный объем для этого района составляет 3,14.

Во всех частях пещеры встречаются вторичные хемогенные образования двух типов; карбонатные и гипсовые.

Окраска карбонатных образований меняется от зеленовато-желтой до кроваво-красной и черной.

К карбонатным вторичным образованиям кроме обычно встречаемых относится также белоснежная кальцитовая пленка покрывающая поверхность озера «Аква вита» на северо-западном краю пещеры и остатки такой пленки встречаемые на полу и стенках пещеры в районе грота Ю. Авербаха.

На стенах в Новом и Дальнем районах имеется большое количество кристаллов и друз гипса различной величины. Большая часть кристаллов сконцентрирована в пещерных ходах первого этажа. Чаще всего кристаллы растут на потолке или под горизонтальными карнизами.

В центральных районах пещеры преобладают кристаллы черного цвета. Впечатление черной окраски создается наличием в кристалле тонкой зоны

роста, переполненной черными включениями. Эта зона как бы делит кристалл на две части — внешнюю и внутреннюю.

В лаборатории Львовского университета нами был сделан полуколичественный спектральный анализ вещества отобранного из трех зон таких кристаллов: внешней, внутренней и зоны черных включений.

Вещество зоны черных включений отличается повышенным содержанием алюминия, наличием значительного количества бария и следов марганца, который очевидно и придает включениям черную окраску.

Огранка кристаллов обычная. Представляет собой комбинацию ромбических призм разных порядков. Сдвойникованные кристаллы встречаются сравнительно редко.

До сих пор в «Оптимистической» не было известно сколь-нибудь значительных водопроявлений. В 23-й экспедиции при топоъемке северной части «Дальнего» района найдены «озера» с общей площадью зеркала вод 60—70 м². Глубина озер в наблюдаемой части 0,4—1,5 м. Примерно $\frac{1}{10}$ часть поверхности вод покрыта плавающей кальцитовый коркой, толщиной 2 мм.

Исследования пещеры «Оптимистическая» продолжаются.

PHOTOLUMINESZENZERSCHEINUNGEN IN KARSTHÖHLEN AUF DEM GEBIET DER BÖHMISCHEN MASSE

Josef Slačik

Rudné doly N. U. Příbram,

Geochemisches Labor

Příbram, ČSSR

In meinem Beitrag möchte ich ihre Aufmerksamkeit auf Fotolumineszenzerscheinungen lenken, die in Karsthöhlen ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung haben.

Wird ein fotoaktives Mineral mit ultravioletten Strahlen beleuchtet, erregt sich im Mineral eine sekundäre Strahlung, die energetisch ärmer ist. Deshalb liegt sie im Bereich der sichtbaren Wellenlängen und das Mineral leuchtet je nach seiner Beschaffenheit sehr verschieden.¹⁾ Ein kleines Beispiel mag das erläutern (Vorführung). Dieses Leuchten nennt man Fluoreszenz, das Nachleuchten beim Ausschalten der UV-Lampe ist Phosphoreszenz.

Für die Charakteristik der Fotolumineszenz sind allgemein maßgebend die Wellenlänge des benützten UV-Lichtes und die chemisch-strukturellen Eigenschaften der beleuchteten Stoffe. Grundsätzlich sind zwei Typen von lumineszierenden Stoffen.

Die sog. Kristallophosphore, weit überwiegend anorganische Stoffe, leuchten infolge Beimengungen fremder Elemente im Kristallgitter. Wird das Gitter z. B. durch Verreiben oder Auflösung in Säuren zerstört, leuchten sie nicht mehr.

Die zweite Gruppe sind organische Substanzen, deren Lumineszenz durch sog. „diskrete Zentren“ hervorgerufen wird. Als Beispiel sei die konjugierte Doppelbindung von Kohlenstoffatomen erwähnt. Diese Stoffe leuchten auch in der Lösung.

Fotolumineszenz ist eine sehr bekannte Eigenschaft und ein sehr umfangreiches Schrifttum befaßt sich mit theoretischen Grundlagen und technischen und wissenschaftlichen Anwendungen.

Der Kalzit ist das weit überwiegende Höhlenmineral. Es gehört in die Gruppe der Kristallophosphore. Für seine Lumineszenz wurden in zahlreichen Beiträgen folgende Elemente verantwortlich gemacht: Zinn, Wismut, Magnesium, Lanthan, Neodym, Samarium, Mangan allein oder in Kombination mit Tellur oder Blei, ferner Strontium u. a. Auch nicht abgesättigte Ionen von Kalzium, Schwefel, Zink und Barium wurden erwähnt.

Diese Elemente treten häufig in das Kristallgitter der hydrothermalen Kalzite ein, deshalb leuchten diese oft gelb, rosa, rot oder grün. Höhlenkalzite fluoreszieren meistens grünlich-, bläulich- oder gelblichweiß und phosphores-

zieren allgemein grünlichweiß. Vor Jahren wurde darauf aufmerksam gemacht, daß dieser Lumineszenztypus von Spuren organischer Stoffen verursacht wird. Solche Stoffe, wie z. B. Huminsäuren, Aminosäuren, Porphyrine u. a., kommen von der Erdoberfläche mit Regen- und Sickerwasser in die Höhlen und werden beim Entstehen der Sinterbildungen absorbiert.

Meine Forschungen in Karstgebieten der Böhmisches Masse befassen sich mit der Lumineszenz in drei speziellen Themenkreisen: Chemismus und Lumineszenz, Benützung des UV-Lichtes zu fotografischen Zwecken und speläogenetischen Betrachtungen und Anwendung von UV-Lampen in Schauhöhlen.

Ich benützte eine Mineralight-Lampe MSL-48 mit kurz- und langwelliger Emission. Im Höhlenkalzit erregt das langwellige Licht eine stärkere Lumineszenz, darum wurde es durchgehend benützt. An zahlreichen Höhlenkalziten und Kalksteinen machte ich Messungen des Charakters der Lumineszenz, der Nachleuchtdauer der Phosphoreszenz, chemische Analysen und einige spezielle Untersuchungen. Indem die Problematik sehr umfangreich ist, sind die hier präsentierten Erfahrungen nur ein Abstrakt aller Ergebnisse. Nähere Angaben finden die verehrten Interessenten in Beiträgen, die im Druck sind, in der nächsten Zeit werden einige Probleme weiter studiert.

Zum Thema Chemismus und Lumineszenz möchte ich folgendes sagen. Alle natürlichen Typen von Höhleninhalt kann man in drei Gruppen teilen: 1. die erste Gruppe umfaßt nichtfluoreszierende Stoffe, die das zerstreute Primärlicht absorbieren und deshalb im UV-Licht ganz schwarz erscheinen. Zu diesen gehören vor allem Höhlensedimente, Ton, Lehm, Sand, Schotter und Kalkstein oder Kalzit mit Ton- oder Eisenoxydhaltigen Überzügen.

2. in die zweite Gruppe gehören nichtfluoreszierende Objekte, die eine Streuung der Primärstrahlen verursachen und deshalb mehr oder weniger schwach schimmern. Zu diesen gehören vor allem der Kalkstein, von Sintern die mit Eisen-gehalt. Von künstlichen Objekten ist der Beton der Gehsteige zu nennen.

3. die dritte Gruppe umfaßt alle lumineszierenden Substanzen, namentlich den Höhlenkalzit. Auf Grund chemischer und Lumineszenzeigenschaften gliedere ich ihn in drei Typen: Typus I — Kalzit in krystallinischer, meist rhomboedrischen Form. Es handelt sich um Kalzit mit Gangart-Genesis. Für seine chemische Zusammensetzung sind charakteristisch: Abwesenheit von Phosphor, Blei, Seltenen Erden und anderen Lumineszenzerreger. Eisen und Mangan kommt in Spuren vor, Strontium und Barium in Größenordnung 10^{-2} . Der Koeffizient Sr/Ba ist 1,0 bis 2,5, ungefähr im denselben Bereich wie bei Kalksteinen. Der Unterschied im Vergleich mit Sinter ist auf genetische Ursachen zurückzuführen. Eingehende Untersuchungen werden noch ausgeführt.

Kalzite leuchten gelb, weiß, bräunlich, mitunter sind sie ohne Fluoreszenz. Bei Beleuchtung mit einem elektronischen Fotoblitz mit höherer Energie als bei der MSL-48 phosphoreszieren alle Kalzite überwiegend grünlichweiß. Nur einige Kalzite mit höherem Mangangehalt phosphoreszieren sehr kurze Zeit

intensiv ziegelrot.

Typus II — Sinter aller Formen.

Von Typus I — 1 — Kalzit unterschieden sie sich genetisch, ausschlaggebend ist die Mitwirkung der Kohlensäure. Sinter fluoreszieren weiß mit Abschattungen von blau, braun, grün und in einigen Höhlen auch gelb. Violette Lumineszenz ist auf teilweise Reflektion der Primärstrahlen zurückzuführen. Alle Sinter haben grünlichweiße Phosphoreszenz mit Nachleuchtdauer 3 bis 13 Sekunden. Die Intensität der Fluoreszenz ist nicht der Helligkeit proportional, z. B. in den Höhlen von Koněprusy leuchten intensiv auch braune Sinter. In gepulvertem Zustand leuchten Sinter nicht, obwohl im Natronlauge-Extrakt schwach fluoreszierende organische Stoffe nachgewiesen wurden.

Bedeutsame Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung sind gegenüber dem Kalzit nur im Strontiumgehalt, der eine Größenordnung niedriger liegt. Demnach zufolge liegen auch die Koeffiziente Sr/Ba im Bereich 0,03 bis 0,15. Dieser Koeffizient könnte zur Unterscheidung von Kalzit und Sinter angewendet werden.

Typus III — Bergmilch.

Von der Struktur abgesehen hat Bergmilch dieselbe chemische Zusammensetzung und Spurenelemente wie Sinter. Maßgebend abweichend vom Sinter sind: die reinweiße Fluoreszenz mit höherer Intensität, längere Nachleuchtdauer und vor allem die Tatsache, daß Bergmilch auch im gepulvertem Zustand sehr intensiv leuchtet.

Natronlauge-Extrakte fluoreszieren sehr intensiv ohne Einschränkung der Fluoreszenz des festen Rückstandes. Bei Bergmilch sind demnach für die Fluoreszenz neben den anorganischen Urhebern auch die organischen Stoffe im größeren Maße ausschlaggebend. Mittels Extraktionen mit physiologischer Lösung und Kultivieren der Rückstände auf Membranfiltern wurde auch die Anwesenheit von schwach fluoreszierenden Bakterien nachgewiesen.

Neben den genannten Typen von Höhlenkalzit fluoreszieren noch Wasserflächen, aber mit Ausnahmen, oft dort, wo von Besuchern Münzen ins Wasser geworfen werden. Im Höhlensee von Bozkov ist ein allmähliches Zunehmen der Lumineszenz mit der Tiefe zu erkennen. Das bezeugt, daß nicht die Oberfläche, sondern das ganze Volumen leuchtet. Von künstlichen Objekten fluoreszieren Glas- und Plastscheiben bei Lampen, Anstriche von Geländern und der elektrischen Installation, wie Kabel, Schaltkasten u. a.

Einige Bemerkungen zum Themenkreis Fotografie und Speläogenetik.

Wie oben erwähnt wurde, ändern sich unter dem UV-Licht die natürlichen Kontraste des Höhleninhaltes. Dieses Phänomen kann man zweierlei ausnützen. Beim Fotografieren kann man wie Fluoreszenz- so auch Phosphoreszenzfotos machen. Sehr attraktiv sind Mikrofotos von schichtenweisen oder konzentrischen Sinterbildungen. Dabei ist das Eintreten der violetten Streustrahlung in das Objektiv zu vermeiden. Die besten Kontraste erreicht man bei Phosphoreszenzaufnahmen. Bei schwacher Intensität blitzt man mehrmals mit jeweiliger Zudeckung des Objektivs mit der Hand. Bei stärkerer Phosphoreszenz wird

der Fotoblitzkontakt in die M-Buchse für Lampenblitz gesteckt. Die Verzögerung des Verschlusses genügt bei den meisten Kameratypen zu einwandfreien Aufnahmen.

Bei speläogenetischen Betrachtungen ist die Tatsache ausschlaggebend, daß im UV-Licht Objekte hervortreten, die im normalen Licht nicht oder nur wenig kontrast zu sehen sind. Das betrifft namentlich die Höhlen von Koněprusy, in denen infolge der Anwesenheit von intensiv fluoreszierenden braunen Sintern an den tektonischen Linien, Zuflußkanälen von Sickerwasser und Schichtenkontakten alle diese ganz enorm kontrast erscheinen. Als andere Beispiele für Kontraststeigerung seien zu nennen: Zonalität von einfarbigen Sintern, Wasserlinien, Kristallbildungen an Sedimenten, Sintergenerationen, Eintrittskanäle für organische Stoffe u. a. Diese Ausnützung der Fluoreszenz wird erst in der nächsten Zeit eingehend studiert.

Als drittes Thema sei die Höhlenbeleuchtung erwähnt. Kontraste zwischen fluoreszierenden Sinter und dunklen Gestein und Sedimenten sind mitunter so attraktiv, daß eine Beleuchtung geeigneter Höhlenpartien zweckmäßig ist. Bekannt sind Höhlen mit „lumière noir“ in Frankreich und in den USA. In der ČSSR werden in der Höhle von Bozkov Fluoreszenz und in der Ochozer Höhle Phosphoreszenz vorgeführt.

Als grundsätzliche Anforderungen für eine Höhlenbeleuchtung mit UV-Lampen sind zu nennen:

- a) intensive Fluoreszenz der Sinter, bzw. langes Nachleuchten
- b) maximaler Kontrast zwischen fluoreszierender Szenerie und dunkler Umgebung
- c) optimale Attraktivität der Szenerie im UV-Licht, die besser sein muß, als unter normaler Beleuchtung
- d) technische Faktoren, dazu gehören: Geräumigkeit der beleuchteten Szenerie, guter Zutritt, Anwendung von nur langwelliger UV-Strahlen, versteckte UV-Lampen, damit die Szenerie wie „von selbst leuchtend“ aussieht.

Ich habe in den Schauhöhlen im Gebiet der Böhmisches Masse eingehende Rekognoskationen ausgeführt, um die für UV-Beleuchtung geeigneten Stellen zu finden. Meine Aufmerksamkeit widmete ich vor allem größeren Szenerien. Eingehende Ergebnisse sind im Druck.

Einige Höhlen haben sehr wenig Sinterbildungen und Tropfsteine und Lumineszenz tritt dort nur ganz spärlich auf, wie z. B. in den Höhlen von Supíkovice und Chýnov. Als wenig geeignet sind die Höhlen von Mladeč und die Balcarka-Höhle zu nennen. Mehrere geeignete Stellen sind in den Höhlen von Bozkov, Javoříčko, Sloup-Šošůvka, Na Pomezí und in der Katarina-Höhle. Die besten und empfehlenswertesten Szenerien sind der Märchendom in den Punkvahöhlen, die Ochozer-Höhle und die Höhlen von Koněprusy. In den letztgenannten sind die Intensität der Fluoreszenz und die Häufigkeit der fluoreszierenden Szenerien so groß, daß eine Befahrung dieser Höhlen nur bei UV-Licht lohnenswert wäre.

Als Schlußfolgerung möchte ich erwähnen, daß Fotolumineszenzerscheinungen in Höhlen in zwei Richtungen beachtenswert sind. Vom theoretischen Standpunkt aus gesehen bringen sie neue Kenntnisse über den Einfluß von fremden Stoffen, der praktische Wert liegt in ihrer Ausnützung zu Höhlenforschung und Höhlenbefahrung.

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ В ГОРНЫХ СТРАНАХ

(на примере известняковой полосы южного склона Большого Кавказа)

Зураб К. Тинтилов

Институт географии АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

В Грузии также за последние годы накоплен обширный спелеологический материал, особенно в связи с поисково-разведочными работами на нефть и подземные воды. Он дает возможность заострить внимание на условиях образования карстовых полостей в зоне глубинной циркуляции (фреатическая зона), чему в отечественной карстоведческой литературе до сего времени не уделяется должного внимания.

В горноскладчатых известняковых областях особенности проникновения карстовых вод в глубину литосферы, происходящее на общем фоне устойчивых восходящих тектонических движений, зависит не столько от местных эрозионных врезов, сколько от раскрытости трещин и разницы относительных высот между областями питания и разгрузки подземных вод и других условий. В результате этого карстовые водотоки в одних случаях значительно опережают в развитии наземные магистральные реки, проникая под их тальвеги на сотни метров, а в других, не поспевая за врезом тех же рек, оказываются значительно выше их тальвегов, разгружаясь на склонах ущелий в виде подвешенных источников (Гегский, Тобские, Рихвские и др.). Одной из главнейших особенностей спелеологического развития горных известняковых массивов Грузии является то, что уже на ранних этапах, циркулирующие под землей воды производят почти одновременную проработку карстовых полостей на различных уровнях, что в таких случаях исключает строгую последовательность возникновения карстовых полостей в вертикальном разрезе.

В настоящее время в пределах отдельных горных известняковых массивов Грузии относительная высота между областями питания и разгрузки подземных вод, по нашим подсчетам, достигает 3,5—4 тыс. метров и более того. Нет надобности доказывать, что это создает благоприятные условия для проникновения водозных потоков глубоко под тальвеги местных базисных уровней. В этом отношении интересным районом является приморская полоса Гагра—Гантиади (Абхазия), где разгрузка карстовых вод, кстати, с трудноподающимися определению дебитами, выявлена в 24 пунктах и на разных глубинах до 400 м.

Пробы воды, взятые из глубоких*) структурных скважин, нередко имеют

*) До 2000 м и еще глубже ниже уровня Черного моря.

сравнительно низкую температуру (15—17°) и слабую минерализацию (200—400 мг/л), что является прямым показателем активного водообмена, происходящего на глубине в сотни метров. Заслуживает внимания и другое обстоятельство: многие минеральные источники Грузии формируются на большой глубине в меловых известняках. Среди них широко известны термальные и гипотермальные воды (Цхалтубские источники с суточным дебитом 18—25 млн/л, Охурей — 12, Квалони — 4,5 млн/л и др.). Можно ли утверждать, что, находясь в постоянном обновлении и движении, в контакте с карбонатными породами, эти газонапорные высокодебитные теплые и горячие водоносные системы, со значительными растворяющими способностями, выводящиеся на поверхность бурением (одновременно функционируют напорные самоизливающиеся пресные воды), не заполняют уже проработанные крупные карстовые полости — вертикальные и горизонтальные, которые в дальнейшем могут оказаться выше базисных уровней.

Фреатическую эпоху, по-видимому, пережила значительная часть исследованных нами карстовых полостей Грузии, однако следы воздействия напорных потоков стерты деятельностью вадозных вод и другими процессами (коррозия, обрушение, образование натеков и др.). В настоящее время многие пещеры р-на Ново-Афона (Абхазия) заполнены пластичными жирными глинами мощностью несколько метров, а их своды усеяны отлично выраженными углублениями и выступами (т. н. потолочные карры), образованными под воздействием исключительно напорных вод (Тинтилозов, 1968). То же самое можно сказать о подрусловых полостях реки Келасури, а также о находящейся в процессе формирования Олорской, Ахалшенской, Мчиштинской и других карстовых пещер. Нагляднейший пример карстовой полости, постепенно выходящих из фреатического режима — небольшая пещера Голубого озера (в ущелье р. Бзыбь), через которую время от времени разгружается высокодебитный напорный водоток.

Следует отметить, что длина, ширина и высота многих других исследованных нами карстовых пещер Грузии совершенно несоизмеримы с протекающими в них ручейками. Бросается в глаза то обстоятельство, что на данном этапе эволюции во многих из них наблюдается скорее моделирование, обрушение и заполнение, нежели другие процессы.

Интересно отметить, что фреатическое происхождение карстовых пещер широко подтверждено исследованиями, посвященными ряду карстовых районов Европы и Америки (Davis, 1930; Bretz, 1942; 1956; Davies, 1960; Gobbett, 1965; Halliday, 1960; Moore, 1960; Nuñez Jimenez, 1967; Bögli, 1979 и др.).

Вслед за восходящим развитием региона заполненные водой полости постепенно освобождаются от напорных потоков, продолжается эволюция пещер, делящаяся по новейшей схеме Г. А. Максимовича (1969) на 12 стадий, а по Л. И. Маруашвили (1970) — на 7 стадий.

Учение о стадийной эволюции пещер, созданное советскими исследователями, значительный вклад в теорию пещерообразования. Однако следует

оговориться, что эти и аналогичные схемы не всегда носят общий характер.

При разработке таких схем, на наш взгляд, необходимо делать акцент на главных эпохах пещерообразования и основных стадиях их развития, охватывающих геологическое время; детальные схемы должны разрабатываться по мере надобности для того или иного района или для каждой отдельной пещеры. Кроме того, в основу каждой такой схемы должен быть положен единый принцип.

В стадияльной эволюции карстовых полостей горных стран трудно предположить строго определенную последовательность. Все зависит от условий

Т а б. 1. Общая схема эволюции горных карстовых полостей.

Эпоха	Стадия	Х а р а к т е р и с т и к а		Характерные процессы и явления в карстовых полостях
		Гидрогеологическая	Геоморфологическая	
Фреатическая		Исключительно напорные воды	Возникновение карстовых полостей	Исключительно напорная эрозия, коррозия смешивания
Вадозная	Коридорно-воклозая	Преимущественно напорные воды, с частым возникновением воздушных пространств в полостях	Дальнейший рост карстовых полостей	Эрозия (иногда напорная), коррозия, обрушение
	Водно-галлейная	Преимущественно свободные потоки с сильно колеблющимися уровнями, неравномерная обводненность полостей	Активная проработка карстовых полостей и завершение их роста в конце стадии	Активная эрозия, чередование фаз натекообразования, обваливания, аккумуляция (речная, озерная)
Сухая		Редкое обводнение карстовых полостей с инфильтрационными водами, осушение пещерных ходов.	Продолжение переработки стен полостей вследствие выпадения конденсационных осадков, заполнение пещеры глыбообвальными и другими отложениями. Разрушение и уничтожение пещер	Постепенное ослабление и затухание процессов натекообразования, явные следы длительной сухости, интенсивное проявление осыпания и обваливания

и факторов пещерообразования. В свете вышесказанного нам также представляется более целесообразным выделять в эволюции горных карстовых полостей три главные эпохи — фреатическую, вадозную и сухую (см. таб. 1). Первая из них охватывает время, на протяжении которого карстовые щели, каналы и коридоры находятся под постоянным воздействием напорных вод. Это так называемая фреатическая эпоха, разделение которой на стадии нам кажется неоправданным, хотя бы потому, что они находятся в равных гидрогеологических условиях. В вадозной эпохе трещины и карстовые полости, освобожденные от постоянных водонапорных систем, становятся ареной действия свободных потоков, формирующихся за счет инфильтрационно-инфлюационно-конденсационных осадков.

Вадозную эпоху сменяет сухая, вступление в которую выше эрозионных врезов совершенно не зависит от гипсометрического расположения карстовых полостей. В сухую эпоху, если условия не изменялись, пещера постепенно вступает в фазу уничтожения, которая подразумевает образование открытых долин на месте карстовой пещеры.

Таким образом, карстовые области в целом, вслед за Г. А. Максимовичем (1963), Н. А. Гвоздецким (1972), Л. И. Маруашвили (1973) и В. Н. Дублянским (1971), рассматриваются нами как образования, возникающие от взаимного наложения многократно меняющегося в пространстве и во времени условия и факторов. Причем силы, создающие их, действуя поочередно или протекая бок о бок, не всегда удастся отделить друг от друга, в чем заключается сложность и многогранность проблемы спелеогенеза.

Z. K. Tintilozov

ON THE ORIGIN OF KARST CAVITIES IN MOUNTAIN COUNTRIES
(The Southern Slope of the Great Caucasus)

SUMMARY

The paper substantiates the phreatic origin of the majority of mountain caves on the southern, limestone slope of the Great Caucasus.

There are distinguished three main epochs in cave formation: phreatic, vadose and dry as well as two basic stages — passage-vauclose and water gallery ones.

One of major peculiarities of speleological development of mountain limestone massifs is that already at earlier stages the waters circulating under the earth surface perform almost simultaneous erosion of karst hollows at different levels. This excludes a firm order of cave formation from top to bottom or vice versa.

A considerable part of Georgia's explored caves passed the phreatic epoch. Caves in the vicinity of New Afon, in Tsebelda massif (Abkhazia) and Tskhaltubo-Kutaisi (Imeretia) contain exceptionally fresh traces of pressure water action.

ЛИТЕРАТУРА

- ГВОЗДЕЦКИЙ Н. А. Проблемы изучения карста и практика. Изд-во «Мысль», М., 1972
- ДУБЛЯНСКИЙ В. Н. Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полос-
тей Украины. Автореф. докт. дисс. Пермь, 1971.
- МАКСИМОВИЧ Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.
- МАРУАШВИЛИ Л. И. Основы пещероведения. Тбилиси, 1973 (на груз. яз.).
- ТИНТИЛОЗОВ З. К. Анакопийская пропасть. Тбилиси, 1968.
- BÖGLI A. Probleme unterirdischen Verkarstung. „Stud. geogr.“ No 5, 1969.
- BRETZ J. H. Vadose and phreatic features of limestone caverns. „J. of Geology“, v. 50,
1942, No 6.
- Caves of Missouri. Rolla, Mo., Missouri Geol. Survey and Water Res., 1956.
- DAVIS W. M. Origin of limestone caverns. „Bull. of the Geol. Soc. of Amer.“, v. 41, No 3,
1930.
- DAVIES W. E. Origin of caves in folded Limestone. „Bull. Nat. Speleol. Soc.“ 22, No 1,
1960.
- GOBBETT D. J. The formation of limestone caves in Malaya. „Malayan Nat. J.“, 19, No 1,
1965.
- HALLIDAY W. R. Changing concepts of speleogenesis. „Bull. Nat. Speleol. Soc.“, 22, No 1,
1960.
- MOORE G. W. Introduction to the origin of limestone caves. „Bull. Nat. Speleol. Soc.“,
22, No 1, 1960.
- NUÑEZ JIMENEZ A. Clasificación genética de las Cuevas De Cuba. La Habana, 1967.

ESSAI DE CLASSIFICATION DES FORMES SOUTERRAINES DES GROTTES

Iosif Viehman
Institut de Spéologie
Cluj - Roumanie

La plus grande partie des classifications de morphologie souterraine des grottes effectuées jusqu'à présent ont été considérées comme génétiques, morphogénétiques, constitutives, etc. Tous ces classifications présentent quelques inconvénients : 1. utilisation d'une terminologie trop vaste pour l'une et la même forme souterraine, 2. inclusion répétée de la même forme souterraine objective dans une classification donnée et représentation de cette forme par un schéma de classification trop complexe.

C'est ainsi que F. Anelli (1959) distingue, dans la classification des dolines, 4 types de ces formes karstiques d'après leur *g e n è s e*, 4 autres types d'après leur *p o s i t i o n* et, enfin, 5 types encore d'après leur profil. Si on ajoute aussi les types de dolines définis d'après leur *f o r m e* et leur *d i m e n s i o n s*, on est obligé d'utiliser plus de 20 termes pour les dolines.

La dimension paraît être, elle aussi, un caractère douteux pour les classifications. Philippe Renault (1958) en utilisant dans sa classification « l'élément dimension », limite à 10 m le diamètre d'une marmite et à 100 m la longueur d'une galerie ou d'une salle souterraine ; d'après cet auteur, une galerie plus longue que 100 m devrait se nommer « réseau karstique ». I. D. Ilie (1970) distingue dans sa classification 19 types de grottes, en utilisant des éléments de classification encore plus compliqués, tels que « la complexité d'une grotte », la circulation de l'eau, la température de l'eau, le mode de communication avec l'extérieur, la position de l'ouverture de la grotte etc. Enfin, un autre inconvénient de ces systèmes de classification est leur grande variété, déterminée par les conceptions arbitraires des auteurs. Ainsi, le nombre des types de grottes peut varier d'une classification à l'autre entre 4 et 20 ou même plus.

Nous essayons dans ce travail de réaliser une classification des formes souterraines des grottes, basée sur des considérations morphologiques. Elle nécessite la composition d'un schéma dont les possibilités de variation sont sensiblement plus restreintes. Elle a, d'autre part, tendance à limiter l'abondance terminologique d'une forme quelconque. La classification utilise quelque fois aussi des termes génétiques, comme par exemple ceux des galeries de corrosion, d'évorsion etc., mais seulement dans le cas où la terminologie génétique correspond à une forme spécifique aussi.

Le relief karstique souterrain (l'endokarst), y compris ses formes les plus

détaillées, a été divisé en deux grandes classes :

I. Les formes de creusement, divisées à leur tour en deux groupes : Les formes des cavités et les formes constitutionnelles.

II. Les formes de remplissage, sont divisées en 6 groupes morphologiques : fluviales, formations de glace, formations résiduelles, formes biomorphes, produits détritiques et cristallisations et formations stalagmitiques.

LES FORMES DE CREUSEMENT

a) Formes des cavités

1. Les ouvertures de grottes
2. Les avens, — d'effondrement
 - d'érosion
 - en clepsydre (F. Anelli, 1959)
3. Les galeries, — de fissuration
 - au profil de mine (avec plancher, parois et plafond)
 - au profil de toit (sans plafond)
 - au profil en « V » (sans plancher)
 - au profil circulaire (d'évorsion)
 - de corrosion (C. H. D. Kulingford, 1953)
 - méandrées (les « Incised meandres », J. H. Bretz, 1942)
4. Les parois
5. Le plafond, le plafond plan-horizontale, à voûte plane
 - ogival, « en fond du barque »
 - en fissure, fissuré (B. Geze, 1965)
6. Les salles, d'effondrement (H. Kessler, 1944)
 - de confluence
7. Les puits, en cloche
 - en éteignoir (B. Geze, 1965)
8. La cheminée, tubulaire, helicoïdale
9. La grotte, la cavité élémentaire (Ph. Renault, 1958)
 - la grotte sous-horizontale
 - la grotte verticale (W. Maucci, 1952)
 - tectonique (I. Viehmann, 1963)
 - hydrothermale (I. D. Ilie, 1970)

b) Formes constitutionnelles

1. Le talweg et les bords des rivières
2. Les niveaux d'érosion
3. Les « terrasses en roche » (I. D. Ilie, 1970)
4. Les niches, semi-marmites (F. Anelli, 1959)
5. Les ponts naturels, les piliers (V. Sencu, 1964)
6. Les alvéoles de corrosion (Ph. Renault, 1958)
7. Les « ripple mark » (M. Siffre, 1961)
8. Les formes de lapiésation : — les lapiés de plancher

- les lapies inverses « colgantes » (A. N. Jimenez, 1967)
 - les hiéroglyphes de corrosion (I. Viehmann, 1958)
 - les « firstrillen » (F. Bauer, 1958)
 - les tripanolites (I. Viehmann, 1962)
9. Les marmites : — micromarmites
- les alvéoles d'érosion « lingurite » (I. Viehmann, 1957)
 - les marmites de cascades
 - les marmites pédonculées
 - les marmites inverses
 - les marmites vides — ou remplies (I. Viehmann, 1959)

LES FORMES DE REMPLISSAGE

a) Les formes fluviales

1. Le cours d'eau
2. La cascade
3. Le lac, d'écoulement
 - de barrage
 - le lac siphon (F. Anelli, 1959)
4. Les alluvions, les « terrasses alluvionnaires » (T. Rusu, 1968)
5. Les dépôts sableux, argileux, terreux
6. Le sol polygonal
7. Les « billes de marmitage » (I. Viehmann, 1959)

b) Formations de glace

1. La glace compacte, le bloc de glace (I. Viehmann și V. Craciun, 1969)
2. Les cascades, les « langues de glace » (B. Geze, 1959)
3. Les formations stalagmitiques de glace (I. Viehmann, Gh. Racovita et M. Serban, 1965)
4. Les stalagmites « thermoindicatrices » (I. Viehmann, Gh. Racovita, 1968)
5. Les cristaux de glace, le givre, les « dendrites de glace » (M. Serban, 1970)

c) Formations argileuses

1. Les « sapins d'argile » (B. Geze, 1959)
2. Les billes d'argile (J. Charrier, 1960)
3. Les vermiculations (J. M. Pous, 1958)

d) Les formes biomorphes

1. Les débris végétaux
2. Les ossements et les squelettes
3. Les traces de l'ours des cavernes
4. Le guano
5. Le chéiroptérite, phosphorite

e) Les produits détritiques

1. Les éboulements clastiques et hydroclastiques
2. Les colluvions (B. Geze, 1959)

f) Les cristallisations et formations stalagmitiques

1. Les stalactites, les stalactites « macaroni »
2. Les stalagmites
3. Les accumulations et les dômes stalagmitiques
4. Les colonnes stalagmitiques, les stylolites
5. Les disques stalagmitiques (J. Choppy, 1961)
6. Les concrétions sphéroidales, les oulopholites
 - les clustérites
 - les coralites
 - les perles, sphériques, polyédriques, en nids, en nappe, microperles, les champs de perles (I. Viehmann, 1967)
7. Les cristaux et pellicules flottants (C. Andrieux, 1963)
8. Les concrétions hydrothermales, geisérites (I. D. Ilie, 1970)
9. Les gours, microgours, gours superposés
10. Les calcarénites (B. Geze, 1965)
11. Draperies suspendues, au sol (I. Viehmann, 1955)
 - à odontholites (V. Trufas, 1963)
12. Planchers stalagmitiques, au sol, suspendus,
 - pariétaux « flowstone » (C. H. D. Kulingford, 1953)
13. Les formations excentriques, cristallicites, hélicites,
 - anthodites
 - anémolites (I. Viehmann, 1962)

Les indications concernant les auteurs comprises dans la classification se rapportent au travail dans lequel le terme respectif a eu une utilisation reconnue.

BIBLIOGRAPHIE

- BRETZ, J. HARLEN (1942). Vadose and phreatic features of limestone caverns. *The Journ. of Geol.*, V. 1/6, London.
- KESSLER, H. (1944). *Jadvölgyi barlangok*, M. kir. földt. munkalap VI, Budapest.
- MAUCCI, W. (1952). L'ipotesi dell'«erosione inverse». *Bult. soc. Adriatica soc. natur*, XLVI.
- CULINGFORD, C.H.D. (1953). *British caving*, London.
- VIEHMANN, I. (1955). Formațiunile stalagmitice, *Ocrotirea naturii*, nr. 1, București.
- SERBAN, M., COMAN, D. et VIEHMANN, I. (1957). Recherches spéléologiques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *Českoslov. kras*, nr. 1, Praha.
- BAUER, F. (1958). Nacheiszeitliche karstformen, *Deuxième Congr. Internat. de Spéleo.*, t. 1, sect. 1, Bari.
- POUS, J. N. (1958). Sobre el origen de las vermiculaciones. *Deuxième Congr. Spéleo. Internat.*, t. 1, sect. 1, Bari.
- RENAULT, PH. (1958). Eléments de spéléomorphologie karstique. *Ann. de spéleo (Spelunca 3 ser.)*, t. XIII, fasc. 1–4, Paris.
- VIEHMANN, I. et PLESA, C. (1958). Peștera cu apă din Valea Leșului, *Ocrotirea naturii*, nr. 3, București.
- ANELLI, F. (1959). Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici. *La grotte d'Italia*, ser. 3, vol. II, Trieste.
- JIMENEZ, A. N. (1959). *Geografia de Cuba*, Habana.
- VIEHMANN, I. (1959). Contributions à la connaissance de la genèse des marmites. « *Speleologia* », *Bult. spéleo.*, t. 1, nr. 3, Warszawa.

- CHARRIER, J. (1960). Billes d'argile dans la grotte d'en Corner. Ann. spéléo, t. XV, fasc. 2, Moulis.
- CHOPPY, J. (1961). Observations morphologiques en Quercy. Ann. de spéléo, t. XVI, fasc. 1, Moulis.
- SIFFRE, M. (1961). Sédimentation en caverne. Mem. V della Rassegna spéléo italiana, Como.
- VIEHMANN, I. (1962). Contribuțiuni la cunoașterea originii helictitelor. Dări de seamă ale Comit. geol., vol. XLIII, București.
- ANDRIEUX, CL. (1963). Sur un projet de classification des formations cristallines des cavités naturelles du sol. Ann. de spéléo, t. XVIII, fasc. 1, Paris.
- TRUFAS, V. (1963). Peșterile de la Godinești, Comunicările SSNG, București.
- VIEHMANN, I. et SERBAN, M. (1963). Notă preliminară asupra peșterii de la Tăușoare, Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. I—III, București.
- SENCU, V. (1964). Cercetări asupra carstului la sud de Anina. Stud. și cercet., ser. Geograf., I—II, București.
- VIEHMANN, I. (1964). Note cu privire la geneza lapiezurilor. Dări de seamă ale Comit. Geol., vol. XLIX, București.
- VIEHMANN, I., RACOVITA, GH. et SERBAN, M. (1965). Observațiuni asupra microclimei Ghețarului de la Scărișoara. Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. IV, București.
- CASTANY, G. (1967). Traité des eaux souterraines, Dumond, Paris.
- ILIE, D. I. (1967). Asupra genezei unor forme endocarstice. Comunic. de geograf. Soc. et Geogr., vol. II, București.
- JIMENEZ, A. N. (1967). Clasificación genética de las cuevas de Cuba, La Habana.
- VIEHMANN, I. (1967). Noi contribuțiuni la geneze perlelor de cavernă în peșterile cu gheață. Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. VI, București.
- RUSU, T. (1968). Cercetări de morfologie și hidrografie carstică în bazinul super. al Văii Roșia. Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. VII, București.
- VIEHMANN, I. et RACOVITA, GH. (1968). Stalagmite de gheață termoindicatoare. Dări de seamă ale Inst. geol., vol. LIV, part. 1, București.
- VIEHMANN, I. et CRACIUN, V. (1969). Migrația gheții în peștera Ghețarul de la Scărișoara, Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. VIII, București.
- ILIE, D. I. (1970). Geomorfologia karstului, Edit. Univ., București.
- SERBAN, M. (1970). Morphologie comparée des stalagmites de glace de la grotte de Scărișoara (Roumanie), Lucr. Inst. de speol. «E. Racoviță», t. IX, București.

BEITRAG ZUR THEORIE DER ENTSTEHUNG VON HÖHLEN IM GIPS

Reinhard Völker
Kulturbund der DDD,
Gruppe Karst-Höhlenforschung
Neubrandenburg, DDR

1. AUSGANGSPUNKT DER UNTERSUCHUNGEN

Innerhalb der vergangenen 10 Jahre wurde durch den Verfasser die Kartierung einer Gipshöhle im Kyffhäusergebirge der DDR einschließlich aller Untersuchungen vorgenommen. Diese Höhle war geradezu das Paradestück einer sogenannten Laughöhle, es ließen sich jedoch viele Erscheinungen durch die Theorie der Laughöhlenentstehung nicht erklären. Einige Details widersprachen dieser Theorie vollkommen. Aus diesem Grunde wurde eine neue Erklärung gesucht. Durch Zusammentragen vieler Einzelheiten soll mit diesem Beitrag eine neue Erklärung gesucht werden. Die neuen Gesichtspunkte wurden auch in vielen anderen Gipshöhlen auf ihre Gültigkeit hin untersucht und fanden ihre Bestätigung. Besonders seien die Höhlen Schusterhöhle im Nordkyffhäuser und Heimkehle im Südharz der DDR genannt, die diesen Beitrag beweiskräftig untermauern.

Während man früher die Gipshöhlen grob in folgende Kategorien einteilte:

- a) Klufthöhlen
- b) Quellungshöhlen
- c) Laughöhlen
- d) Schlotten

will dieser Beitrag eine neue Einteilung vorschlagen:

- a) Echte Klufthöhlen
- b) Sickerwasserhöhlen
- c) Kombinierte Erosions- und Laughöhlen
- d) Schlotten
- e) Quellungshöhlen

Im wesentlichen haben sich zwei Begriffe neu hinzugesellt. Der Begriff Sickerwasserhöhlen ist nicht neu, sollte aber unbedingt in die Höhleneinteilung Einzug finden. Neu ist der Ausdruck:

Kombinierte Erosions- und Laughöhlen.

Dieser Höhlenart, die zusammen mit den echten Laughöhlen die größten Hohlräume bildet, wurde auch bisher die meiste Beachtung geschenkt, ohne jedoch ihre Stellung und Entstehung in diese Richtung herauszustellen.

2. 1. Echte Klufthöhlen

Zu den Klufthöhlen soll an dieser Stelle keine Ausführung gemacht werden. Es zählen alle betret- oder befahrbaren Klüfte dazu, wenn sie nicht eindeutig durch Wassereinfluß überprägt wurden. Es gehören hier auch die Abrißklufthöhlen dazu.

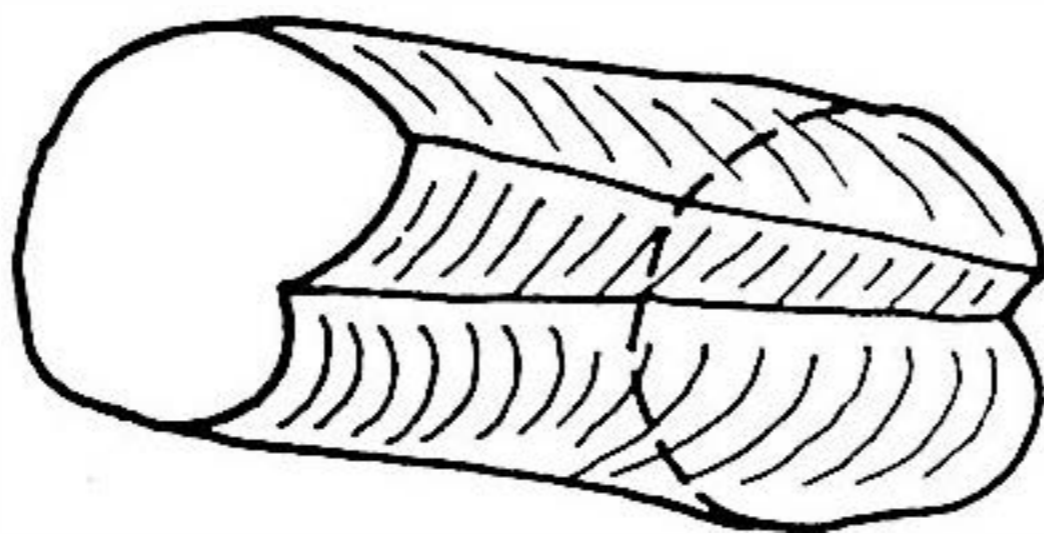
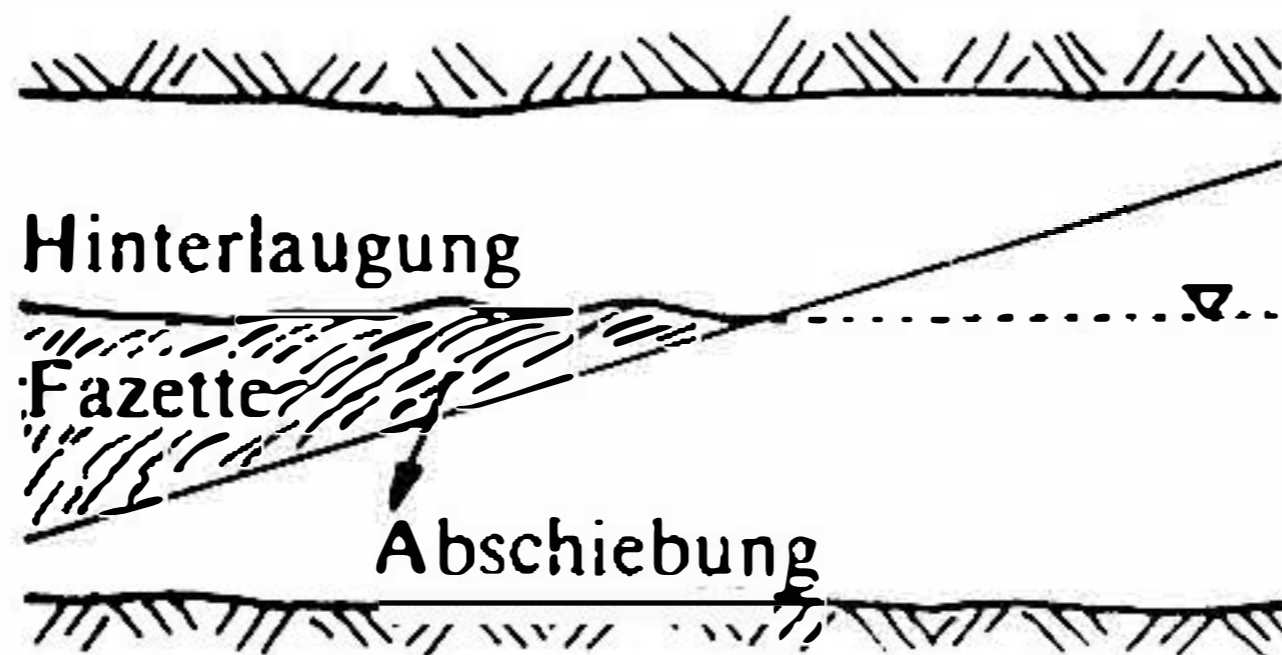
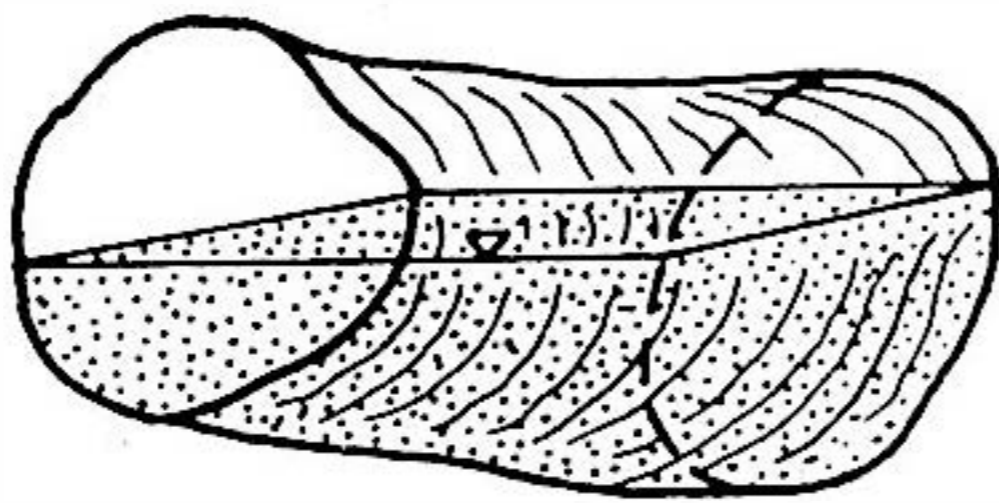
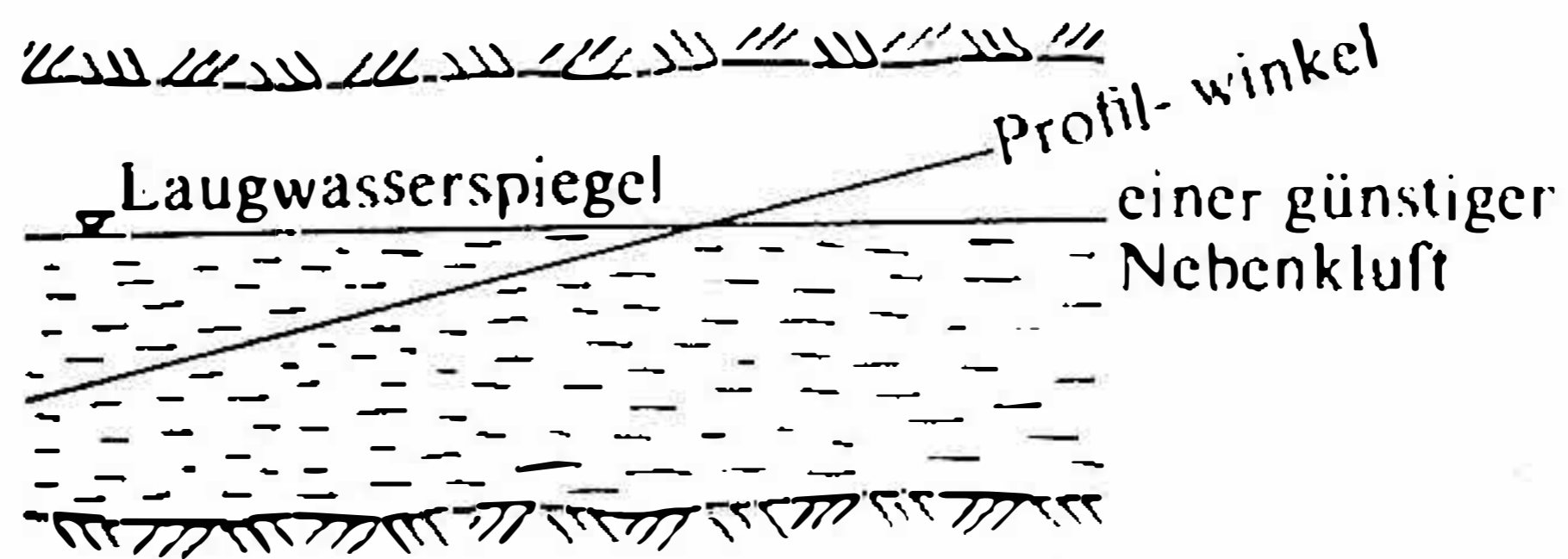


Fig. 1. Auskeilende Fazette. Längsschnitt (oben): Da der Wasserspiegel die Klufthöhle bis zu einer gleichmäßigen Höhe hinterlaugt, bleibt die Abrißhöhe des Gesteins etwa in gleicher Höhe (dreidimensionale Darstellung). Längsschnitt (unten): Auf der hinterlaugten Klufthöhle rutscht der Gesteinskörper ab. Es entsteht durch den Answinkel der Klufthöhle ein verschieden abgewinkeltes Auskeilen der Fazettenfläche (dreidimensionale Darstellung).

2. 2. Sickerwasserhöhlen

Diese Höhlenart soll durch ihre feste Eingliederung in die Systematik der Giphöhlenarten eine Übergangsform der Höhlen bestreichen. Es handelt sich um Höhlen, die keine Verbindung mit Vorflutern haben und auch nicht durch die Wasserführung unterirdischer Bachläufe entstanden sind. Vielfach begegnen wir diesem Typ auf den höchsten Kuppenlagen unserer Karstberge. Auf der Grundlage günstiger und teilweise recht offener Klüfte konnte hier das Regenwasser eindringen und im Verlaufe der geologischen Zeiträume das Gestein

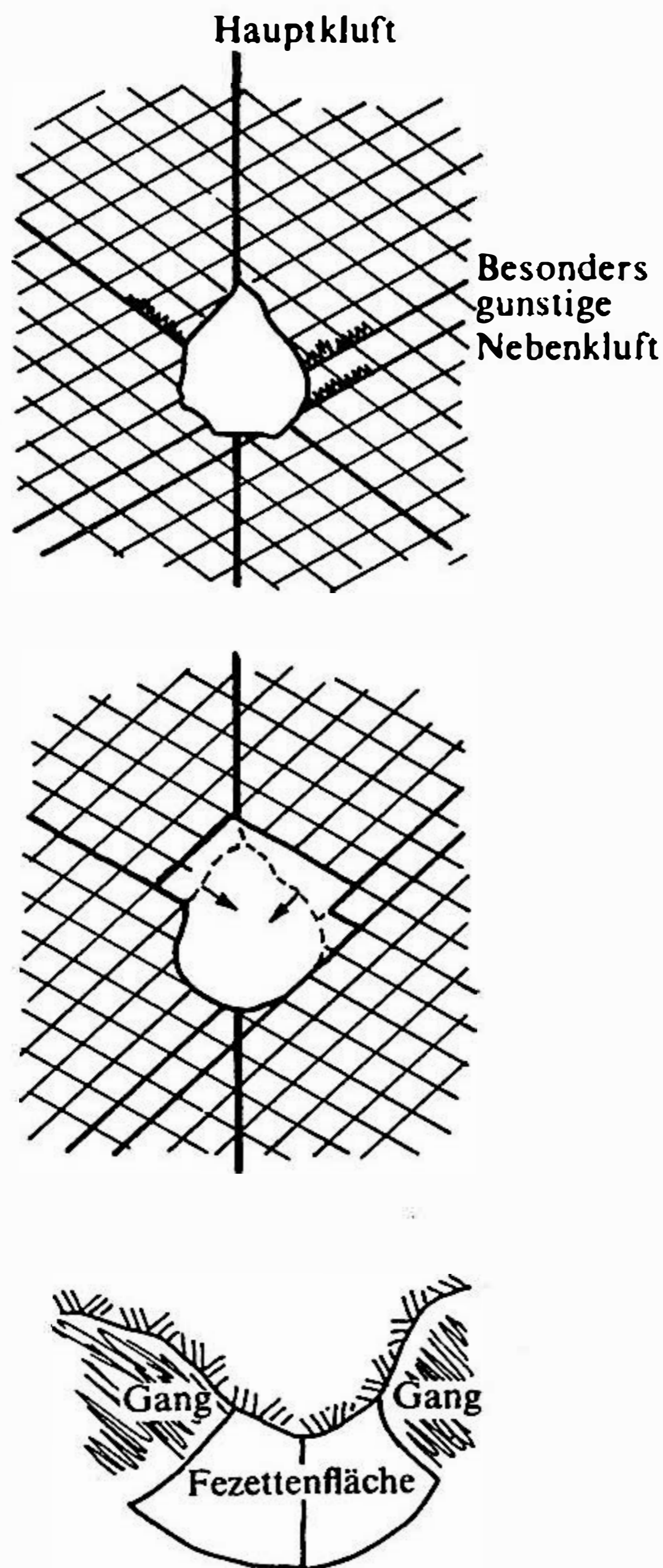


Fig. 2. Grundsätzliche Entstehung von Fazetten durch Unterstützung durch Klüfte als Abrißflächen. Oben: Entlang der Hauptkluft wurde bereits ausgelaugt. Auf den feinen Klüften hat die Korrosion gute Angriffsmöglichkeiten. Klüfte mit günstiger Öffnung und Klüftfüllung werden hinterlaugt. Mitte: Durch Abschiebung auf den Klüftflächen brechen die hinterlaugten Stellen an Stoss und First in den Hohlraum. Scharfe Kanten werden durch weitere Laugung geründet. Unten: Umbiegende Fazette (links): Höhlenquerschnitt an der Mündung zweier Höhlengänge. Die umbiegende Fazette (rechts) entsteht durch Hinterlaugung einer Klüftkreuzung.

erosiv und korrosiv bearbeiten. Während im Anfangsstadium die korrosive Tätigkeit überwiegen wird, wird im Verlauf der Erweiterung der Gänge eine Verstärkung der Erosion, besonders bei Intensivniederschlägen, stattfinden.

Die Höhlen selbst sind kleine Schläuche, meist senkrechter Natur, an die sich im weiteren Verlaufe in Richtung der Kluft ein schmaler Schlauch entwickelt. Diese Höhlen sind vergleichbar mit einer tiefgreifenden Karrenbildung.

Sie liegen häufig weit von jeder Talbildung entfernt und sind auf keinen Fall als älteste Laughöhlen des obersten Niveaus zu erklären. Echte Laugzeichen sind nur sehr gering ausgebildet. Durch Wasseraufstau bei Verschlämmung der Kluft kann es zu sehr schönen Laugformen und sogar zur Kristallbildung kommen.

Erosive Kennzeichen sind in den meisten Fällen deutlich vorhanden. Es gibt Erosionsrinnen von $\frac{1}{2}$ Meter Tiefenwirkung, die sich durch Intensivniederschläge bilden und sich ständig erweitern.

Bilden sich solche Höhlen über größeren Laughöhlen aus, dann können sie sich zu Ponoren ausbilden. Diese Ponore können zu niederschlagsreichen Zeiten teilweise aktiv werden.

Die Sickerwasserhöhlen beziehen, im Gegensatz zu den kombinierten Erosions- und Laughöhlen, ihre Wasserzufuhr sporadisch durch die Klüfte von oben her. Der Einstieg in die Höhle geschieht deshalb von Natur aus immer vom obersten Punkt.

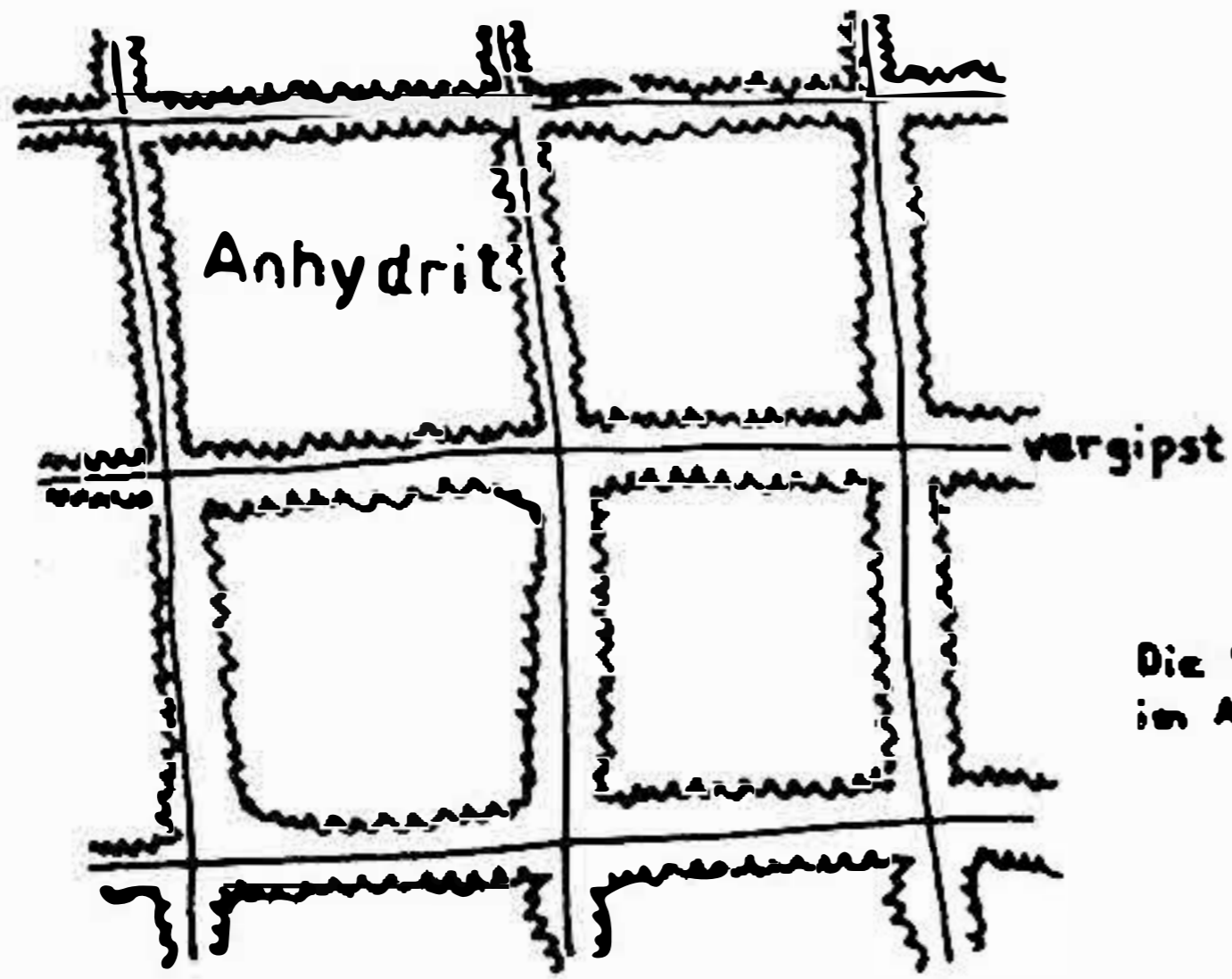
2. 3. Kombinierte Erosions- und Langhöhlen

Während man früher der Erosion jegliche Beteiligung bei der Bildung von Gipshöhlen abgesprochen hat, gelangte man in der letzten Zeit zur Auffassung, daß auch sie sich an der Höhlenbildung bis zum gewissen Grade beteiligt. Es gab zwar in der Vergangenheit in bestimmten Höhlen Abschnitte, die man durch Erosion erklären wollte, nur waren das nur Teile und diese Meinung war außerdem noch stark umkämpft.

Wir sind bei Untersuchungen zur Überzeugung gelangt, daß bei unseren bekannten großen Gipshöhlen, wie z. B. Barbarossahöhle, Heimkehle, Schusterhöhle, Questenhöhle, die Erosion einen entscheidenden Anteil gespielt hat.

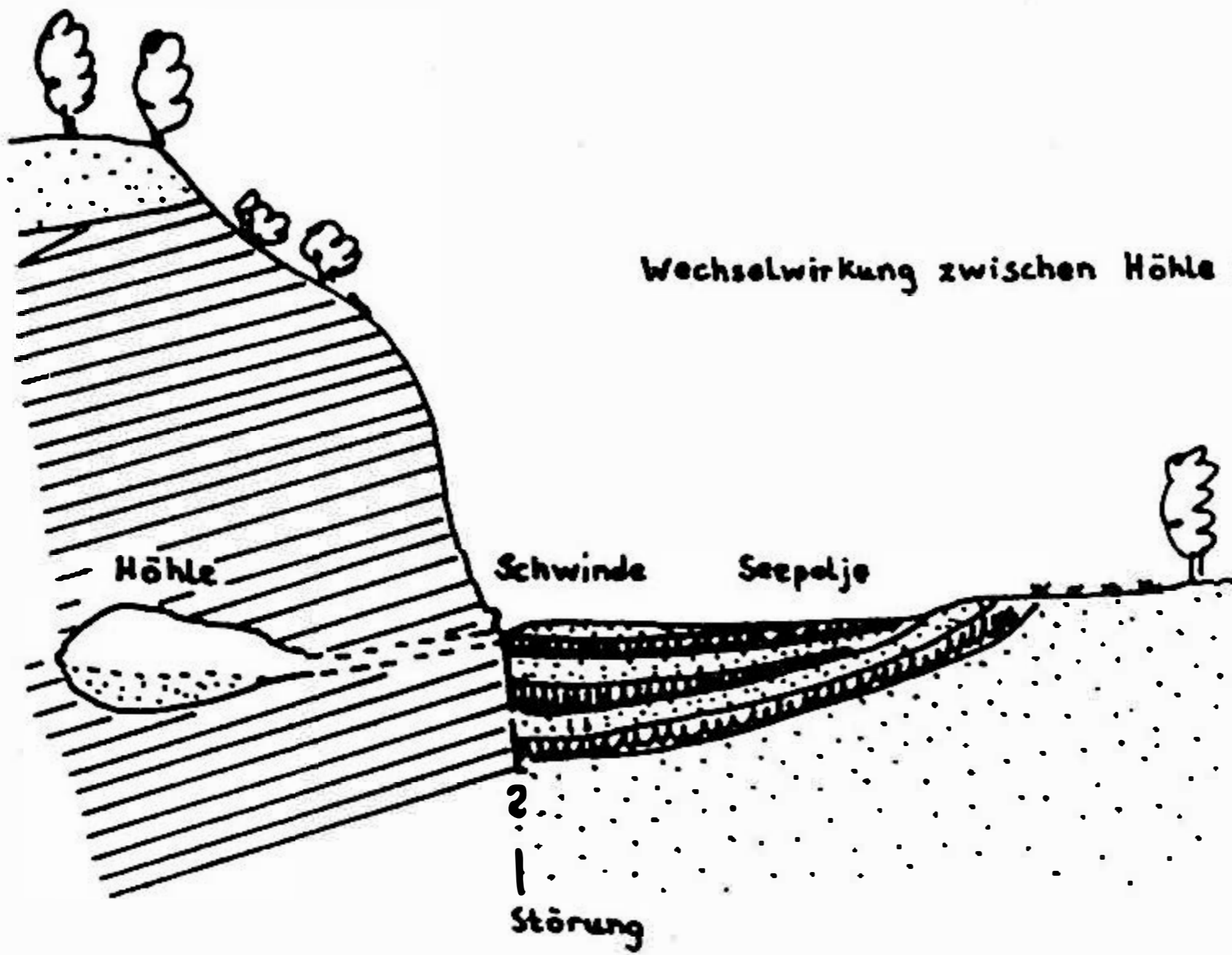
2. 3. 1 Der Ausgangspunkt der Bildung einer kombinierten Erosions- und Laughöhle

Der Ausgangspunkt ist in jedem Falle der zerklüftete Anhydrit und ein Vorfluter, der ständig oder über längere Perioden frisches Wasser zuführt. Die Klüfte müssen so geöffnet sein, daß eine Vergipsung des Gesteins vorgehen konnte. Die Vergipsung erfolgt entlang der Klüfte. Je weiter die Klüfte geöffnet sind, desto tiefer ist das Gestein vergipst, je intensiver die Klüftung, um so stärker ist der Vergipsungseffekt.



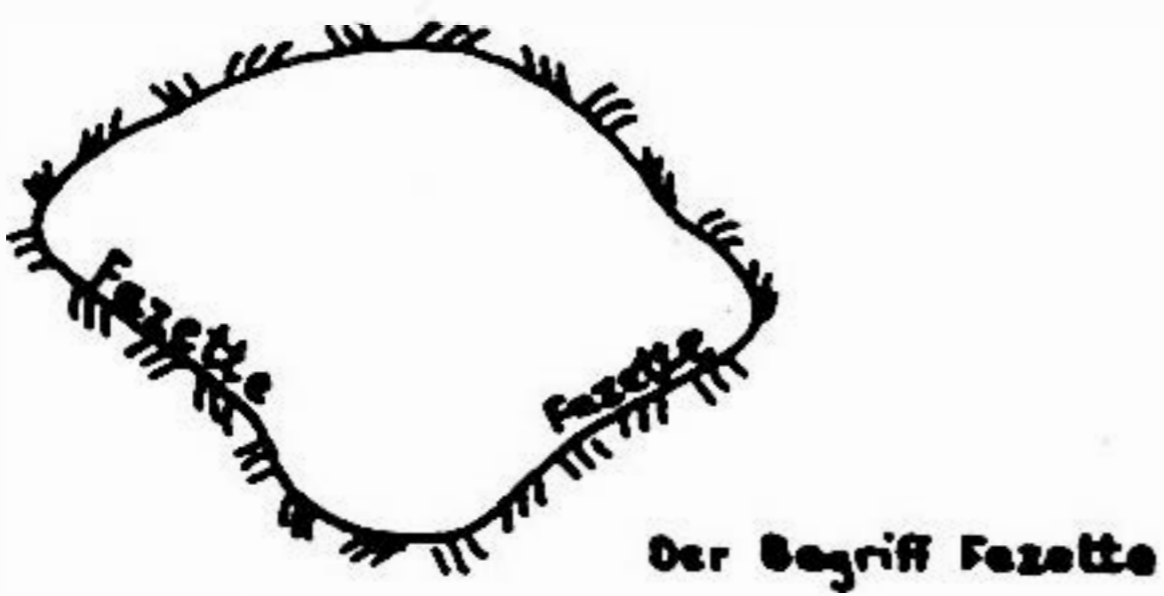
Die Vergipfung entlang der Klüfte im Anhydrit

zu 2.31

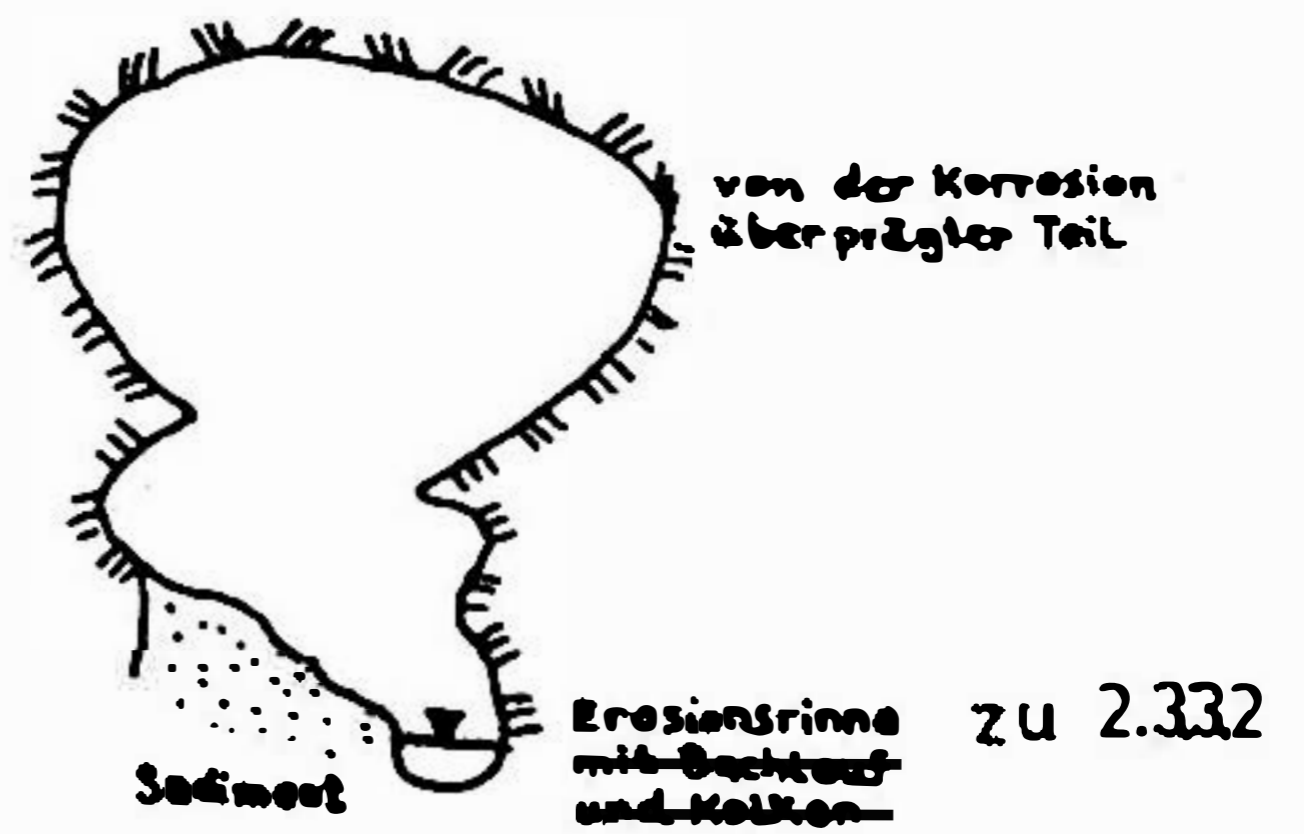


Wechselwirkung zwischen Höhle und Seepolze.

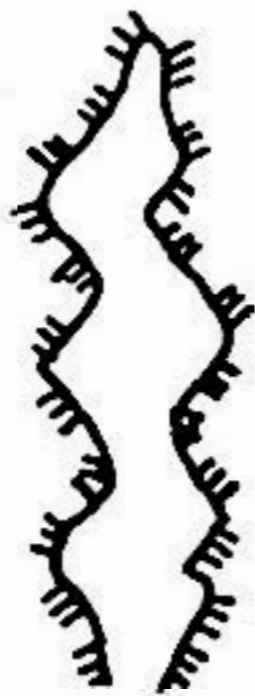
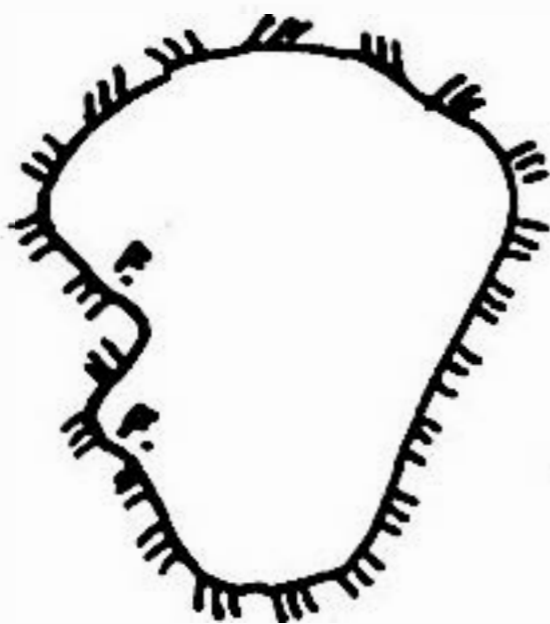
zu 2.32.2



zu 2.331



zu 2.332



Beispiele unterschiedlichster Fazettenausbildung eines Querschnittes

zu 2.331

Fig. 3.

2. 3. 2 Der Bildungsvorgang

2. 3. 2. 1 Wechsel zwischen Korrosion und Erosion

Während anfänglich die Korrosion auf den vergipsten Klüften diese zu Röhren und Gängen erweitert und die Korrosion auch die erste Arbeit bei der Bildung eines Wasserlaufes leistet, spielt mit Vergrößerung des freien Querschnittes die Erosion eine immer bedeutendere Rolle.

Die Erosion, hervorgerufen durch das Gefälle der unterirdischen Wasserbahn, versucht das Gefälle durch erosive Arbeit auszugleichen. Dem wirkt die Korrosion teilweise entgegen, da sie auf den Klüften weiter in die Tiefe laugt und tiefere Niveaus anlegt. Sind dabei recht offene Klüfte vorhanden, ist bald ein freier Querschnitt gelaugt. Die Erosion wird an dieser Stelle auf Grund des großen Gefälles die Hauptarbeit verrichten.

Damit ist grundlegend ein Wechsel zwischen beiden geologischen Kräften bedingt.

Dieser Wechsel ist aber auch noch durch das Wasserangebot und den Fließvorgang bedingt.

2. 3. 2. 2 Erosion und Korrosion im bedingten Wechsel durch unterschiedliche Fließvorgänge

Durch periodischen Wasserandrang kann es zu langem Wasseranstau kommen, der nur sehr langsam durch das Hohlraumsystem abfließt. Vor den Schlucklöchern kommt es bei häufigem Wasserstau in begünstigter geomorphologischer, geologischer und tektonischer Lage bald zur Auslaugung eines Seepoljes. Ein Beispiel sei der Periodische See bei Roßla im Südharz und der See zu Tilleda an der Schusterhöhle, die hervorragende Beispiele für die Wechselwirkung zwischen Seepolje und Hohlraumbildung im Gipskarst der DDR abgeben. Diese Vorgänge spielen sich bei beiden Örtlichkeiten noch heute intensiv ab.

Kommt es zum Wasseranstau, dann wird auch der freie Querschnitt der Höhle mit überstaut.

Die Erosion spielt keine Rolle mehr, die Korrosion kommt voll zur Geltung.

An Stellen, wo das Wasser unter Druck steht, kommt es zur Ausbildung ebener Laugdecken.

An den Begrenzungswänden der Höhle kommt es zur Ausbildung von Laugnäpfchen.

Im Zusammenhang mit Abscherungsflächen von Klüften kommt es zur Ausbildung von Fazettenflächen.

Den Fazettenflächen kommt besondere Bedeutung in der Deutung der Höhlenentstehung älterer Theorien zu. Mit dieser neuen Erkenntnis soll dieser Bedeutung starker Abbruch getan werden.

Ist der Wasseranstau abgeschlossen und durch einen relativ gefällereichen Abschnitt der Höhle fließt nur ein normaler Bach, so beginnt die Erosion wieder mit bedeutender Arbeit. Da die Erosion jedoch nur in tieferen Höhlen-

teilen stattfindet, kann der durch die Korrosion überprägte Höhlenteil nicht berührt werden.

Beim oberflächlichen Betrachten entsteht der Eindruck, daß die ganze Höhle nur durch Korrosion entstanden sei. Das ist aber nicht so!

In der Schusterhöhle gibt es beim zur Zeit fließenden Höhlenbach Gefällestrecken von 3 ‰. Das bedeutet, daß eine bedeutende Erosionsarbeit bei entsprechender Fließmenge geleistet wird. Eventuelle Steilabfälle des Baches sollen dabei gar nicht berücksichtigt werden. Der tiefste, noch nicht überprägte Teil der Schusterhöhle, zeigt intensive Erosionsmerkmale.

2. 3. 2. 3 Die Sedimentation

In die Wechselwirkung zwischen Erosion und Korrosion greift eine dritte, bedeutende Kraft ein. Sie besitzt zwar für ihr Zustandekommen einige Grundlagen, die sich jedoch nur in ihrer Intensität auswirken. Es ist die Sedimentation. Bei Wasseraufstau kommt es zur Ablagerung von Sink- und Schwebestoffen. Korrodierte Karstpoljes werden wieder sedimentiert. Eine Wechsellagerung zwischen humosen und organischen Ablagerungen des Seestadiums und Einschlamm- und Absetzstoffen bildet sich.

1 Versuchsbohrung im Seepolje des Periodischen Sees ergab eine Sedimentation von 30 m. Das Liegende konnte nicht erreicht werden. 15 Bohrungen im Seepolje in Tilleda erreichten bei 6,5 m Tiefe das Liegende der Wechsellagerungen nicht. Auch im Hohlraum setzt die Sedimentation ein. Sie verstopft Abflüßgänge und verlängert damit die Zeitdauer der Korrosion. Die Sedimentation bedeckt nackte Gesteinsflächen und schützt damit vor Korrosion. Es können somit einseitige Korrosionserscheinungen entstehen. Das wird noch durch Sedimentation und Verbruch intensiviert.

Eine spätere Erosion kann wieder voll oder teilweise ausräumend wirken. Es sind sehr viele Übergänge möglich. Die Höhlengenese kann stark verwischt werden.

In der Schusterhöhle in Tilleda sind Tone von über 3,0 m Mächtigkeit eingeschlamm. Die Erosion räumt zur Zeit intensiv im tiefsten Teil der Höhle aus. Innerhalb der letzten fünf Jahre sind dabei beachtliche Fortschritte trotz sehr sporadischer Wasserschüttung erreicht worden.

2. 3. 3. Bildungserscheinungen

2. 3. 3. 1 Korrosive Bildungserscheinungen

Es handelt sich um typische Zeichen für eine Laugung. Die Erscheinungen sollen hier nicht alle aufgeführt werden. Es zählen dazu Laugnäpfchen, Laugplatten, Laugdecken, Laugrückstände und Laugfazetten.

Den Laugfazetten soll an dieser Stelle besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

Laugfazette ist eigentlich ein irreführender Name der deutschen Terminologie. Es soll aber an dieser Stelle kein anderer Begriff eingeführt werden. Verstanden wird darunter der keilförmige Einschnitt, dessen tiefste Kerbe den

ehemaligen Wasserstand markieren soll. Die Flächen sollen Wasserstandslinien ehemaliger Laugverhältnisse widerspiegeln. Die Schrägfläche wird als grafische Projektion der Löslichkeit des Gesteins ausgegeben. Die Schräge hat einen Extremwert, der dem natürlichen Schüttungswinkel der Laugrückstände unter Wasser entsprechen soll.

Verschiedene Fazetten übereinander charakterisieren chronologisch die Wasserstände der Höhle und geben Hinweise auf die Tektonik.

Diesen Feststellungen wird widersprochen!!

Es können folgende Feststellungen gemacht werden, die dem gegenüberstehen:

1. Fazettenflächen differieren in der Höhe im Bereich über einem Meter.
2. Fazettenflächen biegen auf kürzesten Entfernungen in alle denkbaren Lagen um.
3. Fazettenflächen weisen eine bevorzugte Neigung von 30° bis 45° auf, es kommen aber auch alle denkbaren Winkel zwischen 15° und 80° vor.
4. Fazettenflächen sind innerhalb Querschnittes sehr unterschiedlich ausgebildet und höhenindifferent.
5. Innerhalb einer Fazettenfläche kommt es auf kürzesten Entfernungen plötzlich zu einer Verbreiterung von über einem Meter, der genauso plötzlich wieder verloren geht. Deutlich hinterlaugte Klüfte in Flächenlage der Fazette sind zu erkennen.

Wir sind nach eingehender Untersuchung der Meinung, daß es sich bei den Fazetten tatsächlich um Laugmerkmale handelt. Auf fast nicht sichtbaren Klüften, zum großen Teil aber auch hervorragend sichtbaren Klüften, hat die Korrosion einen besseren Angriffspunkt. Die Klüfte werden hinterlaugt, die Gesteinsblöcke scheren ab.

Die Kluftfläche bildet damit die Fazettenfläche. Diese wird nach dem Abscheren von der Laugung größtentels überprägt, geglättet, abgerundet und mit Laugresten belegt. Es lassen sich alle Eigenarten des Fazettenverlaufes damit erklären. Die Klüftung ist eindeutig nachweisbar!

Je günstiger eine solche Kluft, desto ausgeprägter die Fazettenfläche. Je nach dem Profilwinkel, unter dem eine besonders günstige Kluft angeschnitten wurde, kommt es zu unterschiedlichster Ausbildung innerhalb eines Querschnittes. Schutz der Gesteinsfläche durch Verbruch, Sedimentation und unterschiedlichen Aufstau durch beide Faktoren bewirken dazu nochmals eine unterschiedliche Ausbildung.

Die verschiedenen Fazettenflächen zur Alterseinstufung der Wasserstände heranzuziehen und auf Gebirgshebungs- und -senkungsphasen zu schlußfolgern, ist völlig abwegig!

Die Lage der Fazette wird durch Wasserspiegel und Kluftflächen vorgezeichnet. Der Wasserspiegel kann aber gerade durch das Zusammenwirken zwischen Erosion, Korrosion und Sedimentation zu allen Zeiten unterschiedlichste Lagen einnehmen. Die Höhlenentwicklung geht in die Tiefe. Wenn aber nach einer starken Sedimentation erneut Korrosion einsetzt und die Höhle fast bis zur First in den Sedimenten ertrinkt, dann sind die eventuell dabei entstan-

denen höhenmäßig obersten Fazetten nicht die ältesten, sondern die jüngsten. Dieser Vorgang kann vollkommen durcheinander verlaufen, eine Einstufung ist nicht möglich.

2. 3. 3. 2 Die korrosiven Bildungerscheinungen

Auch diese Erscheinungen sind sehr mannigfaltig verbreitet. Kolke, Strudellöcher, Erosionsrinnen und Abstürze sind nur einige Einzelheiten. Vielfach ergibt sich ein Profil, daß im obersten Teil der Höhle alles durch Korrosion überprägt wurde, der tiefste Teil des Profils aber aktive Erosionsmerkmale trägt. Die Schusterhöhle ist ein Musterbeispiel dafür.

2. 4. Schlotten

Es sind Höhlen, mitunter von großen Dimensionen, deren Tiefenlage bedeutend unter der Entwässerung durch Vorfluter liegt. Sie sind teilweise mit Wasser oder Lauge gefüllt und werden nur durch den Bergbau angefahren. Näher soll an dieser Stelle nicht darauf eingegangen werden.

2. 5. Quellungshöhlen

Es handelt sich um den kleinsten Teil der Höhlen im Gips. Sie entstehen durch Volumenzunahme im Vergipsungsprozeß und erreichen nur kleinste Dimensionen. Ihre Kuppel bildet die Oberfläche der wenigen echten Quellkuppen im Gips.

3. ERKENNTNIS

In dieser Höhlensystematik wurde besonders der Typ der kombinierten Erosions- und Laughöhle herausgestellt. Da jedoch fast alle unsere bedeutenden Höhlen dazuzurechnen sind und damit die Systematik in ein neues Licht gerät, ist eine umfassendere Abhandlung notwendig geworden. Man kann zusammenfassend sagen, daß die Gipshöhlenentstehung, mit Ausnahme der Quellungshöhlen und Schlotten, der Höhlenentstehung im Kalk nicht so fremd ist, wie immer angenommen wurde.

RIVER KARREN (FLUSSKARREN)

Gordon T. Warwick

Department of Geography, University of Birmingham,
Great Britain

A b s t r a c t. River channels in limestone regions yield surprisingly few distinctive solution forms. The author examines some of the reasons for this and describes forms allied to *k l u f t - k a r r e n*, scallops and shutes as well as channel roughening, channel-side scour and potholes which can be found in channels cut in other rocks. Also described are forms associated with films of water moving down channel sides and adjacent bare banks.

A random inspection of river channels cut into limestone, either seen through water or exposed at low water levels, reveals relatively few characteristic solution features. A closer search will reveal minor forms which occur sufficiently to warrant classification. These may be called *r i v e r k a r r e n* and be defined as solution features found on exposed rock surfaces within or adjacent to river channels in limestone regions or other soluble rocks. Often the stream bed is obscured with debris consisting of varying amounts of boulders, sand or finer material (including sometimes organic material). If this is a permanent feature of the channel floor then it may exercise a protective role especially if composed of non-calcareous matter. In general, the debris cover increases as the gradient declines.

In permanent streams, the constant washing of the rock together with the scouring action of the stream's load tends to inhibit the formation of sharply defined forms and in any case the turbulent flow associated with most rivers speeds up the loss of any dissolved carbon dioxide brought in by springs and seepages that have percolated through soil. Thus, in general, stream water tends to be less aggressive than water found in caves (especially percolation water).

Probably the commonest difference between the channels of streams flowing over limestone and those flowing over other resistant rocks is the roughness of the channel floor. This is especially seen on the steeper parts of the valley floor. However this generalization has not been measured and tested statistically. It is presumably due to the quarrying action caused by solution along the bounding planes of blocks. Once one block has been loosened from a well-jointed bed, others may be removed more easily. On gently dipping rocks, especially thinly-bedded ones (say between 10—100 cms) a miniature hill and dale landscape (*S c h i c h t s t u f e n l a n d s c h a f t*) may be produced. At the sides preferential solution along a bedding plane sub-parallel to the stream surface may produce a marked undercutting until a suitable vertical joint plane is encountered when the whole block may become unstable and topple into

the stream to await removal by solution and abrasion. A variant on this is a curved erosional feature with a similar cross section to that of a motor tyre; this is presumably due more to corrasion than corrosion. These forms are concave in the vertical plane, and form adjacent to the water's edge. They are commonest near the head of a knick point and may be left stranded as the stream cuts down, e.g. where the Vernaison enters the Grand Goulets in the Vercors, France. Often these forms have a limited lateral extent of a few metres and may be up to a metre high. Naturally these can help to undercut the banks and make them unstable.

Where a bedding plane has been cleared of the overlying rock the smooth surface may become etched out into a reticulate pattern following the joints. If the dip is low and close to the gradient of the stream there may be little incentive to quarry blocks from this surface. The depth of etching will depend upon the openness of the joints and the amount of water flowing over the bed. Quiet stretches of a river seem to be best for such features. Good examples occur in the bed of the River Swale in North Yorkshire, e.g. below Richmond Castle. The cutting of a main channel into such an exposed bedding plane may induce further dissection of the block producing in time isolated blocks reminiscent of the *clints* or *hells* bounded by enlarged joints or *grikes* which are found on rock platforms above the Yorkshire Dales. Where a joint runs in the direction of flow it may be enlarged by stream flow and act as a kind of chute. At Keld in Swaledale on the other hand the joints run across the stream bed and, where the bedding plane dips in the same direction, the main channel is on one side and is joined by linear backwaters extending up the joints. The surface of such planes that are not regularly awash may become dimpled with pools formed in surface irregularities. These may be replenished by rain or flood-water and cause localised deepening leading to the formation of *kamenitzas*. Sometimes algae may thrive in such pools and increase the acidity of the water and its aggressiveness resulting in the solution of more limestone and an increased pH value. If the pools dry out then organic scum may be left on the floor and sides.

Surprisingly relatively few scallop marks with sharply defined edges are found in surface channels, probably for the reasons mentioned above. In Britain, this is in strong contrast to the marked scalloping of the channels of cave streams. Examples have been found at the Killeany Rising, Co. Clare and more complex forms resembling sand ripples and *Trittkarren* occur at Keld, Swaledale. Pitting, especially of loose angular rocks has been observed in several localities. These forms rarely occupy the whole rock face as do scallops. A more complex rounded type was seen at the water sink of Carran Polje, Co. Clare, Ireland, in a situation where blocks were obviously covered by relatively still water as the external level rose when the water supply was greater than the sink could carry away. These pits are rarely more than 5–10 cm in diameter and up to 5 cm appears to be the norm; they are usually more rounded and symmetrical in shape than scallops.

An associated bed-form is the pothole or rock-mill which appears to be best developed on limestone. The Upper Neath Gorge below Cwm Pwyll-y-Rhyd, Breconshire, provides a magnificent series, where many of the scouring stones come from erratics originating in the local glacial drift. Other examples that may be called to mind are those at the exit of Mas d'Azil, Pyrenees, France and the Porte de la Valserine near Bellegarde, Ain. Sometimes such forms may be very deep, known as *marmites de géant*, and in fact the whole channel may be a series of such *marmites* as occurs in the Hoff Beck near Lower Pate Hole, Great Asby, Westmorland.

Finally the walls of stream channels may be etched by films of water flowing over them especially downstream from waterfalls. The form depends upon the gradient and the rate of supply of water, as well as the frequency of wetting. At High Force on the R Tess on the Yorkshire/Durham boundary, the river plunges over the doleritic intrusion of the Whin Sill in a miniature Niagara Falls, and after heavy rain the air is filled with fine spray which collects on the adjoining rock surfaces, especially where it has been exposed by the wear and tear of thousands of tourists. Here there is a fine series of dendritic channels cut into the rock and which lead to major joints or over the side of the channel. In other places forms similar to rillenkarren may be detected as at the exit of Birkwith Cave, Ribblesdale, Yorkshire.

Since I have found little written about these features I thought that it might stimulate further discussion and search for parallel or fresh forms elsewhere, although I am aware that my search has not extended into the non-English literature very widely.

STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL CONTROL OF CAVERN DEVELOPMENT IN POCAHONTAS COUNTY, WEST VIRGINIA, U. S. A.

Eberhard Werner
Washington, USA

A b s t r a c t. The best known cave areas of the world consist of very thick sequences of relatively uniform limestones. In contrast to this, the Mississippian Greenbrier Series in Pocahontas County consists of about 150 m of rocks with more than 20 distinct recognizable units of limestone, sandstone, mudstone, and shale. This stratigraphic variation as well as small structural features have played a significant part in the development of caverns.

Cavern development seems to have occurred chiefly after the valleys were cut to nearly the present levels. Passages have formed along the upper surfaces of ground water bodies perched on impermeable, insoluble rock layers. Vertical passages allow water from the land surface to fall to the level of ground water bodies, and horizontal passages allow drainage directly to the hillsides. Very simple ground water flow patterns are observed, probably due in part to the fact that no significant hydraulic head develops underground.

Structural factors control horizontal placement and cross-section of cave passages. Passages develop along intersections between bedding planes and joints as expected. Minor thrust faults have been found to be responsible for modification of passage character. The passages, which are normally of equal height and width, become much wider and somewhat lower when intersected by thrust fault.

INTRODUCTION

The best known of the world's cave areas are developed on limestones of great vertical extent relatively little variability. In the United States, it was not until the 1960's that attention was directed towards terranes on thin or variable limestones. The classic American studies, such as those by Davis (1930) and Swinnerton (1932), were based principally on the Kentucky-Indiana karst where the limestones are relatively uncomplicated. These investigators noted variations in limestone composition, but ascribed little significance to them other than minor control of passage cross-section. In such limestones, the position of cave passages and their development through time is controlled by topographic factors, often to the exclusion of all others. (Included in topographic factors, for the purpose of this discussion, are such items as constancy or variability of the position of base level and the associated control over ground and surface water.) Gardner (1935), although considering stratigraphic control, seems to be more concerned with the attitude of the rocks rather than their compositional variability. Howard (1963) discusses the effect of juxtaposition of carbonate and non-carbonate rocks; however, his treatment emphasizes the clastic caprock rather than non-carbonate layers within or below the cave-containing limestones. Waltham (1970) studied cave development where there is some stratigraphic variability, and he calls attention to the fact that cave develop-

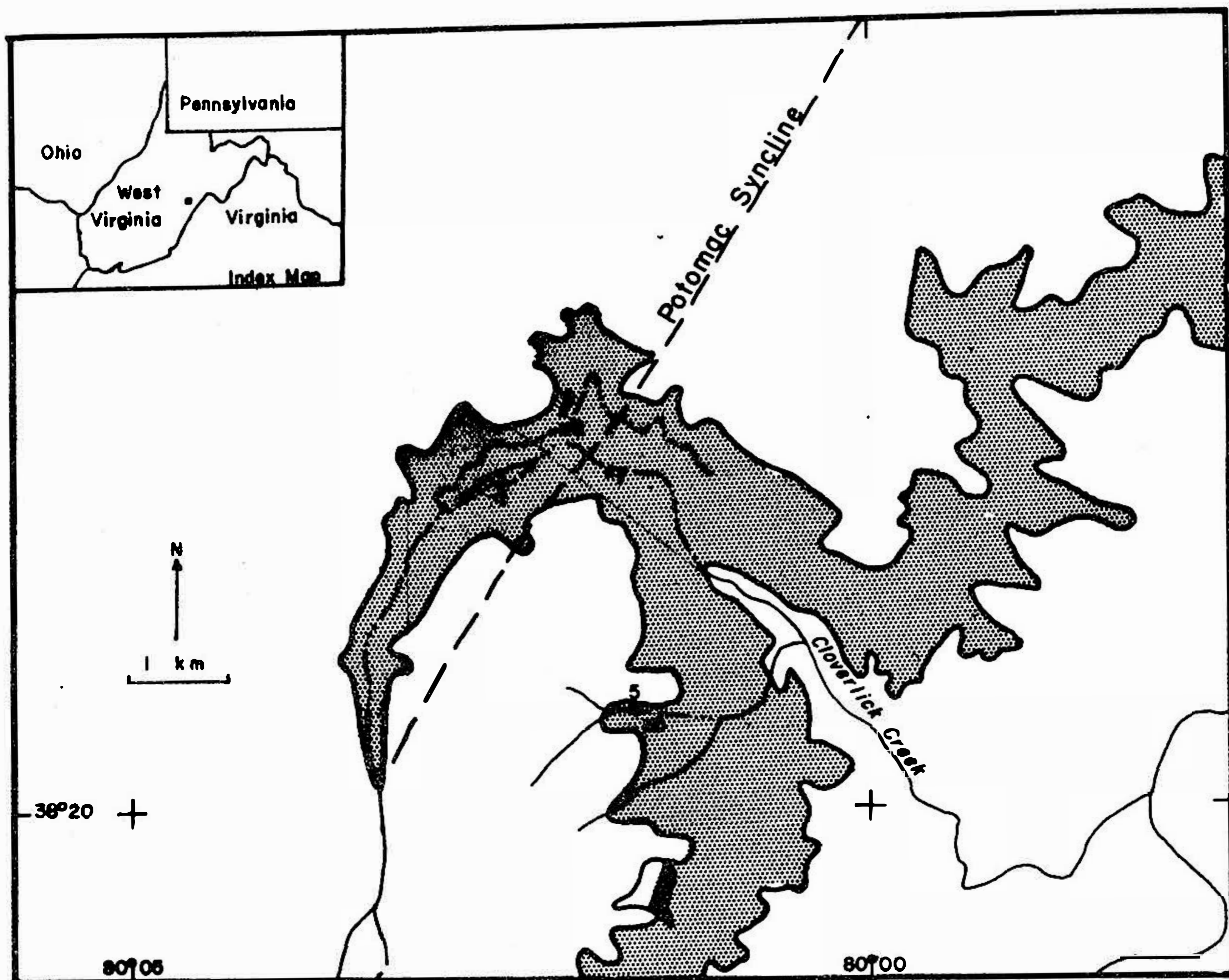


Fig. 1. Map of the Cloverlick Valley area. The outcrop of the Greenbrier Series is indicated by the dotted pattern. The dotted line approximately indicates the outcrop of the Pickaway layer where it has been observed in the course of this investigation. Caves: (1) Falling Rock; (2) Ebs No 2; (3) Lost Shoe Pit; (4) Waterfall; (5) Canis Majoris; (6) Piddling Pit.

ment is related to thin shale bands within the limestone. Other studies have been made in areas of lithologic variability. Most of these, however, have been where tectonic activity and the consequent structural features have complicated the picture.

The eastern edge of the Allegheny Plateau in the state of West Virginia has both stratigraphic variability and relatively simple structure. Serious studies of cave development here began in the early 1960's. Wolfe (1964) attempted to use the earlier technique of correlating local or regional erosion surfaces with levels in caves. White and Schmidt (1966) discovered that passages were often developed directly above thin shales (p. 559). Eddy and Williamson (1970) found that passages were loosely concentrated at several levels which were partly stratigraphically controlled, but which were also affected by structural conditions.

In order to determine the effects of stratigraphic and lithologic control on cave development, a small area as uncomplicated as possible with regard to structure and topography was chosen for this study. The Cloverlick Valley (Pocahontas County, West Virginia) is located at about $38^{\circ} 15' N$ and $80^{\circ} W$

(fig. 1), at the boundary between the Allegheny Plateau and the Appalachian Ridges. Altitudes range from 800 m in the valley bottom to over 1200 m at the top of the ridges. Rainfall is about 100 cm/yr, enabling the growth of a vegetation cover of trees and grass. Cloverlick Creek flows down the valley; part of the course is underground except during infrequent times of high water when the entire surface channel is filled. Normally, the creek sinks at the upper contact of the limestone, flows underground to a large spring near the middle of the limestone, and sinks again a few hundred meters further on, not reappearing on the surface until the lower contact of the limestone is reached. Tributary streams act in a similar manner. The underground courses of some of the streams may be seen in the caves.

The bedrock of much of the valley is the Mississippian Greenbrier Series. This is comprised of some 20 to 30 units which are recognizable throughout the Cloverlick Valley. Reger (1926) grouped these units into 11 members which are mapable throughout most of the Allegheny Plateau province of West Virginia. Bedding is essentially horizontal, with maximum dips of 10° at the east and west edges of the study area. The axis of a gentle syncline striking $N45^\circ E$ passes through the center of the area. Numerous small, low-angle faults (most, and possibly all, of which are thrusts) occur throughout the valley. Movement along the faults is slight, usually only fractions of a meter. Lateral extent of any single fault is probably less than $\frac{1}{2}$ km.

CAVES

To date, 37 caves have been discovered, the two longest of which contain just under 2 km of passage each (Swensson, et al., 1967). These two are somewhat removed from the main valley and have received only cursory examination in connection with some water tracing experiments by the author (Werner, 1972). Within the valley itself, four caves (located in fig. 1) are of particular interest in regard to cavern development. Complete descriptions and maps may be found in Medville et al. (in prep.).

Falling Rock Cave is developed at the base of the Greenbrier Series, in the Hillsdale and part of the Sinks Grove limestones. The cave consists of a straight, very low (1 m high or less) passage about 500 m long containing the flow of Cloverlick Creek. It intersects two 150 m long passages 30 m wide and 20 m high. A shaft which extends through the Sinks Grove limestone connects the low stream passage with the surface. The stream passage is blocked by breakdown and gravel fill in both directions.

Ebs Cave No 2 is a single horizontal passage 1 to 2 m in diameter, with greater width at some points. It has been mapped for about 600 m and continues for an unknown distance upstream. The entrance is in the wall of a collapse sink 20 m deep and 40 m in diameter.

Lost Shoe Pit consists of two levels of passages. Both levels consist of essentially horizontal unitary passages. A shaft goes from a small, inactive



Fig. 2. Passage in Ebs Cave No 2 just inside the entrance. Height is about 140 cm, width at the bottom about 2 m.

ponor on the surface to the first level and another shaft connects the first and second levels.

Waterfall Cave consists of 150 m of walking height passage, most of which contains the small stream which resurges at the entrance. The entrance is on the side of a steep hill some 10 m above the valley floor.

DISCUSSION

These caves illustrate several points about development of caves within the study area. The first, and main, point is that all horizontal passages are immediately above a layer of rock which is significantly less soluble than the rock within which the cave has developed. In the case of Ebs Cave No 2 and Waterfall Cave, the rock layer is particularly significant in the study area. This layer (less than 1 m thick) seems to create a base level for the underground water. Unlike the more common situation where rock layers of this thickness are generally pene-

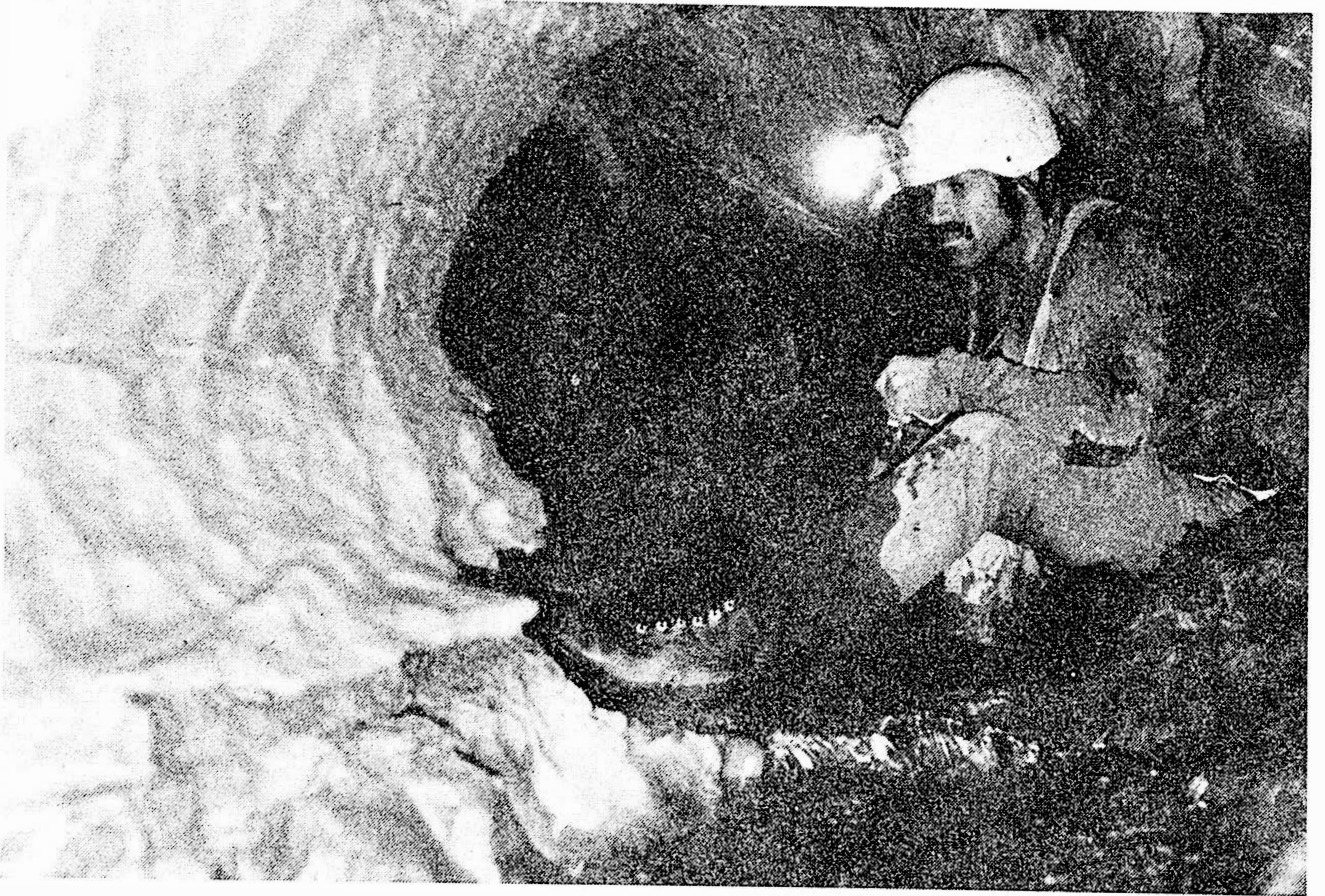


Fig. 3. Passage in Ebs Cave No 2 about 100 m into the cave.

trated by ground water (for example, see Waltham, 1970; Wolfe, 1964), no penetration of this particular layer has been seen (or inferred through dye tracing) anywhere within Cloverlick Valley. The control exerted by this stratigraphic horizon, which is at the middle of the Pickaway limestone, overwhelmingly surpasses the effect of any other factor. This rock layer will be referred to as the "Pickaway layer" throughout this paper.

The second point is that both of the resurgence caves (Ebs No 2 and Waterfall) and Lost Shoe Pit are graded toward the present intersection of the base level rock and the topographic surface. At the resurgences, the Pickaway layer is at the base of the entrance passage. The caves slope upstream (about 1°) from this point. Caves on opposite sides of the valley slope towards the valley at about the same angle; those on the south side slope with the dip, those on the north side against the dip of the limestone.

Third, the grading appears to have originated with the initial development of the caves. For example, in the case of Ebs Cave No 2, the cave passage must have formed at essentially the present position from its initial stage. Waltham (1970) mentions criteria for vadose modification of phreatic cave passages. None of these are present in these caves. For example, there are no vadose slots to be seen, even near the entrance (Fig. 2). Farther in, the passage cross-section is much more like Waltham's (1970, p. 576) "phreatic cave passage" than any of his "vadose cave passage" (Fig. 3). The walls of the passage are scalloped.

If we look at the profile of the cave, however, it appears to be a purely vadose cave as there are no reversals of grade in the passage. Since the ceiling and the floor profile lines are essentially parallel and about 1½ m apart, there could not have been much readjustment during development. The passage must have started at about its present position.

Fourth, and again using Ebs Cave No 2 as the best example, all of the excavation appears to have been by solution only. If corrasion were a significant factor, there would have been some removal of the shaley material which floors the passage near the entrance of the cave. However, in spite of the fact that the entrance is in a vertical rock wall, the shaley layer has blocked downward development of the cave. Solution continues on the lower walls of the passage, but not in the floor. Compare the passages shown in the figures, fig. 2 is near the entrance, fig. 3 is 100 m inside and 1 or 2 m higher stratigraphically.

Fifth, these caves show that structural control is much less important in cave genesis and development in the Cloverlick Valley than might be expected. The major effect is that of joints. Most of the cave passages are developed along joints parallel to the synclinal axis. This may be fortuitous as this direction is also the expected direction of water flow in most cases. However, tracing of water which flows into Canis Majoris (see fig. 1) shows that it resurges in a spring which is slightly east of north of the sink. The natural direction of flow (i. e., topographic slope) is to the southeast. A minor effect is that of small, low-angle faults as discussed elsewhere (Werner, in press). The faults appear to have too little movement to enable water penetration of the impervious Pickaway layer although they may be significant in the case of the other two perching units. Further north, where movement along faults is greater, the effect is significant (Eddy and Williamson, 1970).

CONCLUSION

Cavern development was initiated within water bodies perched on impermeable layers (such as the "Bethel" — a shaley sandstone within the Union limestone, and the Pickaway layer) and fed from the surface through joints. (The initiation of cave development has been amply discussed in the literature, for example, see Davis, 1966, and Ewers, 1966; and the literature on the role and the origin of vertical shafts is extensive, for example, see Brucker et al., 1972.) Unlike many other areas of cave development, the Cloverlick Valley not only has a caprock with its attendant effect, but also a "base-level" rock to keep the water level within the rocks (and caves) independent of the surface waters. This has produced cave passages at several levels, all of which are now located directly above one of several stratigraphic horizons which are resistant to removal by solution. In some cases, these stratigraphic horizons were penetrated by ground water. When this occurred, the cave development activity on that level diminished or ceased. Cave development is currently proceeding on several of these levels. There has been no development at other levels, thus indicating that there was never a surface level as a base for the cavern development, and

probably also indicating that most of the cave development occurred after Cloverlick Valley was cut to its present level.

Structural control is minimal. Joints are responsible for the horizontal position and alignment of the cave passage. The numerous thrust faults have had almost no effect on the placement of the caves; they are a factor only in the internal shape of the passages.

E. WERNER

**LE CONTRÔLE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL
DU DÉVELOPPEMENT DES CAVERNES DANS LE COMTÉ DE
POCAHONTAS, VIRGINIE OCCIDENTALE, É. U. A.**

Résumé

Les régions à cavernes les mieux connues du monde consistent en de très épaisses successions de pierres calcaires relativement uniformes. Par contraste avec ceci, la série « Mississippian Greenbrier » du comté de Pocahontas consiste en quelque 150 mètres de roches comprenant plus de 20 sortes reconnaissables de calcaires, grès, schistes et roches d'origine limoneuse. Cette variation stratigraphique ainsi que certaines caractéristiques structurales de petites dimensions ont joué un rôle important dans le développement des cavernes.

Le développement des cavernes semble s'être produit principalement après que les vallées en formation eurent quasiment atteint leur niveau actuel. Des passages se sont formés sur la surface supérieure de poches d'eau souterraines elles-mêmes posées sur des couches de roches imperméables et insolubles. Les passages verticaux permettent à l'eau de surface d'accéder au niveau des couches d'eau souterraines ; les passages horizontaux facilitent l'écoulement direct vers le flanc des collines. On observe des systèmes très simples d'écoulement des eaux souterraines, probablement dus partiellement au fait que la pression souterraine de l'eau reste relativement inconséquente.

La position horizontale et le profil transversal des passages souterrains sont contrôlés par des éléments structuraux. Ainsi que l'on peut s'y attendre, des passages apparaissent à l'intersection de couches planes et de joints. On a observé que des failles mineures avaient modifié les caractéristiques des passages. Ces passages, normalement de hauteur et largeur égales, deviennent beaucoup plus larges et un peu plus basses lorsqu'une faille de chevauchement les entrecoupe.

REFERENCES

- BRUCKER, ROGER W., HESS, JOHN W. and WHITE, WILLIAM B. (1972). Role of vertical shafts in the movement of ground water in carbonate aquifers: *Ground Water*, v. 10, no. 6, p. 5–13.
- DAVIS, STANLEY N. (1966). Initiation of ground-water in jointed limestone: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 28, p. 111–118.
- DAVIS, WILLIAM M. (1930). Origin of limestone caverns: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 41, p. 475–628.
- EDDY, GREG E. and WILLIAMSON, DOUGLAS B. (1970). Geological factors influencing the development of Cassell Cave, West Virginia (abstr.): *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 32, p. 45–46.
- EWERS, RALPH O. (1966). Bedding-plane anastomoses and their relation to cavern passages: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 28, p. 133–140.
- GARDNER, JAMES H. (1935). Origin and development of limestone caverns: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 46, p. 1255–1274.

- HOWARD, ALAN D. (1963). The development of karst features: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 25, p. 45—65.
- MEDVILLE, DOUGLAS et al. (in prep). Caves of northern Pocahontas County: *West Virginia Speleological Survey Bulletin*.
- REGER, DAVID B. (1926). Mercer, Monroe and Summers Counties: *West Virginia Geol. Surv. County Rept.*, 963 p.
- SWENSSON, ROBERT L., Bream, Gary and Albaugh, Neil (1967). Canis Majoris and Piddling Pit: *Natl. Speleol. Soc. News*, v. 25, p. 48—54.
- SWINNERTON, ALLYN C. (1932). Origin of limestone caverns: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 43, p. 663—694.
- WALTHAM, A. C. (1970). Cave development in the limestone of the Ingleborough District: *Geogr. J.*, v. 156, p. 574—585.
- WERNER, EBERHARD (1972). Development of solution features, Cloverlick Valley, Pocahontas County: *West Virginia Speleological Survey Bull.* 2, 53 p.
- (in press). Effect of small thrust faults on cave passage cross-section: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*
- WHITE, WILLIAM B. and SCHMIDT, VICTOR (1966). Hydrology of a karst area in east-central West Virginia: *Water Resources Research*, v. 2, p. 549—560.
- WOLFE, THOMAS E. (1964). Cavern development in the Greenbrier Series, West Virginia: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 26, p. 37—60.

SPELEOGENESIS: A FUNDAMENTAL APPROACH

T. M. L. Wigley

Department of Mechanical Engineering
University of Waterloo
Waterloo, Ontario, Canada

A b s t r a c t. The solutional development of caves is controlled by geological, chemical and hydrodynamic factors. The first two, geological and chemical factors, determine the boundary conditions for the third. Thus, even though most literature on speleogenesis has dealt primarily with chemical or geological effects, hydrodynamic effects are actually of more fundamental importance. This paper, while realising the importance of other factors, is concerned with the hydrodynamics of karst conduit development. The growth of a phreatic conduit is considered as a problem in mass transfer theory. A number of important results arise naturally from this approach. Firstly, conduit growth-rate is shown to increase dramatically (by a factor of approximately 30 times) at the onset of turbulent flow. Thus, the first conduit whose radius exceeds a critical value of about 1 cm tends to capture more and more of the flow and soon becomes the only significant flow route: a single trunk passage. Secondly, it is shown that any such trunk passage which exceeds a few kilometres in length must have a radius of order one metre or more. Thirdly, the theory enables the effects of temperature on conduit growth-rate to be determined quantitatively. It is found that the effect of increased diffusivity with increasing temperature dominates over the effect of decreasing solubility of limestone. This indicates that the rate of sub-surface karst development in tropical regions should exceed that in temperature and colder regions.

INTRODUCTION

Three factors are important in determining and controlling the development of sub-surface karst: geologic, chemical and hydrodynamic factors. The geology (structure and lithology) of a region controls the physical and geometrical setting. Chemical factors, through the reactions involved in dissolving a substance in water, determine the solubilities of karst-forming rocks.

These two aspects provide the boundary conditions for underground karst development, the setting for the physical processes of speleogenesis. Once a setting has been established and solution becomes a dynamic operating process the rate at which new solvent can be introduced to a dissolving surface remains the one important factor to be considered. This is controlled by hydrodynamic considerations encompassing not only the dynamics of the flow of solvent, but also the dynamics of the mass transfer process itself. This paper is concerned primarily with mass transfer aspects.

The significance of fluid dynamics in explaining features of limestone karst development was realized at least as early as 1932 by Lehmann. Swinnerton (1942) stated that rate of flow was an important factor in determining the rate of limestone solution, and the importance of solvent motion in conduit flow was further emphasized by Kaye (1957). The integrated network-like nature of

limestone and other soluble aquifers necessitates a radically different approach from that applied to more conventional porous media. Weyl (1958) in a classic paper supplied the next logical step by considering the rate of solution in idealized fractures and conduits. He examined the problem of diffusion of material away from the fracture or conduit wall into a moving fluid and determined the downstream distribution of the solute concentration under laminar flow conditions. He found that the concentration tended to rise approximately exponentially towards the saturation value and introduced a penetration length, the distance at which the concentration of solute reaches 90 % of the saturation value. (Here, I will employ the more commonly used term relaxation length, the distance at which the deficit below the saturation concentration reduces to $\frac{1}{e}$ -th of its initial value. The two terms are related by $P. L. = 2.3026 R. L.$).

In two other important papers, White and Longyear (1962) and Howard (1964) pointed out that a consideration of solution under turbulent flow was essential, and its neglect was therefore a major shortcoming of Weyl's paper. In ideal conduits the flow becomes turbulent when the pipe radius reaches approximately 1 cm. In well-developed karst aquifers most flow is apparently through conduits at least this large so that turbulent flow must have prevailed during an important part of their evolution. Further, the relaxation length might be expected to drop considerably with the onset of turbulence due to the much greater efficiency of turbulent diffusion over molecular diffusion, this being the only mixing mechanism operating under laminar flow conditions. One might therefore expect that the first conduit to attain a turbulent flow state would develop much more rapidly and soon become much larger than all other competing conduits.

The purpose of the present paper is to present a unified theory of conduit development, which is valid both for laminar and turbulent flow, using standard techniques of mass-transfer theory. The method follows closely that of Wigley & Brown (1971) in which cavern temperature and humidity distributions were explained using combined heat and mass-transfer principles. Some of the results have been outlined in an earlier paper (Wigley, 1971).

MASS TRANSFER HISTORY

Consider the effect of a fluid flowing in a straight pipe with walls which are soluble in that fluid. As the fluid flows past the pipe walls, material will dissolve and diffuse (by either molecular or turbulent diffusion or both) away from the walls and be carried away by the bulk fluid flow. Continual replenishment by less saturated fluid will allow the walls to dissolve continuously. The processes involved are both diffusive (radially away from the walls and longitudinally within the pipe) and convective (due to the physical mean motion of the fluid). In all practical circumstances the convective term dominates over the longitudinal diffusion term.

These processes can be described mathematically using standard results

from mass transfer theory. The reader is referred to Kays (1966) as a good introductory text. In the following I will apply these results to the problem of speleogenesis. The symbol X will be used for the downstream or longitudinal coordinate. To cover the possibility of turbulent flow, all quantities will be time-averaged over an interval large enough to smooth out small-scale turbulent fluctuations, but small enough not to mask the overall behaviour of the solution mechanism.

If C is the cross-sectional mean concentration of any species in solution, then its downstream variation is controlled by the differential equation

$$\frac{dC}{dX} = C_a - C \quad (1)$$

where $X = x/x_0$ is a non-dimensional longitudinal coordinate, C_a is the concentration at the pipe wall (i.e. the appropriate saturation value), and

$$x_0 = \frac{\rho a V}{2g} = \frac{a}{2St}. \quad (2)$$

Here ρ is the solvent density, a is the pipe or conduit radius, V is the mean flow speed, g is the mass transfer conductance and St is a non-dimensional group called the Stanton number. For further details the reader is referred to the paper by Wigley and Brown (1971).

Equation (1) can easily be solved to give

$$C = C_a + (C_0 - C_a) e^{-X} \quad (3)$$

where C_0 is the initial concentration at $x = 0$. This shows that concentration decays exponentially towards saturation with a relaxation length, x_0 , which depends on the pipe radius and the Stanton number of the flow. This result is valid for both laminar and turbulent flow.

The relaxation length is therefore a most important parameter in solution studies since it determines the rate at which solute concentration approaches saturation. Even more importantly the relaxation length is inversely proportional to the rate of growth of the dissolving conduit. Simple mass balance considerations, together with equation (2), show that

$$\frac{da}{dt} = \frac{g (C_a - C)}{\rho_s} = \frac{aV\rho (C_a - C)}{2\rho_s x_0} \quad (4)$$

where ρ_s is the solute density. This means that the rate of increase of pipe radius is greater for smaller values of x_0 corresponding to larger values of the Stanton number.

To obtain a more explicit expression for the rate of conduit growth it is necessary to evaluate the Stanton number. This is completely determined by two other important non-dimensional flow parameters, the Reynolds number and the Schmidt number. The precise form of the relation depends on whether the flow is laminar or turbulent. Using results from Kays (1966) and Harriot and Hamilton (1965), and eliminating the diffusion coefficient by using the Wilke-Chang relation (see, for example, Reid and Sherwood, 1966, p. 564), one obtains two rather complicated expressions for the relaxation length under laminar and turbulent flow conditions:

$$x_o^{\text{LAM}} = \frac{\mu}{3.658 D_o T} a^2 V \quad (5a)$$

$$x_o^{\text{TURB}} = 55.32 \frac{\mu^{1.221}}{\rho^{.567} D_o^{.654} T^{.654}} a^{1.087} V^{0.087} \quad (5b)$$

where μ is the coefficient of viscosity (which is strongly temperature-dependent), T is the temperature ($^{\circ}\text{K}$) and D_o is a constant which depends only on the solvent-solute pair under consideration. The laminar flow result agrees well with that given by Weyl (1958). Using values of μ , ρ and D_o appropriate to the solution of limestone by water, equation (5) becomes

$$x_o^{\text{LAM}} = k_1 37000 a^2 V \quad (6a)$$

$$x_o^{\text{TURB}} = k_2 11000 a^{1.087} V^{0.087} \quad (6b)$$

where k_1 and k_2 vary considerably with variations in temperature. Values for k_1 and k_2 are given in Table 1.

T a b. 1.

T($^{\circ}\text{C}$)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
k_1	1.42	1.18	1.0	.86	.74	.65	.57	.51	.45
k_2	1.50	1.21	1.0	.84	.71	.61	.53	.46	.40

Equations (4) and (6) are the two most important results of this paper. Let us now use them to consider the evolution of a karst conduit in more detail.

KARST CONDUIT DEVELOPMENT

Suppose for simplicity that a conduit evolves under a constant hydraulic gradient (say, 1/250). Knowing the hydraulic gradient allows the mean flow speed, V , to be determined as a function of conduit radius and solvent temperature. Equation (6) can then be used to give the relaxation length as a function of temperature and conduit radius. Results for 10 $^{\circ}\text{C}$ are shown in fig. 1.

The line $\text{Re} = 2000$ (Re is the Reynolds number) corresponds to the transition from laminar to turbulent flow, although the transition is not as

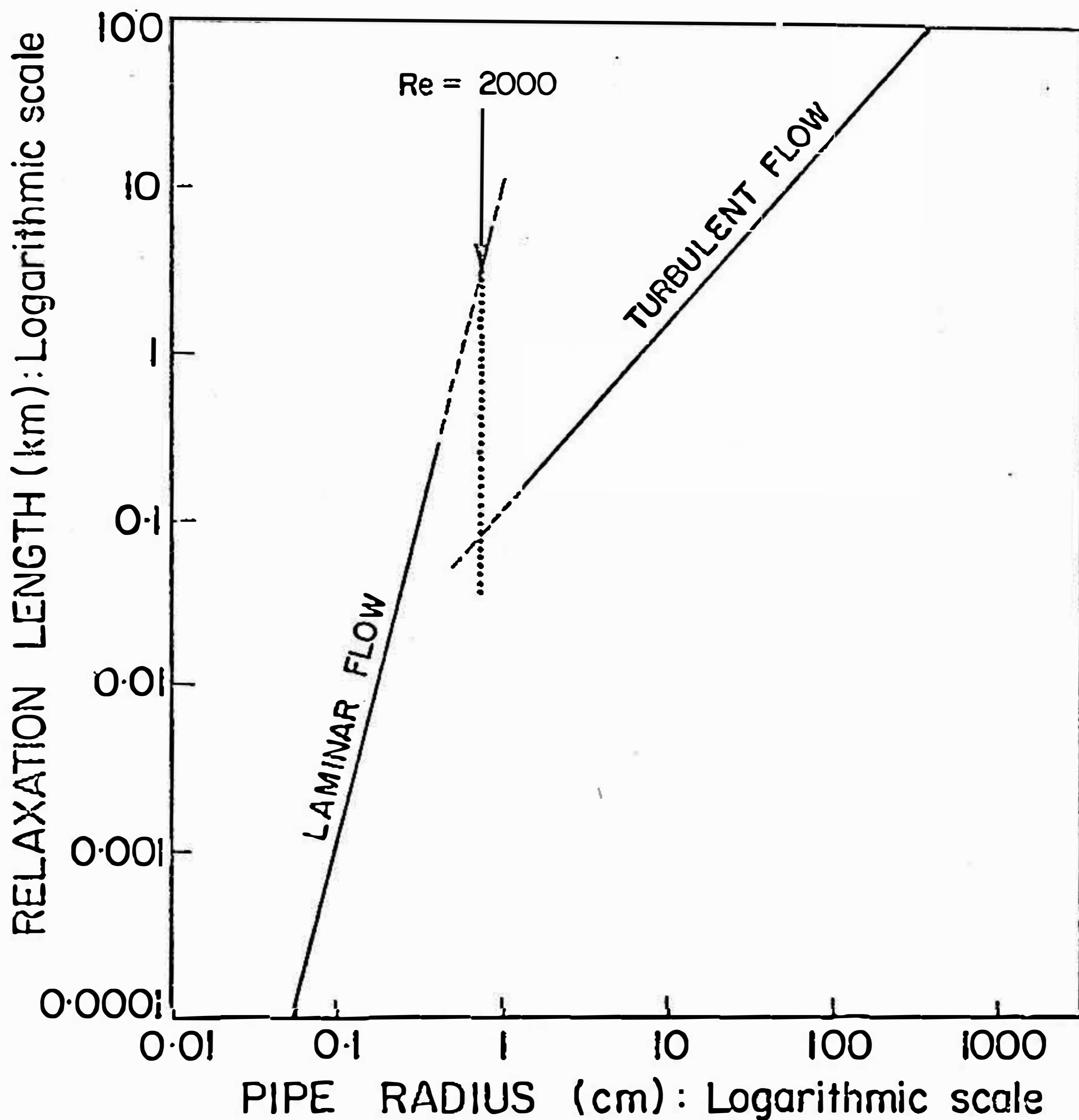


Fig. 1. The variation of relaxation length with changes in radius of a smooth pipe for a hydraulic gradient of $1/250$. The transition from laminar to turbulent flow occurs at a Reynolds number of approximately 2000. Since conduit growth-rate is inversely proportional to relaxation length, this transition is accompanied by a large increase in growth-rate.

sharp as indicated in fig. 1. As a karst conduit evolves and grows under laminar flow conditions the relaxation length increases (and hence the conduit growth-rate decreases) until the flow becomes turbulent when the conduit radius reaches approximately 1 cm. At this point there is a marked decrease in relaxation length, and hence an increase in conduit growth-rate, by a factor of about 30 times.

As White and Longyear (1962) have stated, this implies that the first of any family of growing conduits to attain turbulent flow will rapidly outstrip its compatriots in growth-rate and, in doing so, capture higher and higher percentages of the ground-water flow. Since the transition to turbulent flow occurs when a conduit is only a centimeter or less in radius all minor conduits will either be engulfed by a single conduit and obliterated, or will be scarcely noticeable even if they do intersect the major conduit. These relatively large major conduits after they have been abandoned as active ground-water flow paths become the phreatic trunk passages common in large cave systems throughout the world.

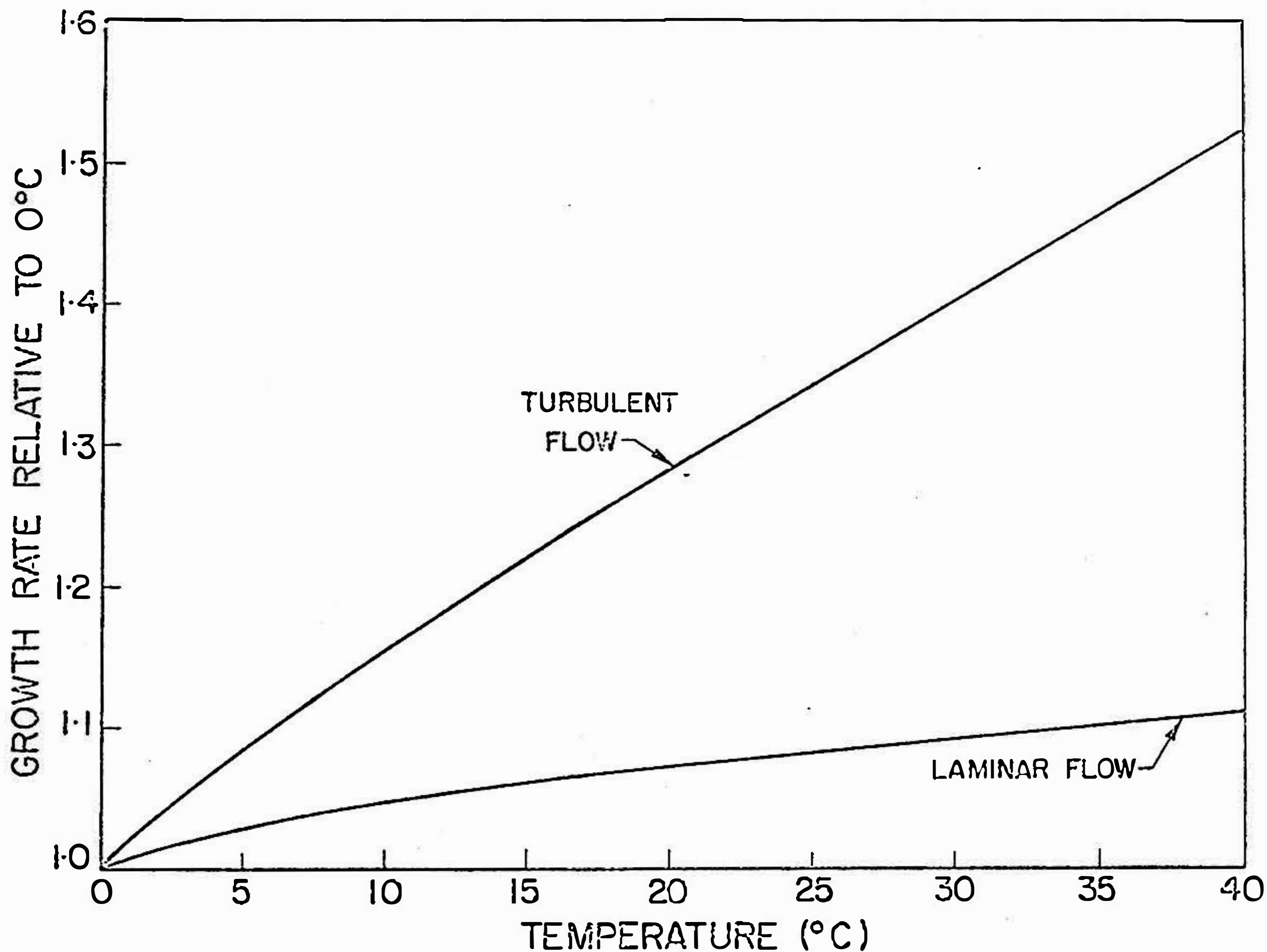


Fig. 2. The effect of temperature on conduit growth-rate. The change in diffusivity (and viscosity) more than compensates for the decreased solubility of limestone at higher temperature. This effect is more pronounced under turbulent flow conditions.

An interesting corollary to the present quantitative discussion is that one can estimate, at least to an order of magnitude, the size of long phreatic trunk passages in caves. A 'long' passage is one whose cross-sectional area changes little over a few kilometres. The flow conditions during its final stages of development must have corresponded to a relaxation length somewhat longer than this; anything of the same length or less would have produced a more obviously tapering conduit. A relaxation length of order 10 km can occur only in a pipe of radius of order 1 m (see fig. 1) the variation with hydraulic gradient being negligible in the turbulent flow case. The effect of roughness of the conduit wall is to lower the relaxation length under turbulent flow conditions. One might therefore expect long fossil conduits to have radii greater than of order 1 metre, and that the size of such conduits should be independent of the hydraulic gradient prevailing during the conduit's evolution. Phreatic trunk passages in caves generally have radii of 1 to 5 metres.

CLIMATIC EFFECTS

Equation (6) shows that the relaxation length is strongly dependent on temperature; higher temperatures giving smaller relaxation lengths. This arises from the temperature dependence of the diffusion coefficient and the viscosity coefficient. For the solution of limestone, the solubility of which decreases with increasing temperature, equation (4) therefore has terms which tend to counteract each other. The hydrodynamic effects of diffusivity and viscosity tend, through x_0 , to give increasing conduit growth-rate with increasing temperature, while the chemical effect of limestone solubility, through the term C_a in equation (4) acts in the opposite direction.

Many naive and unscientific statements have been made regarding the climatic variability of karstification. For instance, it has been stated that, since limestone is more soluble at low temperatures, one might expect greater solutional development of limestone terrain in colder climates. This does not appear to be the case, and very pronounced karst development occurs in the tropics.

Two explanations for this anomaly are immediately apparent. Firstly, the solubility of calcite depends not only on temperature, but also on the amount of dissolved carbon dioxide. The active tropical vegetative cover may produce high carbon dioxide contents in subsurface waters in tropical regions. However, there is evidence (Miotke, 1972) that latitudinal variations in soil carbon dioxide content are not large, so one would not expect this effect to be sufficient to overcome the decrease in solubility with temperature.

A second explanation is that, in tropical regions, rainfall and runoff, and hence solvent supplies, are generally much greater than at higher latitudes. There is no doubt that this is a very significant point and that increased rainfall must tend to counteract, and in some cases far outweigh, the temperature effect on the solubility of calcite. Further quantitative studies are needed to completely determine the magnitude of this important factor.

A third explanation is now possible. This is that the effect of changes in diffusivity (and viscosity) with temperature may more than overcome the solubility effect and so produce more rapid mass removal at higher temperatures. By quantitatively examining the relative magnitudes of the temperature dependence of solubility and relaxation length in equation (4), one finds that the relaxation length term dominates. Thus, conduit growth-rate does increase with increasing temperature under both laminar and turbulent flow conditions. Figure 2 shows more precisely how growth-rate varies with temperature. In constructing this figure the solubility effect has been maximized by choosing $C = 0$. In any real situation conduit growth-rate would be even greater at higher temperatures than Figure 2 indicates.

Thus, in sub-surface karst development, the increase in diffusivity as temperature increases has been shown to more than compensate for the decreasing solubility of limestone. In large phreatic conduits, where the flow is turbulent, this imbalance is even more pronounced. Similar results may be

derived for the solutional development of surface karst, so that these conclusions apply to karstification in general.

It is interesting to speculate further from these results. Since conduit growth-rate is expected to be greater in warmer climates, relaxation lengths must be lower. One would therefore expect tropical caves to be shorter, though more massive, than caves in temperate regions. Even though this is observed to be the case, geological conditions must also be given some consideration and, since caves are only fragmentary fossil conduits and have frequently been much modified by vadose action and breakdown, it would be unwise to extrapolate too far from the idealized hydrodynamic model considered in this paper. Nevertheless the hydrodynamic principles outlined here are sufficiently important that no future studies of speleogenesis can afford to disregard them.

REFERENCES

- HARRIOT, P. and HAMILTON, R. M. (1965). Solid-liquid mass transfer in turbulent pipe flow. *Chemical Engineering Science* 20, 1073–1078.
- HOWARD, A. D. (1964). Processes of limestone cavern development. *International Journal of Speleology* 1, 47–60.
- KAYE, C. A. (1957). The effect of solvent motion on limestone solution. *Journal of Geology* 65, 35–46.
- KAYS, W. M. (1966). *Convective Heat and Mass Transfer*, McGraw-Hill, N.Y.
- LEHMANN, O. (1932). *Die Hydrographie des Karstes*. *Enzyklopädie der Erdkunde*, Franz Deuticke, Leipzig.
- MIOTKE, F. D. (1972). Die Messung des CO₂-Gehaltes der Bodenluft mit dem Dräger-Gerät und die beschleunigte Kalklösung durch höhere Fliessgeschwindigkeiten. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 16, 93–101.
- REID, R. C. and SHERWOOD, T. K. (1966). *The properties of gases and liquids: their estimation and correlation*, 2nd (revised) edition, McGraw-Hill, N.Y.
- SWINNERTON, A. C. (1942). Hydrology of limestone terranes, in *Hydrology: Physics of the earth series*, vol. 9, McGraw-Hill, N.Y., 656–677.
- WEYL, P. K. (1958). The solution kinetics of calcite. *Journal of Geology* 66, 163–176.
- WHITE, W. B. and JUDITH LONGYEAR (1962). Some limitations on speleogenetic speculation imposed by the hydraulics of ground-water flow through limestone. *National Speleological Society, Nittany Grotto Newsletter* 10, 155–167.
- WIGLEY, T. M. L. (1971). Solution of pipes by turbulent fluids. *Caves and Karst* 13, p. 50 (abstract only).
- WIGLEY, T. M. L. and BROWN, M. C. (1971). Geophysical applications of heat and mass transfer in turbulent pipe flow. *Boundary-Layer Meteorology* 1, 300–320.

DIE HÖHLENTYPEN IM SANDSTEIN DER SÄCHSISCHEN SCHWEIZ (DDR)

Roland Winkelhöfer
Dresden, DDR

A b s t r a c t. Es werden die geospeleologischen Verhältnisse in einem großen Sandsteingebiet nahe Dresden beschrieben. Dort gibt es etwa 200 Höhlen, die nach korrosiver, tektonischer und kombinierter Genese klassifiziert werden. Korrosive und tektonische Sandsteinhöhlen sind an inhomogene und/oder diskontinuierliche Bereiche gebunden (Schichtfugenhorizonte, Klüfte). Die kombinierten Typen charakterisieren das Verfallsstadium der Sandsteinhöhlen (Einsturzhöhlen). Es werden Genese und Morphologie unter Hinweis auf die Höhlenhäufigkeit beschrieben.

Östlich von Dresden erstreckt sich ein großes Gebiet von Kreidesandstein. Der fein- bis grobkörnige Sandstein besitzt ein kaolinitisches und kalkiges Bindemittel, durch mehrfachen Wechsel der Sedimentationsvorgänge sind wasserundurchlässige Schichten („Schichtfugenhorizonte“) eingelagert worden. Die mächtigen Sedimentschichten sind großtektonisch durch Kluftsysteme gegliedert. Die ehemals geschlossene Gesteinsplatte ist eiszeitlich stark überprägt und durch Entwässerungsflächen (Elbe mit mehreren Laufverlagerungen) morphologisch zergliedert worden. Über den Verebnungsflächen haben sich reliktsch Tafelberge erhalten. Der sehr poröse Sandstein unterliegt einer intensiven und formenvielfältigen Verwitterung, wichtig sind unterirdische Entwässerungsvorgänge, so daß man von „Pseudohalbkarst“ sprechen könnte.

Die Höhlenforschergruppe Dresden arbeitet an der Erfassung der etwa 200 Klein- und Mittelhöhlen dieses Gebietes. Im Raum Königstein beträgt die Höhlendichte 30/10 km², im Gebiet Pirna — Weißig 10/10 km². Über die Fragen der Höhlengenese sind damit bereits grundlegende und statistische Aussagen möglich. Obwohl nur wenig Vergleichsmaterial über Sandsteinhöhlen anderer Gebiete vorliegt, wird man die Höhlentypen verallgemeinern können.

Die Gliederung dieser sekundären Höhlen erfolgte nach der wesentlichsten Raumbildungsursache.

1. KORROSIV GEBILDETE HÖHLEN

Der Evakuationsraum entsteht vorwiegend durch die Sandsteinzersetzung, wobei als Lösungsrückstand loser Sand zurückbleibt, der die größtmögliche Dimension der Höhle durch seine Ablagerung an der Höhlensohle begrenzt. Diesem Typ gehören 50 % der Sandsteinhöhlen an.

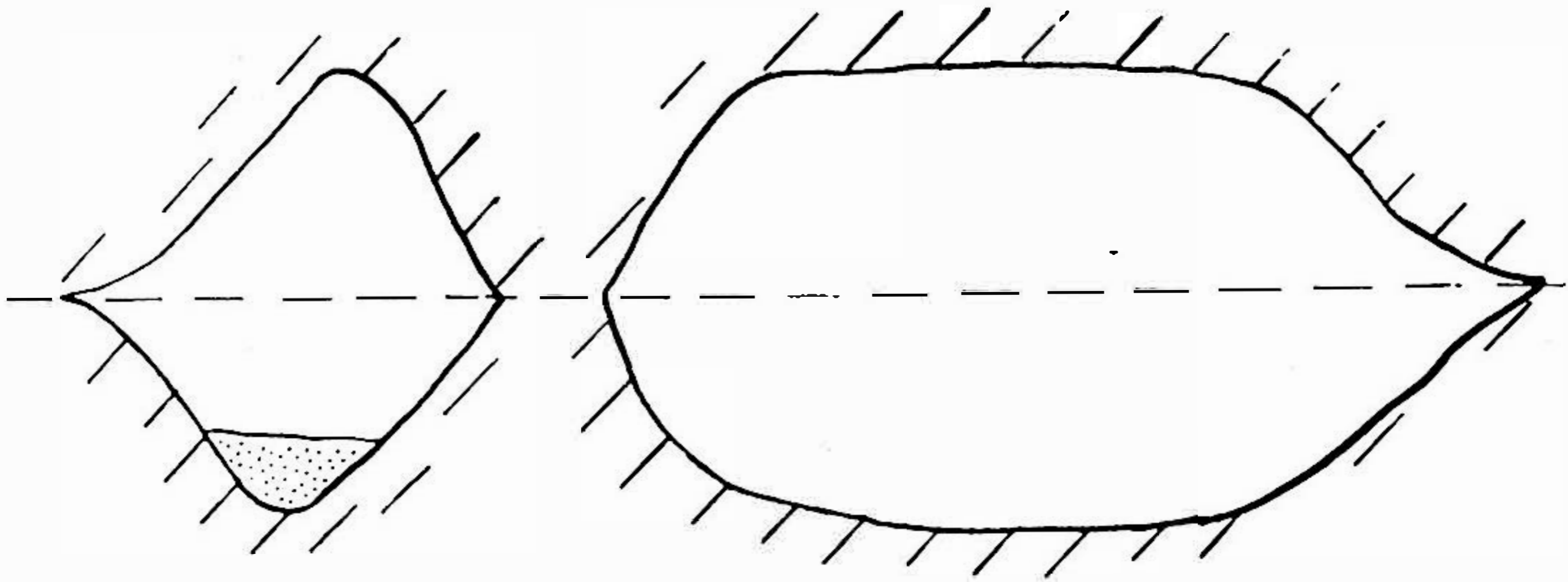


Abbildung 1 : Schichtfugenhöhle (Querprofil mit Sanduhr)

Abb. 1. Schichtfugenhöhle (Querprofil mit Sanduhr).

1. 1. Schichtfugenhöhlen

Dieser markanteste Höhlentyp im beschriebenen Gebiet hat folgende Genese: Auf seinem vertikalen Weg durch den Sandstein trifft das Sicker- und Sinkwasser auf die wasserstauenden Schichtfugenhorizonte. Diese werden auch als „Höhlenhorizonte“ bezeichnet, sie besitzen bis 5° Gefälle, so daß es zu vorgezeichneten Fließbewegungen kommt. Im Bereich des nunmehr geschlossenen Grundwasserkörpers wird das Sandsteinbindemittel intensiv zerstört, insbesondere geschieht dies im Ausstrich der Schichtfugenhorizonte im Bereich der Felsaußenseiten. Das in Schichtquellen austretende Wasser entwickelt zudem noch eine gewisse mechanische Wirkung. Man beobachtet kurze, perennierende Gravitationsgerinne, die aber bald im Bodenschutt versinken.

Es bilden sich relativ flache, im Querschnitt linsenförmige Räume, die sich bei ebener Bodenfläche bergwärts verengen. Es sind reine Horizontalhöhlen, möglich sind markante Querschnittsverengungen zwischen hintereinanderliegenden Räumen. Es entstehen weitgespannte, stabile Gewölbebögen. Typische Relikte der Gesteinszersetzung sind die „Sanduhren“. Sie verdeutlichen mit ihrem Profil die beiderseits des Schichtfugenhorizontes vertikal kontinuierlich abnehmende Zermürbung des Sandsteins (fig. 1).

Die Schichtfugenhöhlen häufen sich an den Tafelbergen deutlich in den Felsbereichen, die infolge der Schichtenneigung als die „feuchten Wände“ zu bezeichnen sind. Die Größe der Höhlen korreliert mit der des Einzugsgebietes, sie sind niveaugebunden. Die größte Grundfläche dieses Typs beträgt bisher 250 m^2 . In die Tiefe des Felsens setzen sich die Höhlen mitunter als unschließbare, mit losem Sand erfüllte Gänge fort. (35 % der Höhlen gehören diesem Typ an.)

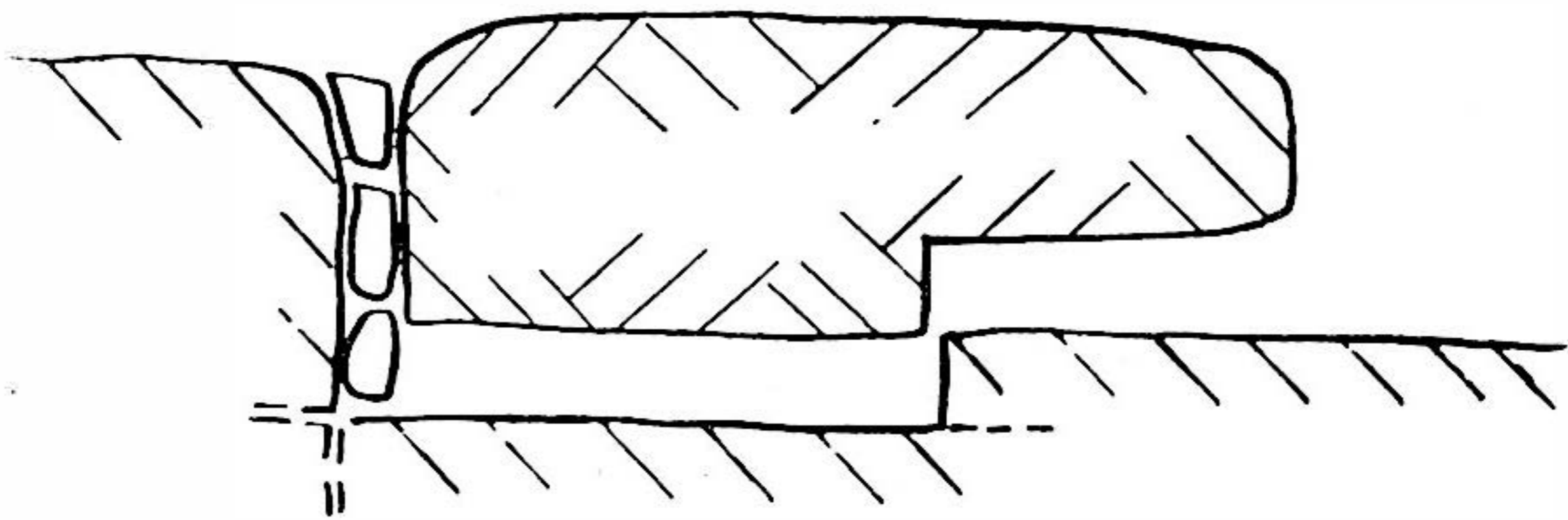


Abb. 2. Tektonisch gebildete Klufthöhle (Grundriss).

1. 2. Korrosiv gebildete Klufthöhlen

Vorgezeichnete Bahnen für das Grundwasser sind auch durch die Kluftsysteme gegeben. Die Klüfte im Sandstein sind hydrografisch wegsam und mehr oder weniger saiger (senkrecht), sie fallen auch als Außenbegrenzungen der Felsgruppen ins Auge. Analog zu 1. 1. kommt es längs der Klüfte zur chemisch-physikalischen Gesteinszerstörung, Sand wird talwärts nach außen abtransportiert. Durch eine Art Reliefunterschneidung werden die hangenden Gesteinschichten weniger angegriffen, es bilden sich nicht nur schmale Schluchten, sondern auch echte Klufthöhlen (9 % der Gesamtzahl) (fig. 3). (Zur Abgrenzung gegenüber tektonisch gebildeten Klufthöhlen wurde von Börtitz / Eibisch (1962) irreführend die Bezeichnung „primäre Klufthöhlen“ benutzt.)

1. 3. Korrosiv gebildete Schichtfugen-Kluft-Höhlen

Dieser Typ ist die kombinierte Form aus 1. 1. und 1. 2. und entsteht dann, wenn das Sandstein längs der Kreuzungslinie von Schichtfugenhorizont und Kluft korrodiert wird. Es überlagern sich senkrecht und waagrecht liegende, linsenförmige Hohlräume, der typische Gangquerschnitt hat die Form eines auf der Spitze stehenden Vierecks mit nach innen gewölbten Seitenflächen. Einschließlich der möglichen Ausdehnung bis zur Durchgangshöhle („Fels-tunnel“) haben 6 % der Höhlen diese Entstehungsgeschichte.

2. TEKTONISCH GEBILDETE HÖHLEN

Bei diesen Höhlen wird als genetischem Prinzip davon ausgegangen, daß es durch (kleintektonische) Bewegungen von Felskomplexen zur Hohlrumbaue kommt. Wesentliche Felsmassen der heutigen Höhlenbegrenzung haben also ihre Lage zum ursprünglichen Gesteinsverband geändert. Es ist mit 32 % die zweithäufigste Gruppe der Höhlen.

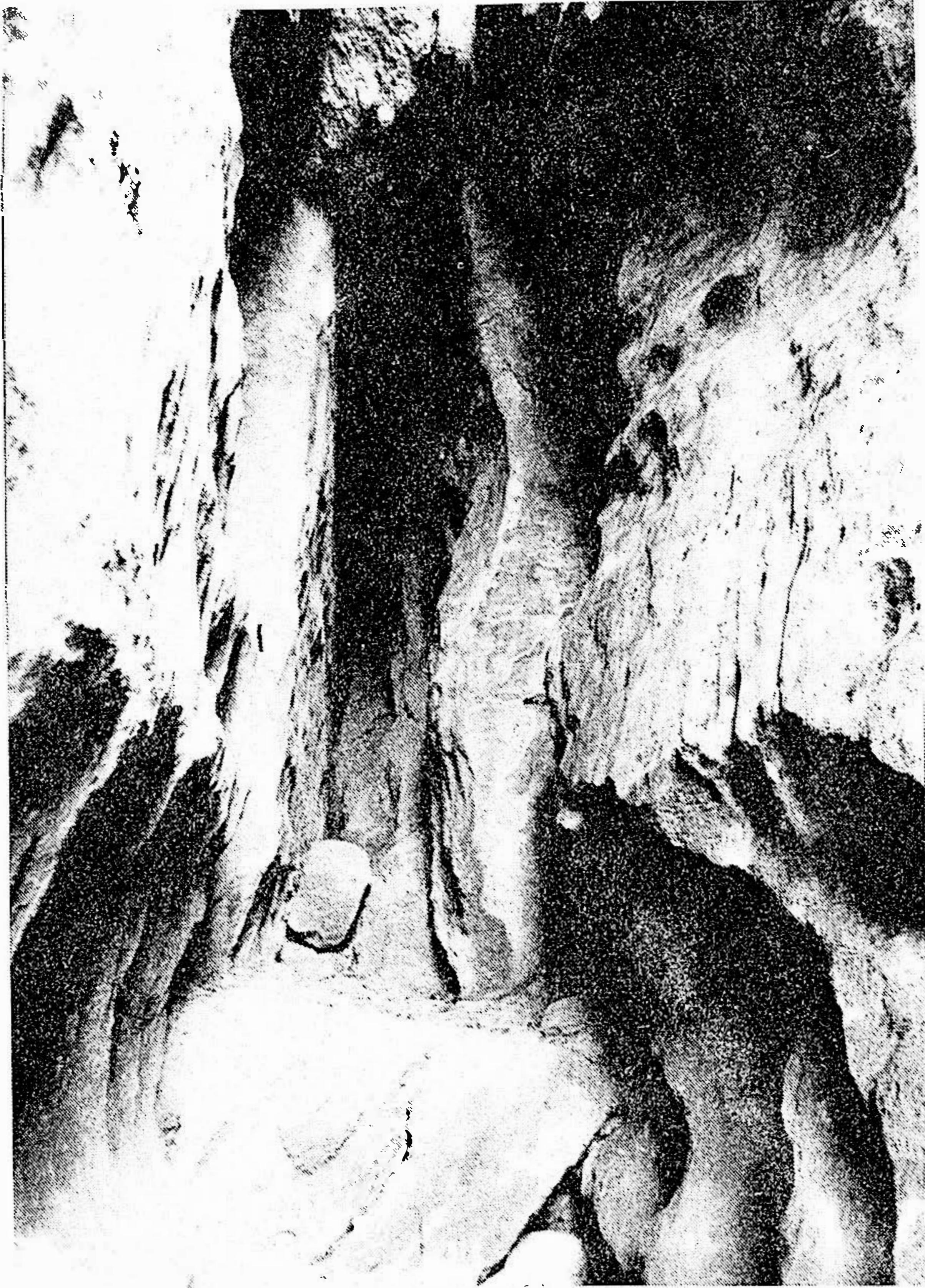


Abb. 3. Korrosiv gebildete Klufthöhle im Pfaffenstein (Sächs. Schweiz). Foto: Winkelhöfer.

2. 1. Tektonisch gebildete Klufthöhlen

Längs der Klüfte kommt es zu Ablösungserscheinungen und Öffnungsbewegungen. Häufig ist dabei, daß Vorgänge der Bergzerreißung (Talzuschub) mit wirksam werden. Mitunter findet die talgerichtete Gleitung der Felsgruppen auf dem wasserdurchfeuchteten Schichtfugenhorizont statt. Diese Öffnungsbewegungen der Klüfte können plötzlich, aber auch allmählich vor sich gehen. (Hiebsch, Winkelhöfer, 1973) Die Höhlen dieses mit 16 % vertretenen Typs haben hohe Höhlengänge von geringer Breite und mehr oder weniger parallele Gänge, der Gangverlauf ist nur selten und dann in stumpfen Winkeln geknickt (fig. 2). An Kluftkreuzen sind analoge Verzweigungen der Höhlengänge typisch. Die tektonisch gebildeten Klufthöhlen erstrecken sich längs der Täler bzw. folgen sie markanten Spalten im Gestein längs der Felswände. Die geöffneten Klüfte

können im Raum des Elbsandsteingebirges bis in Tiefen von über 20 m hinabreichen und befahren werden. Man kann deutlich Altersstufen unterscheiden. Sie ergeben sich aus den Stadien der Öffnungsbewegungen der Klüfte und aus sekundären Verwitterungsvorgängen. Die Höhlengänge sind im beschriebenen Gebiet maximal 2 m breit.

2. 2. Trümmerhöhlen

Bei der Bildung dieser Höhlen haben Felsbewegungen beträchtlichen Ausmaßes stattgefunden, mehrere Felsblöcke meist großer Dimension haben sich **v o l l s t ä n d i g** aus dem ursprünglichen Gesteinsverband gelöst. Diese Blöcke erreichten bei ihrer Abwärtsbewegung ein neues Ruhestadium, wobei die heutigen Höhlenräume eingeschlossen wurden. Trümmerhöhlen sind dadurch charakterisiert, daß die Raumausdehnung unregelmäßig und sehr vielfältig gegliedert ist. Enge Stellen wechseln mit weiten Räumen ab. Bei beträchtlichen Höhenunterschieden erreichen Trümmerhöhlen im Sandstein Gesamtlängen bis zu 100 m. Der Typ häuft sich naturgemäß in kleinen Tälern, das Vorliegen perennierender Höhlenbäche ist keine Seltenheit. 16 % der Höhlen der Sächsischen Schweiz haben diese Genese.

3. KOMBINIERTE TYPEN

Eine große Zahl von Sandsteinhöhlen (18 %) hat selbstverständlich eine komplexe Genese, korrosive und tektonische Vorgänge überlagern sich. Es handelt sich bei diesen Höhlen um Gebilde, die Stadien des Höhlenverfalls darstellen. Die sich theoretisch ableitenden Kombinationsmöglichkeiten wurden sämtlich auch beobachtet. Es wird hierfür der Begriff „Einsturzhöhle“ verwendet.

3. 1. Einsturzhöhle auf Schichtfugenauswitterung

Nach tiefer Schichtfugenauswitterung wird die Gesteinsstabilität überschritten und es kommt zu Verbruchserscheinungen am Gewölbe. Dabei bilden sich insbesondere im Mundlochbereich neue Hohlräume. Der Typ hat eine Häufigkeit von 8 %.

3. 2. Einsturzhöhle auf korrosiv gebildeter Klufthöhle

Analog zu 3. 1. sind die Verfallserscheinungen an Klüfte gebunden. Da die korrosiven Klufthöhlen geotektonisch äußerst stabil sind, ist dieser Typ sehr selten.

3. 3. Einsturzhöhle auf Schichtfugenauswitterung und Kluft

Die Verfallsvorgänge finden im ohnehin instabilen Bereich der Kreuzung von Schichtfuge und offener Kluft statt. Die Häufigkeit beträgt 8 % der Gesamthöhlenzahl.

Abschließend wird darauf hingewiesen, daß selbstverständlich bei detaillier-

ter Betrachtung der Höhlengenese noch weitere Kombinationen beobachtet werden können (z. B.: Tektonisch gebildete Klufthöhle mit Schichtfugenauswitterungen). Diese Kombinationen sind aber speläogenetisch ohne besondere Bedeutung.

LITERATUR

- BÖRTITZ, S., EIBISCH, W. Die Höhlen der Sächsischen Schweiz Jahrbuch Mus. Mineral. Geol. Dresden 1962. S. 177—264.
- HIEBSCH, H., WINKELHÖFER, R. Die Höhle an der Königsnase bei Obervogelgesang. Der Höhlenforscher, Dresden 5 (1973), 1. S. 2—4.

INDEX DES AUTEURS

- Abaschidze, H. M.** Aa 001
Abkhazava, I. S. Ca 001
Abonyi, A. Fd 001
Ashton, K. Aa 002 Ba 001
Atkinson, T. C. Ca 002
Avdagič, I. Ca 003
- Bachvarov, M.** Fc 001
Bader, O. Ea 001
Balázs, D. Ba 002 Ca 004
Barbier, B. Fc 002
Bársonyos, J. Ca 005 Ea 002
Bárta, J. Ea 002
Bártha, Z. H. Da 003
Beck, B. F. Ab 001
Belyak, V. I. Bb 001
Bernasconi, R. Db 001
Benthien, B. Fc 003
Bertolani, M. Ab 002
Bögli, A. Ba 003 Bb 002 Ab 003
Boros, A. Da 003
Botosaneanu, L. Db 002
Bouvet, Y. Db 003
Božičević, S. Ca 006
Braun, J. Fc 004
Brendel, K. Fe 001
Brook, G. A. Ba 004 Ba 016
Brown, M. C. Ab 004 Ba 005 Cb 011
Brunzel, U. Aa 003
Bulla, J. Fc 005
Burkhardt, R. Aa 004 Bb 003
Burri, E. Eb 001
Burtshak-Abramovich, N. I. Dc 001
Fc 006
Buttler, R. W. Fc 007 Fc 008
- Chikishev, A. G.** Ba 006 Ba 007
Chmielewski, W. Ea 003
Choppy, J. Ab 006
Cigna, A. A. Bb 004 Fe 002
Cojocar, M. Fd 004
Čolić, D. B. Fa 001
Cooke, J. W. Db 023
Coward, J. M. Ca 016
Craciun, V. Ab 007
Csekö, A. K. Fb 002
Čurčić, B. P. Db 004
- De Block, G.** Ff 001
Deeleman-Reinhold, Ch. Db 005
Db 006
De Lavour, G. Fa 002
Delay, B. Db 007
Deltshev, Ch. Db 008
Demangeon, P. Ca 007
De Torres Perez, H. T. Ab 008 Bb 005
Diaconu, G. Aa 006
Dimitrova-Burin, E. Da 001
Dinić, J. Ba 008
Dorofeev, E. R. Bb 020
Draganov, S. J. Da 001
Drake, J. J. Ca 008 Ca 016
Draxler, I. Dc 002
Drew, D. Ca 009
Droppa, A. Bb 006 Cb 001
Dublyanski, V. N. Bb 007 Bb 008
Bb 020 Bb 021
Dubois, P. Ca 007
Dzhishkariani, V. M. Ba 009
- Enrech, F.** Db 027
Elliott, W. R. Db 024
Eraso Romero, A. Ab 006 Ba 010
Fa 003
Erdős, L. Da 002 Db 009
Erikson, G. A. Fc 009
Escola, O. Db 010
Español, F. Db 010
Ewers, R. O. Bb 009 Ca 016
Exley Sheck, I. Fe 006 Fe 007
- Cachia, M.** Bb 025
Cappa, G. Ab 005 Fd 002
Castellani, L. Fe 002
Castin, D. Fe 003
Castro-Ruiz, E. Fb 001
Cate, W. Aa 005 Fe 004 Fe 005
Cebecauer, I. Fd 003
Chikina, Z. L. Bb 021

Fantasny, D. Ba 011
Felici, A. Ca 010
Fenelon, P. Ba 012
Fenton, M. B. Db 026
Fermor, J. H. Ba 013
Fink, M. H. Ba 014
Finocchiaro, C. Ff 003
Fish, J. Ba 015 Ca 011 Ca 016
Fodor, I. Cb 002
Ford, D. C. Ba 004 Ba 016 Ba 019
 Bb 010 Bb 018 Ca 008 Ca 011
 Ca 016
Forney, G. G. Bb 011
Frank, H. Fd 005
Frank, R. M. Ab 009 Fc 010
Franke, H. W. Bb 012
Franke, A. Fc 011
Fridenberg, E. O. Ab 010 Ab 021

Gaisler, J. Db 011
Galewski, K. Ab 012
Gams, I. Ba 017 Fa 004
Geyh, M. A. Bb 012
Gèze, B. Bb 013
Gigineishvili, G. Ca 012 Ca 030
Ginet, R. Db 012
Gizejewski, J. Fe 014 Ca 013
Glazek, J. Ab 011 Ab 012 Ab 013
 Cb 003
Gorbunova, K. A. Aa 007
Gózdź, O. Fc 012
Gregor, V. Ca 014
Grodzicki, J. Bb 014
Gueorguiev, V. B. Db 013
Gurnee, R. H. Fc 013
Gvozdetski, N. A. Aa 008 Ba 018
 Cb 004

Habe, F. Bb 015 Fc 014
Hajdu, L. Da 003
Harasimiuk, M. Ba 019 Bb 017 Bb 016
Harmon, R. S. Bb 018 Ca 015 Ca 016
Hašek, V. Bb 019
Helldén, U. Cb 005
Henkiel, A. Ba 019 Bb 017
Henry, J. P. Db 014
Hess, J. W. Ca 016 Ca 017
Hlaváč, Z. Fc 015

Horváth, E. Fb 004
Hradecký, P. Fe 008
Hromas, J. Fa 005
Hruška, B. Ab 014
Hýsek, J. Aa 011

Ianko, M. Fc 016
Ilming, H. Fc 017 Fe 009
Ilyuhin, V. V. Bb 008 Bb 020 Bb 021
Ivanov, B. N. Ba 020
Ivanova, V. Aa 014

Jackowski, A. Fc 018
Jakál, J. Ba 027
James, M. J. Ab 015 Bb 022
Jacobson, R. L. Ca 016
Janáček, P. Fa 006
Jedlička, J. Fd 006
Jennings, J. N. Ba 021 Bb 022
Jones, W. J. Ca 018
Juberthie-Jupeau, L. Db 015
Juhász, A. Ca 005

Kautský, P. Fe 010
Kavrishvili, K. V. Ba 022
Kempe, S. Ca 019
Kermode, L. Ab 016 Db 016 Fc 020
 Fc 021
Kasumov, R. M. Fc 019
Kiknadze, T. Z. Bb 023 Ca 012 Ca 020
Kipiani, S. I. Fd 007
Klincko, K. Fb 003
Kopecký, J. Fe 010
Kopper, J. S. Ea 004
Korzhuev, S. S. Ba 023 Ba 024
Kosa, A. Fd 008
Kovanič, L. Fd 009
Král, M. Fe 010
Král, Z. Aa 009 Aa 010
Krčmář, B. Aa 011
Krieg, W. Ab 017
Krulc, Z. Aa 012
Kunaver, J. Ba 025
Kvaček, M. Ab 027

Lang, S. Ca 021
Lapajne, J. Aa 013

Lapteva, N. N. Ba 041
Leben, F. Eb 002
Lechnickij, J. G. Bb 020
Letrone, M. Ff 002
Liszkowski, J. Ab 018 Bb 024
Lobanov, J. E. Bb 020
Lovász, G. Cb 006
Lowman, J. Fc 038
Ložek, V. Cb 007
Lucrezi, A. Fe 011
Lysenko, V. Ba 026

Maccio, S. Fe 002
Madeyska, T. Ab 019
Magniez, G. Db 017
Maifredi, P. Bb 025
Mais, K. Bb 026 Db 018 Dc 003
Maksimovich, G. A. Ab 020
Maleev, M. N. Ab 021
Malez, M. Ea 005
Manaković, D. Ca 022
Mangin, A. Ca 023
Marinin, A. M. Ba 018
Mariot, P. Fc 022
Markowicz-Lohinowicz, M. Cb 003
 Cb 008
Marshall, P. Ab 004
Massoud, Z. Db 019
Mateo, K. Aa 008
Matjašić, J. Db 035
Mayer, S. Bb 003 Bb 019
Mazúr, E. Ba 027
Mechera, G. Cc 002
Medesan, A. Aa 006
Medville, D. Ba 047
Megušar, F. Db 020
Michalíková, F. Fe 016
Michalon, E. Db 021
Miège, J. Fc 023
Mihai, E. Cc 002
Miotke, F. D. Ba 028
Mitchell, R. Ba 029 Ca 024 Ca 025
 Db 022 Db 023 Db 024
Monroe, W. H. Ab 022 Ba 030
 Cc 001
Mroczkowski, D. M. Fe 013
Mucke, D. Fc 024 Fd 010
Mückensturm, F. Fc 002
Muratov, V. M. Ab 023

Nagy, G. Fd 011
Neamu, G. Cc 002
Nicod, J. Bb 027 Cb 009
Nosengo, S. Bb 025
Nuñez Jiménez, A. Ab 24 Ba 032
 Ba 031 Bb 028 Eb 003 Eb 004
 Eb 005 Fd 012

Oberc, J. Ab 012
Oedl, F. R. Bb 030
Oldham, T. Fc 025 Fc 026
Olivon, P. Ba 033
O'Reilly, P. M. Bb 031
Ovodov, N. D. Cc 004 Ea 006

Padalko, O. V. Bb 021
Palffy, B. Fb 004
Palffy, O. Fb 004
Panoš, V. Fa 007
Pasquini, G. Cc 003
Peck, S. B. Db 025 Db 026
Pelišek, J. Ab 023
Pellenard, P. Db 012
Perera, M. A. Eb 006
Pérez, L. F. Db 027
Perna, G. Ab 026
Peruzzetto, A. Fd 013
Petrochilou, A. Ca 026
Petrović, B. Ca 027
Pfeiffer, S. Ba 034 Ba 045
Pfeifferová, A. Ab 027
Philipov, A. P. Ab 019
Piciocchi, A. Ea 007
Pikulkin, S. S. Bb 021
Pishtalov, S. Aa 014
Píše, J. Bb 032
Piškula, F. Fe 014 Fe 015
Plachciński, A. Ca 013 Fe 016
Plana-Panyart, P. Fd 014 Fd 015
Pljakić, M. A. Db 028
Popov, V. Ba 035
Preobrazhensky, V. S. Fc 027
Pretner, E. Db 029
Priesnitz, K. Ba 036
Příbyl, J. Bb 032
Puch-Ramirez, C. Bb 005

Quinlan, J. Ca 016
Quitt, E. Cc 004

Radzievski, V. A. Bb 020
Rajman, L. Bb 034 Bb 033
Racovita, G. Db 030
Rakviashvili, K. S. Ba 037
Řehák, J. Aa 011
Reuter, F. Aa 015 Ba 038
Roda, Š. Bb 034 Bb 033
Roques, H. Cb 010
Russell, W. H. Ba 029 Ca 025 Ca 024
Ryšavý, P. Bb 003 Fa 008 Fe 017
Ržehak, V. Fc 028

Salvayre, H. Ba 033 Ca 007
Sárváry, I. Bb 035
Sasvári, T. Fe 016
Saumande, P. Fb 005
Sauro, U. Ba 039
Savchin, M. Bb 020 Bb 036
Schaefer, H. Db 031
Scheller, R. Fd 016
Schnell, P. Fc 029
Sencu, V. Ba 040 Fd 017
Shovkoplyaz, I. G. Ea 008
Shutov, J. I. Ca 028
Siebert, K. Fc 030
Šipka, E. Fc 032
Skalski, A. W. Db 033
Sket, B. Db 020 Db 034 Db 035
Sklenář, K. Ea 009
Skutil, J. Eb 007
Slačík, J. Bb 037
Slagmolen, A. Fe 018 Fe 019 Fe 020
Smart, P. L. Cb 011
Smith, D. J. Ca 002
Sorli-Moreno, F. Fe 012
Spasov, N. K. Aa 014
Šprincová, S. Fc 033
Stajić, S. Fc 031
Sternisko, H. Ba 034 Ba 044
Štelcl, O. Ba 042 Bb 032
Štěrba, O. Db 036
Stupishin, A. B. Ba 041
Sulimski, A. Ab 012 Ab 013
Sweeting, M. M. Aa 016

Tabidze, D. D. Ca 012
Takács-Kacsó, E. Fb 004
Tell, L. Ba 043

Teodoreanu, E. Cc 002
Thibaud, J. M. Db 019
Thompson, P. Bb 018
Tintilozov, Z. K. Bb 038
Timčák, C. Fe 021
Tímová, S. Fb 006
Toepfer, V. Ea 010
Tratman, E. K. Dc 005 Ca 029
Trudgill, S. T. Ba 044

Uéno, S. I. Db 032
Uríbarri, J. L. A. Eb 008
Uríbarri, D. P. Eb 008

Vávra, J. Fc 034
Vedenin, J. A. Fe 035
Veres, A. Fb 004
Vetter, F. Fc 036
Viehmann, J. Bb 039 Cc 005 Fe 022
Vincenc, Š. Ab 028
Vismara, P. Fd 013
Vladimirov, L. Ca 030
Vlček, V. Bb 032
Völker, R. Bb 040
Vytrás, K. Aa 017 Fe 010
Vytrásová, J. Aa 017

Wadewitz, S. Ba 034 Ba 045
Warszynska, J. Fc 037
Warwick, G. T. Ba 046 Bb 041
Watson, P. J. Eb 009
Watson, R. A. Ba 047
Werner, E. Ba 048 Eb 042
White, W. B. Ca 016 Ca 017
Wigley, T. M. Bb 043
Winkelhöfer, R. Bb 044
Wójcik, Z. Ba 049 Fa 009
Wolfe, R. L. Fc 038
Wolfe, T. E. Ab 029
Wysoczanski-Minkowicz, T. Ab 013

Zaťko, M. Ca 031
Zibret, Ž. Ca 027
Zengina, S. M. Aa 018
Zverev, U. P. Ca 032 Cb 012
Zvereva, V. A. Ca 027

**Jako účelový náklad pro
Organizační výbor 6. Mezinárodního speleologického kongresu
v Olomouci vydala**

ACADEMIA, nakladatelství Československé akademie věd

Praha 1976

Obálku navrhl Josef Týfa

Redaktorka publikace Ludmila Kuchařová

Jako účelový náklad pro
Organizační výbor 6. Mezinárodního speleologického kongresu
v Olomouci vydala

ACADEMIA, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1976

Obálku navrhl Josef Týfa

Redaktor publikace Věroslav Šimeček

Vytiskl Disk Říčany, provozovna Ďavle

