

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 - ČSSR

IV .



Organizing Committee of the 6th International Congress of Speleology
Comité 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

OLOMOUC - CSSR

(IV)



Papers of the Section Karst Hydrology and Climatology

Edited by Dr. VLADIMÍR PANOŠ, CSc.

ACADEMIA/PRAHA 1976

L'UNION INTERNATIONALE DE SPÉLÉOLOGIE

LA SPÉLÉOLOGIE INTERNATIONAL

1973

Actes du 6^e Congrès international de spéléologie

OLOMOUC - ČSSR

(IV)



Communications de la Section Hydrologie et Climatologie Karstiques

Édité par Dr. VLADIMÍR PANOŠ, CSc.

ACADEMIA / PRAHA 1976

Scientific Editor **Dr. Vojen Ložek, DrSc.**
Rédacteur scientifique

**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

TABLE DES MATIÈRES

TOME IV

Communications de la Section « HYDROLOGIE ET CLIMATOLOGIE KARSTIQUES » (C)

Sous-section « HYDROLOGIE KARSTIQUE » (Ca) :	7
Sous-section « FACTEURS GÉOGRAPHIQUES DANS L'ÉROSION KARSTIQUES » (Cb) :	209
Sous-section « CLIMATOLOGIE ET MICROCLIMATOLOGIE DU KARST » (Cc) :	299
Index des auteurs	328

**COMMUNICATIONS
DE LA SECTION
HYDROLOGIE ET CLIMATOLOGIE
KARSTIQUES**

SECTION C

HYDROLOGIE ET CLIMATOLOGIE KARSTIQUES

Convocateur : Dr. Juraj PacI, CSc., Président du Conseil spéléologique du Ministère de la Culture SSR, Bratislava

SOUS-SECTION Ca

HYDROLOGIE KARSTIQUE

Convocateur : Dr. Juraj PacI, CSc., Président du Conseil spéléologique du Ministère de la Culture SSR, Bratislava

- Ca 001 Апхазава И. С. (СССР — URSS):
Карстовые озера Грузии
- Ca 002 Atkinson T. Ch., Smith D. I. (Grande-Bretagne):
Underground flow rates in cavernous limestones in Britain and Jamaica
- Ca 003 Avdagić I. (Yougoslavie):
Certain characteristics of sub-systems for water-retention in karst hydrological systems
- Ca 004 Balázs D. (Hongrie):
Comparative investigation of karst waters in the Pacific
- Ca 005 Bársonyos J., Juhász A. (Hongrie):
Die Gründe der Verunreinigung Miskolc's Wasserversorgung sicherender Tapolcaer Karstquellen
- Ca 006 Božičević S. (Yougoslavie):
The hydrology of Veternica Cave near Zagreb in the Medvednica Mountain
- Ca 007 Demangeon P., Dubois P., Salvayre H. (France):
Observations physico-chimiques sur les eaux et les glaces souterraines de quelques cavités du massif du Mont Perdu Marbore (Pyrénées Centrales)
- Ca 008 Drake J. J., Ford D. C. (Canada):
The dissolved solids regime and hydrology of two mountain rivers
- Ca 009 Drew D. P. (Irlande):
Hydrogeology of the North Co. Galway — South Co. Mayo Lowland karst area, Western Ireland
- Ca 010 Felici A. (Italie):
L'idrologia carsica nel territorio di Carpineto Romano (Pre-Appennino Laziale)
- Ca 011 Fish J., Ford D. C. (Canada):
Karst geomorphology and hydrology of the Sierra de El Abra, S.L.P. and TAMPS., Mexico
- Ca 012 Гигинейшвили Г. Н., Кикнадзе Т. З., Табидзе Д. Д. (СССР — URSS):
О генезисе топографических и подземных бассейнов карстовых вод молодых орогенных областей
- Ca 013 Giżejewski J., Płachciński A. (Pologne):
Die unterirdischen Wasserwege der Höhlen in der Westtatra — ihre hydrogeologische Verhältnisse und Exploitationsergebnisse
- Ca 014 Gregor V. (CSSR):
Applizierte Elektronik in der speläologischen Erforschung
- Ca 015 Harmon R. S. (Canada):
The chemical history of some carbonate ground waters — Central Appalachians
- Ca 016 Harmon R. S., Drake J. J. (Canada), Hess J. W., Jacobson R. L. (USA), Ford D. C. (Canada), White W. B. (USA), Fish J., Coward J., Ewers R. (Canada), Quinlan J. (USA):
Geochemistry of karst waters in North America

- Ca 017 Hess J. W., White W. B. (USA):
Analysis of karst aquifers from hydrographs of karst springs
- Ca 018 Jones W. K. (USA):
A karst hydrology study in Greenbrier County, West Virginia (USA)
- Ca 019 Kempe S. (RFA):
Höhlenbildung und Wasserkörper in Stillwasserbereich
- Ca 020 Кикнадзе Т. З. (СССР — URSS)
Гидрогеологические условия развития карста Грузии
- Ca 021 Láng S. (Hongrie):
Karstwasserumlauf und Karstwasserhaushalt im Transdanubischen Mittelgebirge
- Ca 022 Manaković D. (Yougoslavie):
Les sorties de certaines grottes en Macedoine sont en liaison avec des sources ascendentes
- Ca 023 Mangin A. (France):
Sur la dynamique des transferts en aquifere karstique
- Ca 024 Mitchell R. W., Russell W. H. (USA):
The subsurface waters of the Sierra de El Abra of Mexico
- Ca 025 Mitchell R. W., Russell W. H. (USA):
Stream capture in the Huastecan Province of Mexico
- Ca 026 Petrochilou A. (Grèce):
Utilisation des eaux d'une rivière souterraine pendant l'antiquité
- Ca 027 Petrović B., Žibret Ž. (Yougoslavie):
Hydrogeological relations and interdischarge into the Trebisnjica river bed in Popovo Polje
- Ca 028 Шутов Ю. И. (СССР — URSS):
Гидрохимическая зональность карстовых вод главной гряды Горного Крыма
- Ca 029 Tratman E. K. (Grande Bretagne):
The underground drainage pattern of North-West Clare, Ireland
- Ca 030 Владимиров Л. А., Гигинейшвили Г. Н. (СССР — URSS):
Структуры водного баланса карстовой области Большого Кавказа
- Ca 031 Zaňko M. (CSSR):
Regime of yield and temperature of karst springs in Slovakia
- Ca 032 Зверев В. И. (СССР — URSS):
Гидрогеохимические закономерности развития и методы изучения карста

Ca 001

КАРСТОВЫЕ ОЗЕРА ГРУЗИИ

И. С. Апхазава

Институт географии АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

Грузия не отличается обилием озер; здесь их насчитывается немногим более 600, суммарная площадь которых не превышает 160 км². Но озера Грузии очень многообразны по генезису котловин, что обусловлено сложным геологическим строением территории, горным рельефом и исключительным разнообразием рельефообразующих факторов. Нами выделяются 10 генетических групп, которые подразделяются на типы (Апхазава И. С., 1968).

В этой генетической классификации озер Грузии отдельной группой выделяются карстовые озера, составляющие более 5 % всех озер. Их распространение связано с довольно обширной известняковой полосой Западной Грузии, занимающей 4475 км² площади и составляющей 6,4 % территории республики.

Карстовые озера распространены как в низменной, так и в предгорной, среднегорной и высокогорной частях, но большинство озер все-таки встречается на известняковых горных массивах и хребтах. Они имеются на известняковом массиве Арабика, где в закоматированных карстовых воронках образуются в основном временные карстовые озера, питающиеся талой и дождевой водой (Кикнадзе, Т. З. 1966). В юго-западной части массива Арабика, в районе г. Мамдзышха имеется несколько постоянных озер незначительных размеров. Воронки заполнены мутноватой снеговой и дождевой водой. У юго-восточного подножья массива Арабика, в долине р. Бзыби находится популярное Голубое озеро, занимающее расширенное устье канала восходящего карстового источника, дебит которого составляет 3,5 м³/сек (Гигинейшвили Г. Н., 1965).

Несколько карстовых озер имеется в западной части Бзыбского хребта, сложенного массивными известняками. Большинство из них — временные водоемы небольших размеров, заполняющие карстовые воронки талой и дождевой водой.

Карстовые озера незначительных размеров также имеются на известняковых массивах Охачкуе и Асхи.

Значительное количество карстовых озер сосредоточено на Рачинском хребте, где их насчитывается около 15. Среди них имеются сравнительно крупные озера со сложной котловиной, состоящей из двух воронок (Девистба и др.).

Карстовые озера незначительных размеров нами были обнаружены на Имеретской возвышенности.

Крупнейшее карстовое озеро Грузии Эрцо расположено в одноименной

котловине в верховьях р. Квирила. Оно имеет сложную ванну, состоящую из четырех разноразмерных и разноформных карстовых воронок.

Все вышеупомянутые озера, кроме Голубого, расположены в среднегорной и высокогорной частях известняковой полосы. Предгорная и низменная части бедны карстовыми озерами. Два небольших озера карстового происхождения в Гудаутском районе Абхазской АССР нами были исследованы летом 1972 г. Это Очамчурские озера.

Небольшое карстовое озеро было исследовано в том же 1972 г. в Очамчирском районе Абхазской АССР (озеро Папанцквили-очамчирское). Типичное карстовое озеро, занимающее крупную карстовую воронку, имеется на территории Хобского района Хетского совхоза. Это Папанцквилихетское («Папанцквили» на мегрельском наречии грузинского языка означает «утопленный поп»).

Восточнее, в Чиатурском районе, весной 1973 года нами были исследованы небольшие озера эрозионно-карстового происхождения.

Генетическая классификация котловин карстовых озер дается в работах нескольких авторов, из которых наиболее совершенной нам кажется классификация Г. А. Максимовича (1969). По этой классификации, карстовые озера Грузии относятся к двум генетическим группам: I. Карстовые и тектоно-карстовые озера, II. Озера, преобразованные карстом. Широко распространены озера, относящиеся к первой генетической группе. Подавляющее большинство карстовых озер занимают коррозионные воронки и котловины. К этому типу относятся почти все озера, расположенные в среднегорной и высокогорной частях. Очень небольшая часть озер относится ко второму типу, т. е. к провальным и тектоно-провальным озерам. Примером таких озер нам кажутся озера Эрцо и Папанцквилихетское. К третьему типу, т. е. к озерам, занимающим коррозионные воронки восходящих карстовых источников, относится лишь Голубое озеро в долине р. Бзыби. К этому типу принадлежали также небольшие ключевые озера Хариствали и Дзрохиствали на Рачинском хребте, впервые описанные В. И. Леоновым (1902), но эти озера в настоящее время затоплены водами Шаорского водохранилища, занимающего Шаорскую карстовую котловину.

Ко второй генетической группе — преобразованные карстом озерные котловины — относятся озера, котловины которых имеют некарстовое происхождение. В эту группу входят эрозионно-карстовые котловины, выработанные на дне речной долины после того, как эрозия дошла до карстующихся пород. Такие озера нами исследованы в Чиатурском районе. Некоторые из них, занимающие карстовые воронки на дне долины, имеют ничтожные размеры и часто пересыхают. Два озера имеют довольно значительные размеры.

Если классифицировать карстовые озера Грузии по морфометрическим признакам, получим следующую картину (за основу берем морфометрическую классификацию озер Г. А. Максимовича, 1969). По площади зеркала озера Грузии относятся к следующим классам: к IV классу (площадь зеркала 100—10 га) принадлежит только озеро Эрцо (31 га); к V классу (10—1 га) относится около 10 озер. Остальные озера распределяются между VI, VII и VIII класса-

ми, но преобладают озера VI класса (1—0,1 га), значительно меньше озер относятся к VII классу (0,1—0,01 га), а еще меньше — к VIII классу (0,01—0,001 га).

Классификация озер по максимальной глубине дает следующую картину: очень глубокие озера (> 25 м) в Грузии не встречаются; к озерам средней глубины (25—5 м) относится около 10 озер. Большинство карстовых озер Грузии относится к классу неглубоких озер (5—1 м), только озера Очамчухравосточное и некоторые пересыхающие озера можно отнести к классу мелких озер (< 1 м).

По объему водной массы Г. А. Максимович выделяет 7 классов: к четвертому классу (1000—100 тыс. м³) относятся только озера Эрцо и Сацурблия, к пятому классу (100—10 тыс. м³) — около 10 озер (Девистба, Папанцквилиоба, Голубое озеро, Набардеби и др.). Большинство озер принадлежит к шестому классу (10—1 тыс. м³) и только незначительная часть — к седьмому классу (< 1 тыс. м³).

Значительная часть карстовых озер Грузии питается поверхностными водами и характеризуется слабой минерализацией. К такой группе относятся озера, занимающие коррозионные воронки и котловины, расположенные в верхней части гидродинамической зоны вертикальной нисходящей циркуляции. Эти озера имеют незначительную водосборную площадь и часть их пересыхает. Днища их находятся значительно выше уровня карстовых вод и являются как-бы подвешенными по отношению к последним. В некоторых случаях в их питании принимают участие неглубоко залегающие грунтовые воды. Режим уровней определен ходом метеорологических элементов в течение года. Максимальные уровни наблюдаются весной и в первой половине осени, минимальные — летом и в конце зимы. Для низменных озер характерны колебания уровня в течение всего года, в зависимости от выпадения осадков.

В питании озер, размещенных в провальных или тектоно-карстовых воронках, расположенных в гидрогеологической зоне горизонтальной ненапорной и напорной циркуляции, участвуют карстовые ненапорные, реже напорные воды, а также подземные и поверхностные воды. Большинство этих озер сточные (поверхностным или подземным путем). Озера, имеющие подземный сток, характеризуются значительными колебаниями уровня в течение года.

Озера, занимающие коррозионные воронки восходящих карстовых источников (Голубое озеро), питаются восходящими напорными карстовыми водами. Карстовые ненапорные воды в питании Голубого озера играют ничтожную роль.

На термический режим карстовых озер Грузии, кроме их высотного положения и климатических условий, большое влияние оказывают источники питания, максимальная глубина, форма и размеры котловины.

По температуре воды карстовые озера Грузии относятся к группе холодных озер, температура которых от 4 до 20°.

На горных озерах (термический режим которых изучен слабо), имеющих

небольшие глубины, выделяются два периода циркуляции (весной и осенью) и два периода стагнации (летом и зимой). Зимой устанавливается сравнительно слабо выраженная обратная температурная стратификация. Весна характеризуется гомотермией, летом сменяющаяся прямой температурной стратификацией. Разность температуры поверхностного и придонного слоев для отдельных озер составляет от 5° до 14°. Вертикальные термические зоны выделяются неотчетливо. Осенью устанавливается гомотермия.

В озерах, питающихся восходящими напорными водами (Голубое озеро) наблюдается круглогодичная гомотермия. На Голубом озере летом температура придонного слоя воды 6°,8, а поверхностного — лишь 7°,1. Аналогичная картина наблюдается зимой.

На мелководных озерах низменной и предгорной зон (Очамчухрские озера) наблюдается круглогодичная гомотермия, а на некоторых более глубоких озерах (напр., на Папанцквили-хетское) летом устанавливается хорошо выраженная температурная стратификация с довольно отчетливым выделением вертикальных термических зон. В остальное время года отмечается гомотермия. Обратная температурная стратификация зимой на этих озерах бывает в исключительных случаях при холодной зиме, что в этой части Грузии редкое явление.

KARST LAKES OF GEORGIA

SUMMARY

Karst lakes account only for a small part (5 %) of the total number of Georgia's lakes (about 600). They occur in the limestone belt of Western Georgia occupying 4475 square kilometres.

Karst lakes of Georgia are of two genetic groups: I — Karst and karst-tectonic lakes, II — Karst affected (karst-erosional) lakes. The majority of lakes occupy corrosive sinks and kettleholes.

The lakes in corrosive sinks are fed by surface waters, while tectonic plunge-basin lakes are fed by karst non-pressure, pressure, subterranean and surface waters. It is only the "Goluboe ozero" (Blue Lake) that is fed by an ascending karst pressure water.

Thermal regime of mountain lakes diverse from season to season, while that of lowland lakes is comparatively uniform.

ЛИТЕРАТУРА

- АПХАЗАВА И. С., 1968: Генетические типы озер Грузии. Тезисы доклада на итоговой научной сессии, Тб.
- ГИГИНЕЙШВИЛИ Г. Н., 1965: Карстовые воды в бассейнах малых рек Абхазии. Тр. Геогр. Об-Ва ГрССР, т. VIII.
- КИКНАДЗЕ Т. З., 1966: О спелео-карстовых явлениях массива Арабика. Пещеры Грузии, т. 4, Тб.
- ЛЕОНОВ В. И., 1902: Озера Нижней Рачи (в Шаорской котловине в Закавказье). Землеведение, т. 9, кв. II—III.
- МАКСИМОВИЧ Г. А., 1969: Основы карстоведения, т. II, Пермь.

Ca 002

UNDERGROUND FLOW RATES IN CAVERNOUS LIMESTONES IN BRITAIN AND JAMAICA

Timothy Christopher Atkinson

David Ingle Smith

University of Bristol, Great Britain

INTRODUCTION

This contribution is based upon work undertaken over a period of about ten years by members of the Department of Geography at the University of Bristol on underground water tracing in limestone terrains. Two techniques have been used for the tracing; one involving the use of lycopodium spores and the other dyes. Lycopodium spores are small cellulose particles with a diameter of 25 microns which occur naturally in some streams but can be dyed in up to five different colours. Several kilograms of spores dyed a distinctive colour and comprising many millions of individual particles can be introduced into each stream sink. The spores have a slightly higher specific gravity than water but remain in suspension in turbulent flow. At resurgencies a portion of the flow is filtered through fine mesh plankton nets from which sediment samples are recovered and examined under the microscope for the presence of spores. A detailed account of the lycopodium method can be found in Drew and Smith (1969).

In the second method a fluorescent dye is introduced into the groundwater circulation. Various methods have been employed for detecting the presence of the dye in water from springs but the most successful is the use of fluorometer. The instrument used (Turner Instruments Inc.) has the facility of continuous operation and recording in the field. The dye can successfully be detected in dilutions as small as one part in 10^{10} . A full description of the method is given by Brown and Ford (1971).

RESULTS

The results given here are all for experiments in which the tracer was introduced into a stream sink or swallet. There have been two areas of intensive work, the Mendip Hills in Somerset (Atkinson, 1971) and the Maroon Town area of northern Jamaica (Smith, 1969), although other areas have also been investigated. The pattern of underground drainage for the Mendip Hills (figure 1) is typical. In this case 43 stream sinks have been traced and the catchment areas of 11 major springs defined.

The underground drainage divides differ from the surface watersheds and the prior preparation of a map of subterranean catchments is of prime importance in dealing with groundwater pollution. This is illustrated in the case study described by the Bristol Waterworks Comp. (pp. 331–333 in Vol. 2 of the

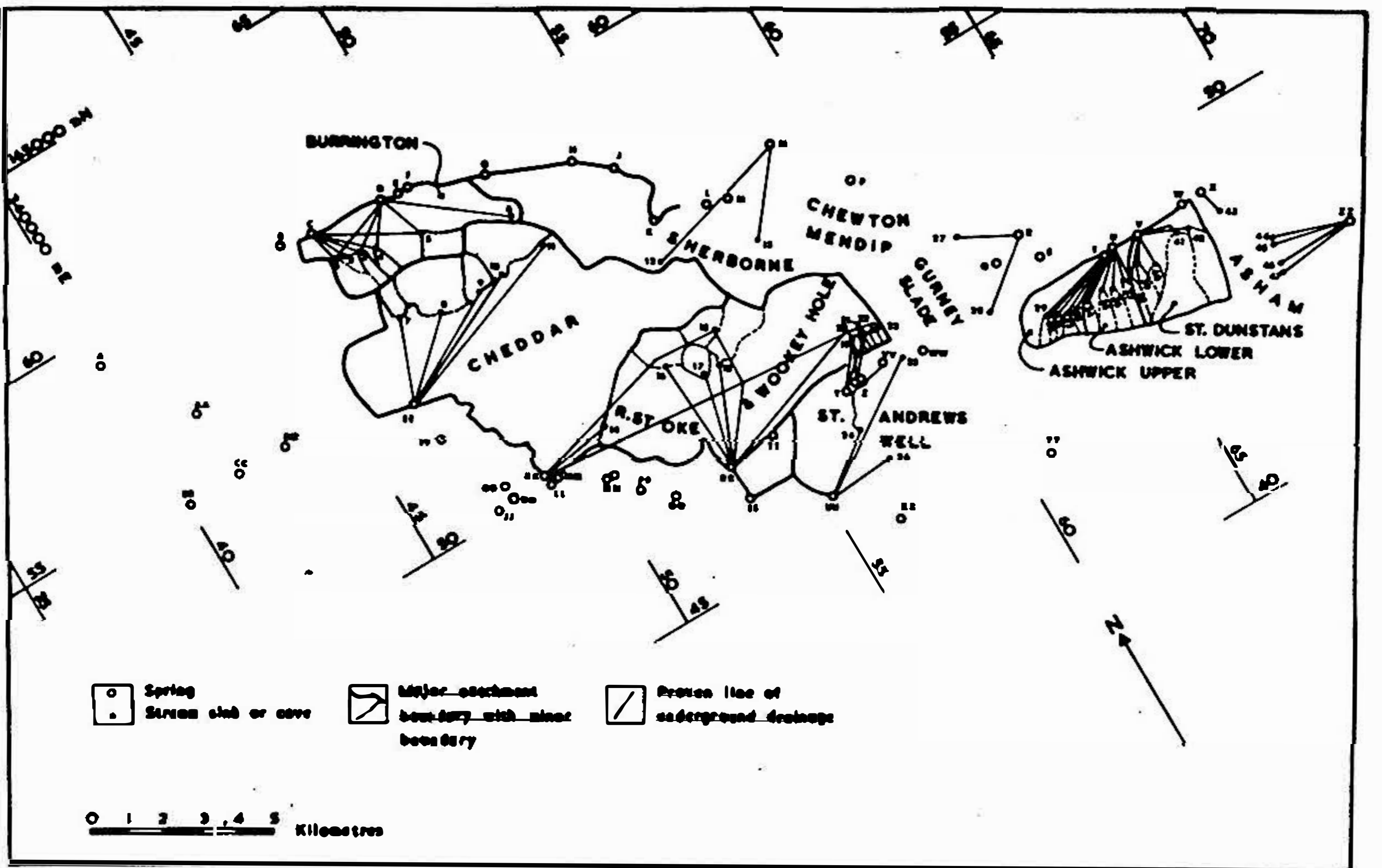
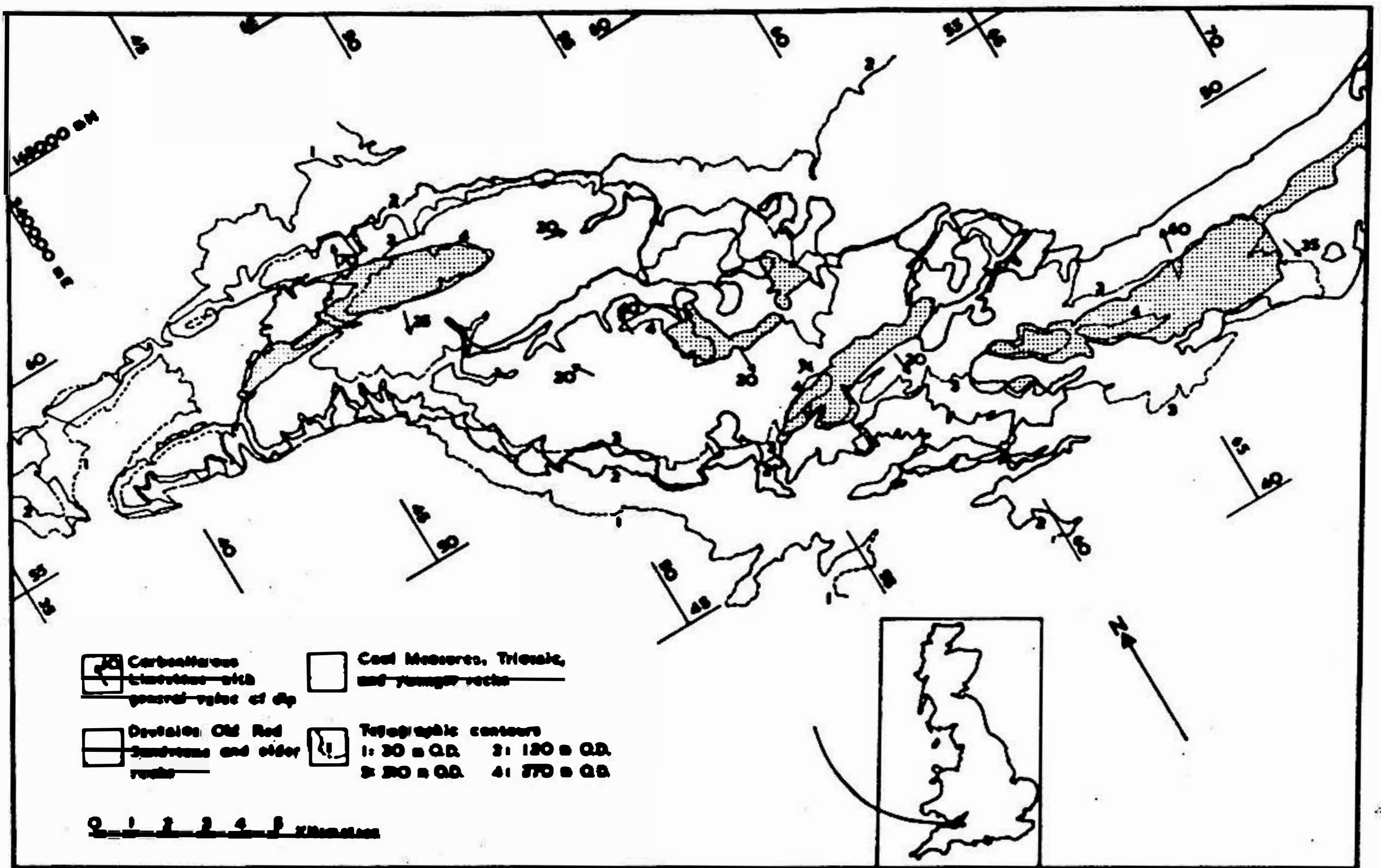


Fig. 1. (a) Geology and Topography of the Mendip Hills. — (b) Catchments and underground flow patterns of the Mendip Hills.

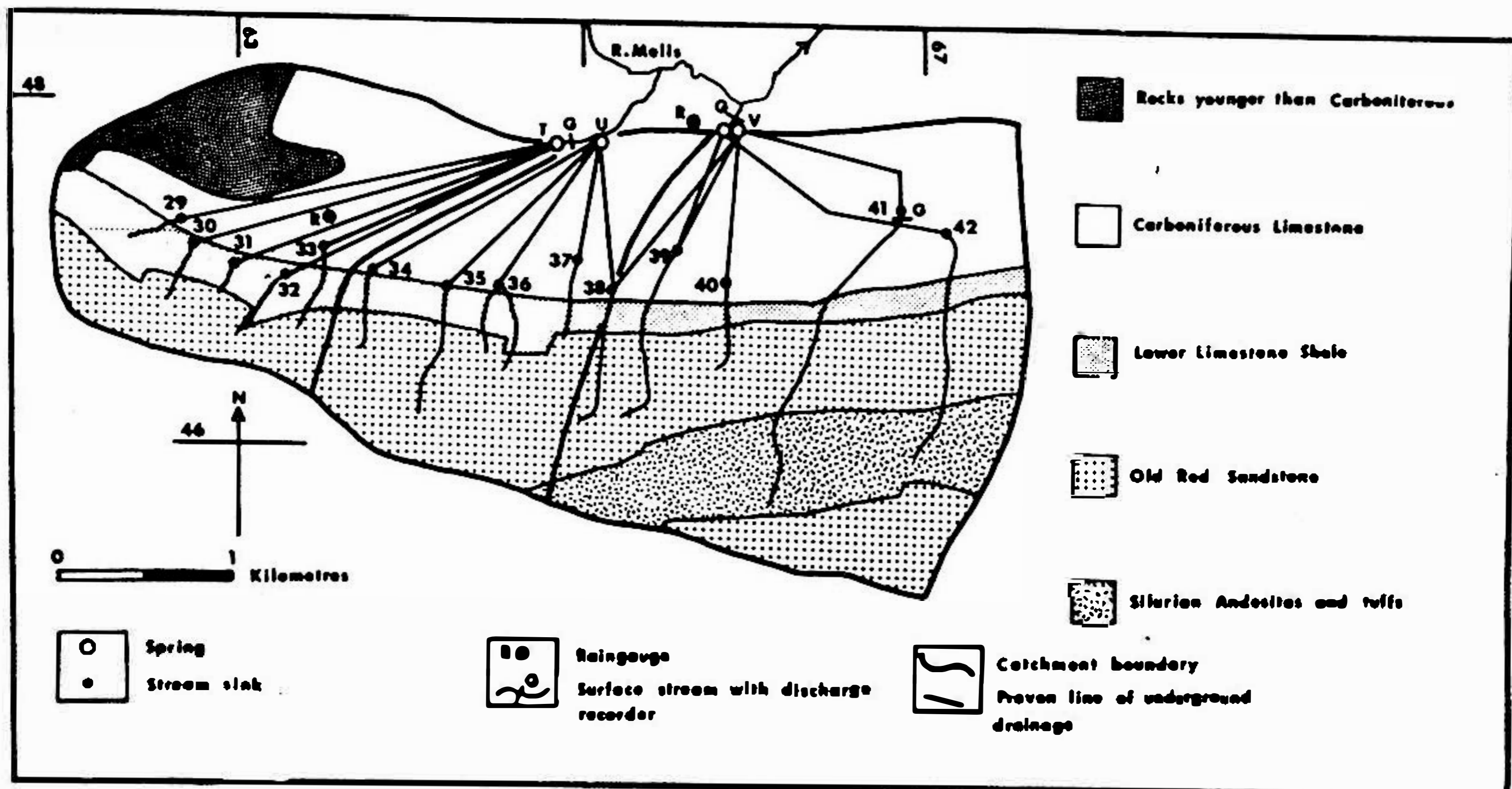


Fig. 2. Underground drainage in eastern Mendip.

Proceedings of this conference) which describes pollution in part of the area covered in fig. 1.

Fig. 2 is a more detailed map of the eastern Mendip catchments. The resurgence at St. Dunstan's Well (marked as V on fig. 2) consists of two separate springs at the same altitude and only a few metres apart. Each of the springs is fed from different stream sinks and some of the flow lines cross one another without mixing. From this it can be inferred that the flow from each sink to the spring occurs in separate and discrete conduits. Similar patterns of crossing flow lines have been discovered in all of the other areas studied.

Velocities of underground travel (based upon straight line distances between sink and spring) are of the order of kilometres per day, further details are shown in tab. 1. These velocities are faster than most quoted figures for normal groundwater movement by a factor of 1,000 to 10,000 times. It can be inferred that the form of the fluid flow is turbulent in order to accommodate these velocities.

Tab. 1

Flow rates all in km/day

	Mean Flow Velocity	Standard Deviation	Number of Traces
White Limestone Jamaica	3.45	4.05	40
Carboniferous Limestone Central Mendip Hills	7.36	5.91	23
Eastern Mendip	6.00	1.68	16

The percentage of spring flow composed of water from stream sinks varies between 0 and 40% at different times and for different springs. In the Mendip Hills it is normally between 1 and 10%. The remaining spring discharge is composed of water which has percolated directly into the limestone and this has been less thoroughly investigated. Preliminary tracer tests on this percolation water suggests that while it moves at velocities less than that of water from stream sinks values of hundreds of metres per day are not unusual. It is also evident from field studies that much of the percolation water moves in fissures and conduits similar to those of stream sinks although on a smaller scale.

IMPLIKATION FOR GROUNDWATER POLLUTION

The consequences of these results are clear. The underground drainage of massive, fissured or cavernous limestones such as the Carboniferous Limestone of upland Britain is largely confined to conduits which afford no natural filtration to the groundwater. Thus any pollutant introduced into the limestone, especially below the level of the soil, is likely to re-appear at a spring within a matter of hours or days and to have undergone relatively little dilution. This applies not only to stream sinks but also to percolation water and especially to closed depressions which are foci of natural drainage. The practice of waste disposal or refuse tipping in cavernous limestones of this type is potentially extremely dangerous.

Conduit flow is not exclusively confined to cavernous limestones and in at least two cases local stream drainage sinks into fissured Chalk to flow to springs several kilometres distant at velocities comparable with those described above. It is possible that the velocity of groundwater associated with closed depressions in the Chalk is also rapid.

A c k n o w l e d g e m e n t s

This work has been supported by the following bodies: the Bristol Avon River Authority, Bristol Waterworks Com., the Government of Jamaica, the Natural Environment Research Council, the Somerset River Authority and the United Nations Food and Agricultural Organisation.

REFERENCES

- ATKINSON, T. C., 1971: The dangers of pollution of limestone aquifers. *Proc. Univ. Bristol Speleo. Soc.* 12 (3), 281—90.
- BROWN, M. C. and FORD, D. C., 1971: Quantitative tracer methods for investigation of karst hydrologic systems. *Trans. Cave Res. Gp. G. B.*, 13 (1), 37—51.
- DREW, D. P. and SMITH, D. I., 1969: Techniques for the tracing of subterranean drainage. *Brit. Geomorph. Res. Gp., Tech. Bull.*, no. 2., 36 p.
- SMITH, D. I. (ed.), 1969: Limestone geomorphology — a study from Jamaica, *J. Brit. Speleo. Ass.* 6 (43/44), 85—166.

Ca 003

CERTAIN CHARACTERISTICS OF SUB-SYSTEMS FOR WATER RETENTION IN KARST HYDROLOGICAL SYSTEMS

Izet Avdagić

Institute of Water Resources Engineering, Civil, Engineering Faculty
University of Sarajevo, Yugoslavia

SUMMARY

In analysis of underground reservoirs and runoff of karst sub-systems, it is usual to adopt constant characteristics for the reservoir over its entire height in calculation of water retention. Measurements which we made show that these approximations can lead to serious errors in the case of karst sub-systems.

RÉSUMÉ

Certaines caractéristiques de sous-systèmes de rétention des eaux dans les systèmes hydrologiques karstiques

Dans les études quantitatives des eaux souterraines et des vidanges des sous-systèmes karstiques on admet, le plus souvent, que les caractéristiques hydrogéologiques soient constantes sur toute l'hauteur du bassin.

Les mesures effectuées montrent que, avec de telles hypothèses, on peut commettre des erreurs considérables.

Water, which falls on land surface, falls on hydrogeological elements or watersheds of a given range, and results in runoff of various rates depending upon the hydrogeological features of the land through which it passes.

Every basin can be roughly sketched as a single reservoir (fig. 1) from which the water gradually runs off. The laws and characteristics of surface and underground runoff are different, so that, for the sake of better simulation of the runoff process, it is practical to represent a basin with two reservoirs, as schematically presented in fig. 2, where the upper reservoir represents the retention and runoff of surface reservoirs and the lower reservoir the retention and runoff of groundwaters. These two reservoirs as a team make up the hydrological system, each separately being a sub-system.

In certain karst terrains, runoff occurs only as ground water, so that the basin region can be represented by a single reservoir.

In complex karst hydrological systems we often have several connected sub-systems for retention of ground waters, and sometimes an occasional intermittently flooded karst field which serves as an outlet for excess ground water pressure.

In an era of ever larger water shortages, knowledge of the characteristics

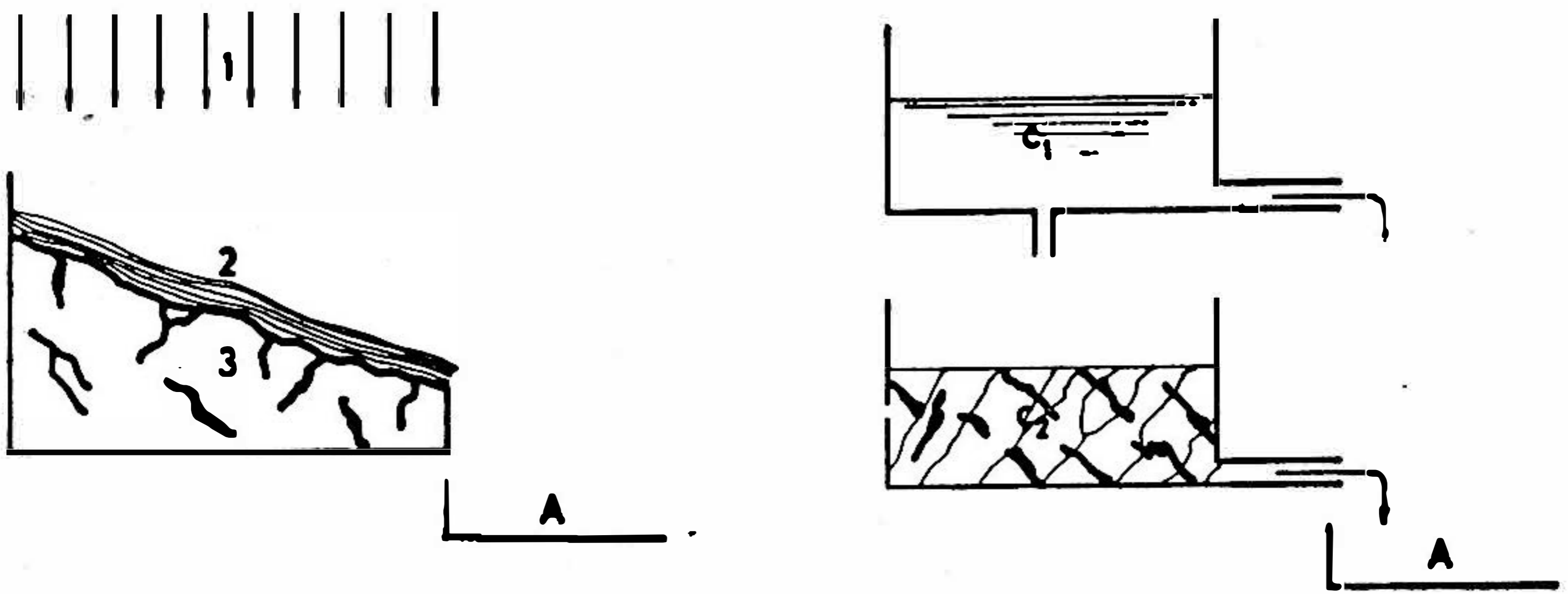


Fig. 1. 1 — rainfall, 2 — surface runoff, 3 — underground runoff, A — stream channel.

Fig. 2. c_1 — surface water reservoir, c_2 — underground reservoir, A — stream channel.

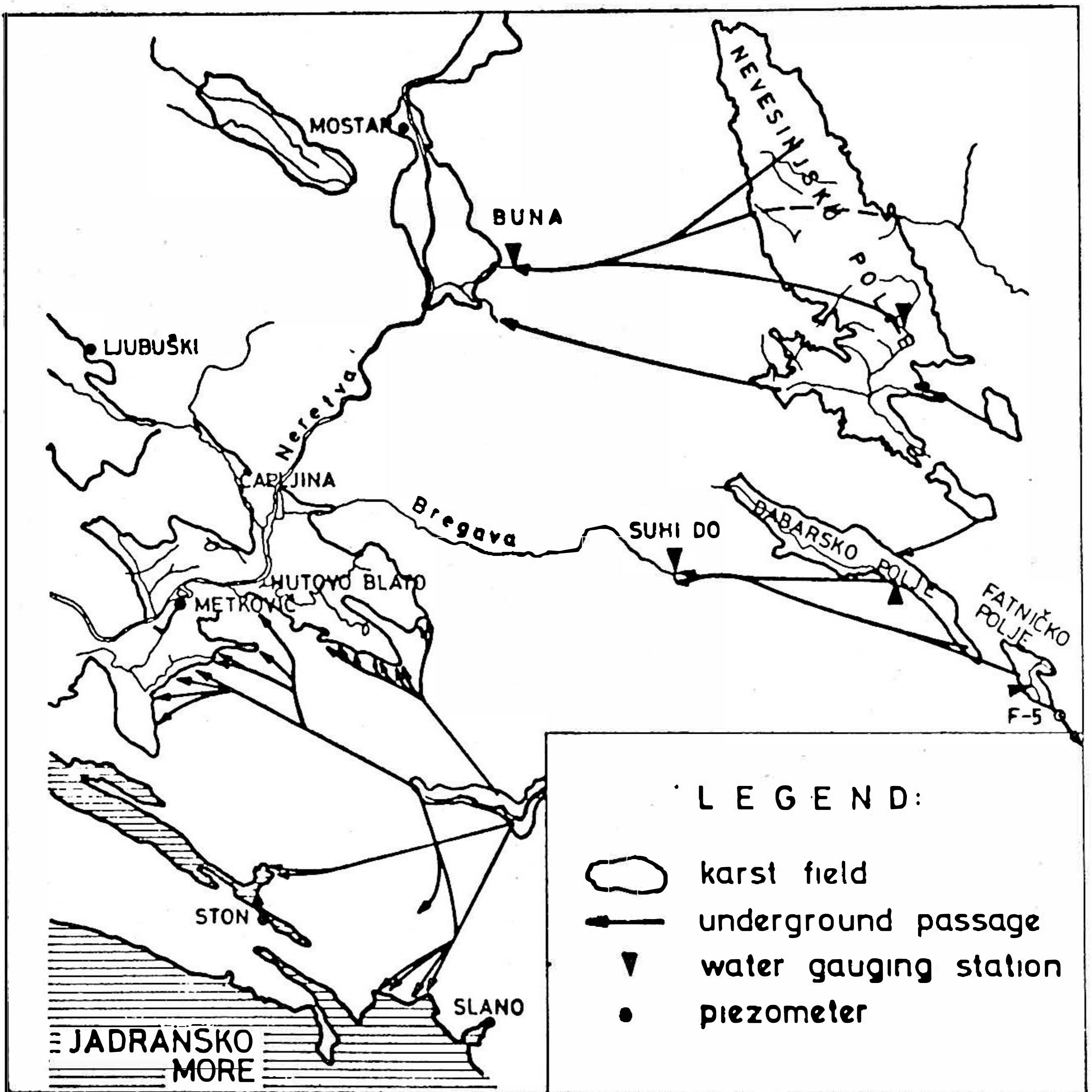


Fig. 3. Hydrological map of a part of eastern Hercegovina.

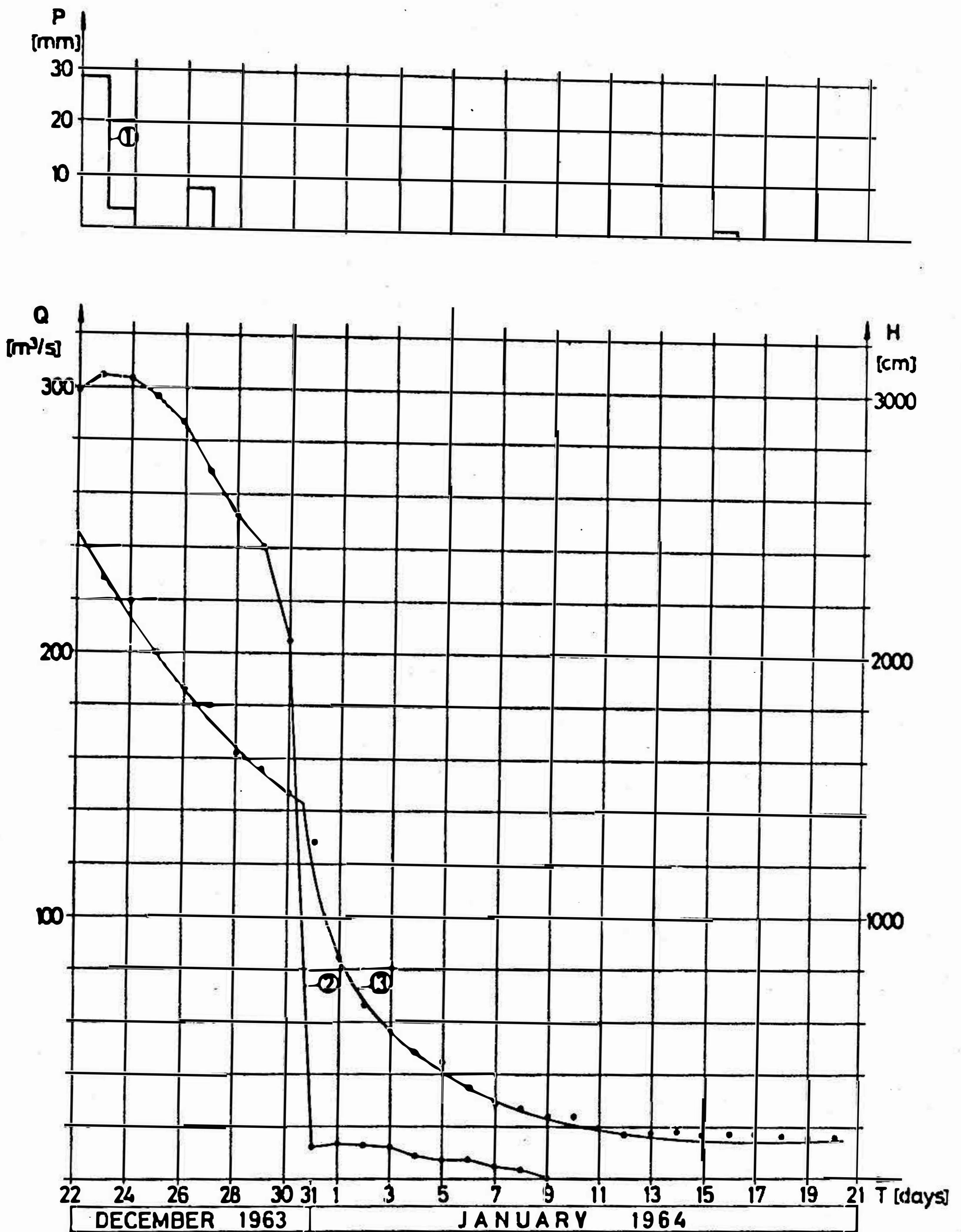


Fig. 4. Hydrogram of the Buna river at the water gauging station Buna. (1) average rainfall for this basin, (2) water level on the Nevesinjsko polje, (3) discharge at the Buna spring.

for water retention in general, and for karst retention especially, is of great economic and scientific significance.

One very useful means used in analysis of ground waters, especially in determining the volume of ground water or the useful underground capacity of an underground reservoir, is E. Mailet's equation:

$$Q_t = Q_0 \exp(-at) \quad (1)$$

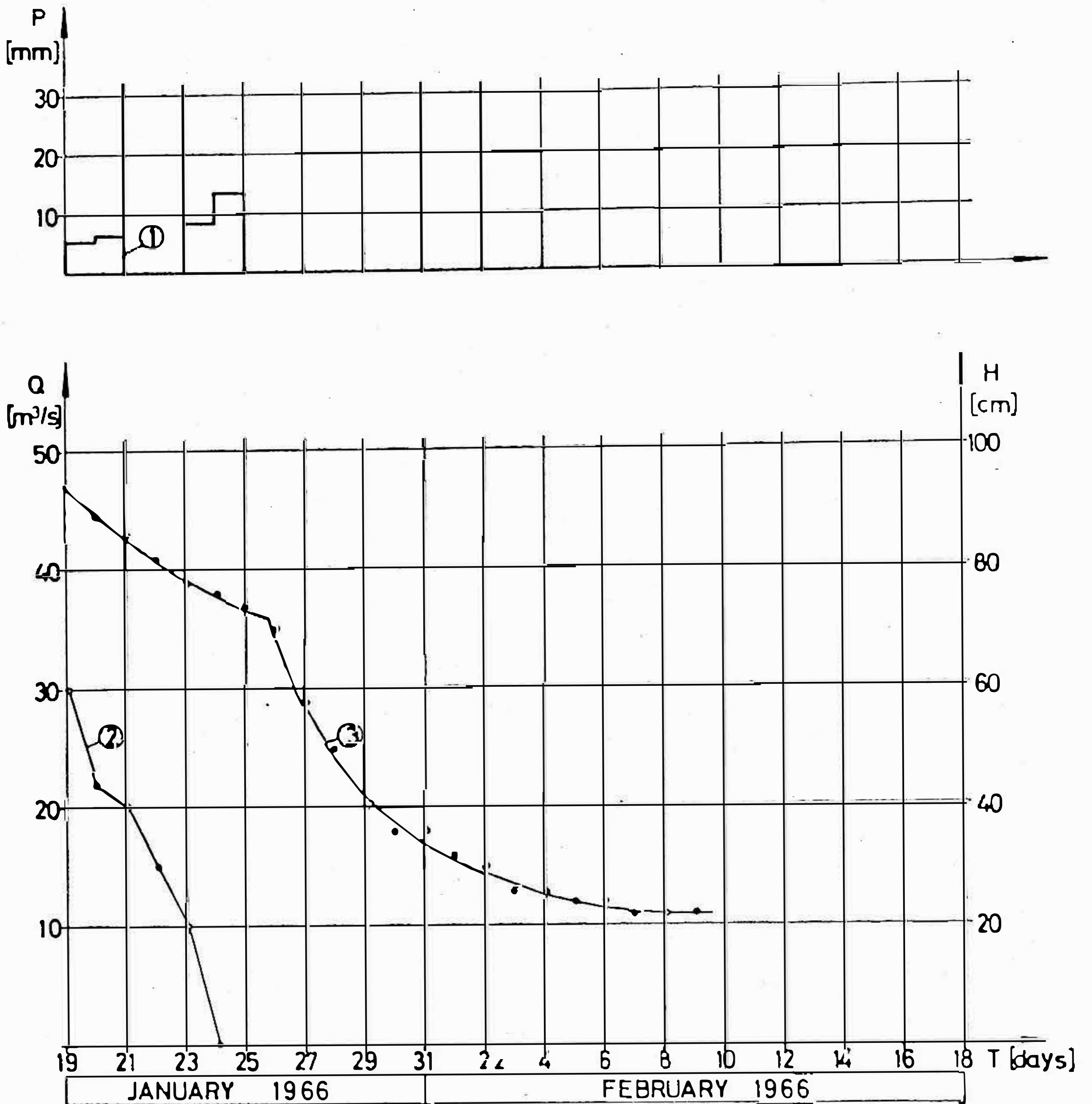


Fig. 5. Hydrogram of the Bregava river at the water gauging station Suhi Do. (1) average rainfall for this basin, (2) water level on the Dabarsko polje, (3) discharge at the Bregava spring.

where Q_t is the discharge in the time t , Q is the discharge in the time 0 , and α is the coefficient for the given hydrogeological characteristics of the basin. This equation is used with the assumption that the discharge is proportionate to the height (h):

$$Q = \lambda h \quad (2)$$

i.e. that the sub-system is a linear reservoir. Between the time interval (t) and ($t + dt$), the quantity $Q dt$ will be discharged from the reservoir. This quantity

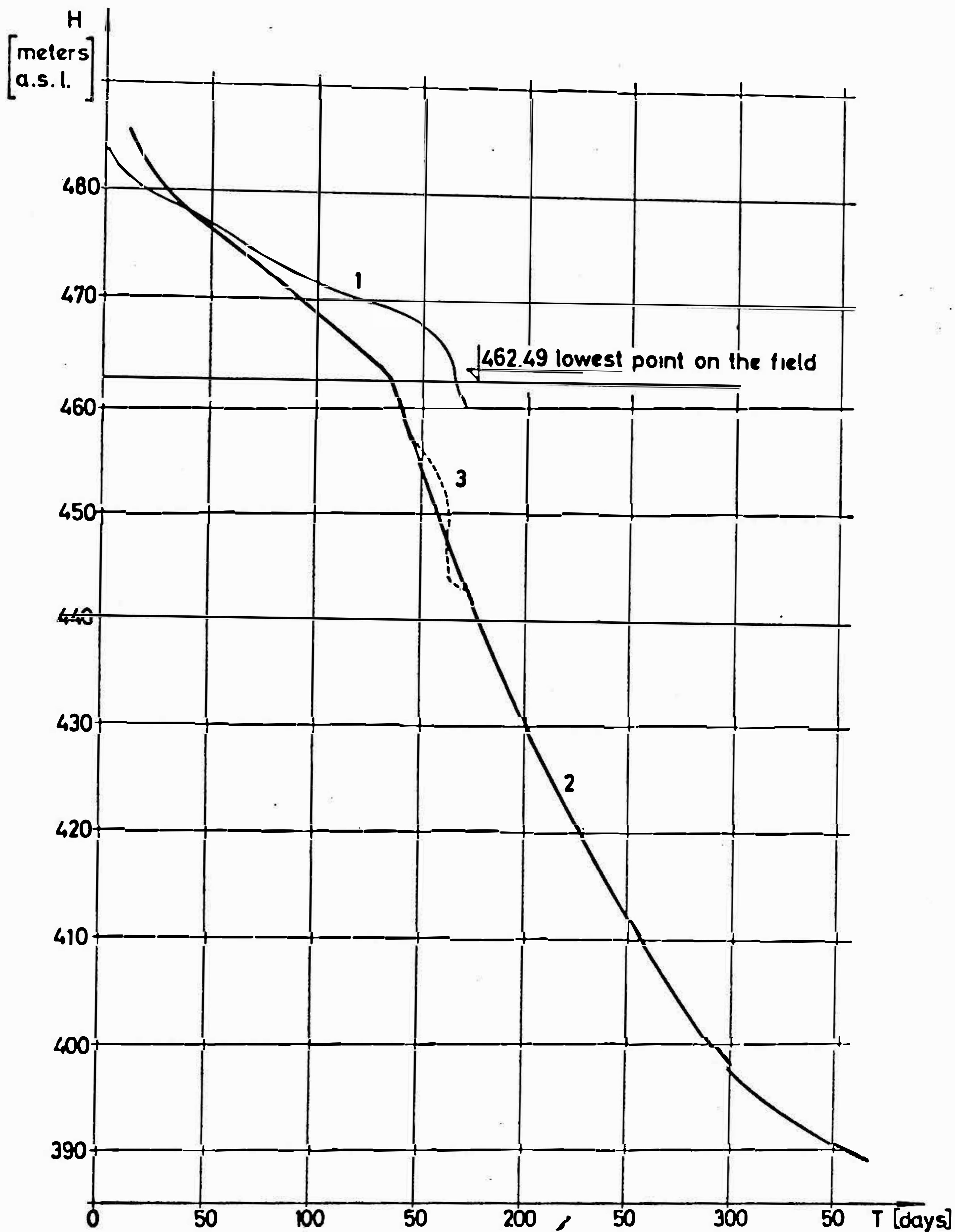


Fig. 6. Maintenance of water level for the 1968 – 69 period in Fatničko polje. (1) maintenance of water level of natural intermittent surface reservoirs in karst on Fatničko polje, (2) maintenance of water level at piezometer F-5, (3) influence of surface reservoirs.

is also equal to the product of the area of the surface of the water mirror of the ground water (S) times the decrease in (h):

$$Q dt = \lambda h dt \quad (3)$$

or with a drop in the free surface:

$$\lambda h dt = - S dh \quad (4)$$

from which we can obtain by integration:

$$t = - \frac{S}{\lambda} \ln h + \mu \quad (5)$$

With substitution of $h = \frac{Q}{\lambda}$, equation (5) can be reduced to:

$$Q = \lambda \exp [- (t - \mu) \lambda / S] \quad (6)$$

In this equation, μ is the integration constant. For initial conditions of $t = t_0$ and the discharge $Q = Q_0$, equation (6) becomes:

$$Q = Q_0 \exp [- \lambda / S (t - t_0)] \quad (7)$$

and with $t_0 = 0$ and $\lambda / S = \alpha$, we get equation (1).

The alpha-factor is considered constant for a given sub-system in the analysis even though it in fact is not. This is shown by its dependence upon the surface of the reservoir (S) at various heights (h). It is especially not constant in the connected karst sub-systems. In certain of the simpler cases it may be constant, but this cannot be assumed a priori. This can best be illustrated by measurements done in the field. (Fig. 3.)

In fig. 4 and 5 the hydrograms are given for the Buna springs and the Bregava springs along with graphs of the levels in the karst fields which are drained through these springs and the average amount of rainfall in their basins. Fig. 6 also shows the line of water-level over time at piezometer F-5, located on the Pasmica-Bileća watercourse, about 2 km. downstream from the sink-hole of Pasmica in Fatnica field. The first two pictures show the influence of water discharge from the field upon the recession line, which is usually described by equation (1) or (6). It is clear that the experimental data can not be good approximated by only one equation of type (1) but it is necessary to use at least two equations of type (1) in this case. For fig. 6, the situation is still more complex. Here three influences can be seen: those of the two underground sub-systems and that of one above-ground sub-system.

From all of this it can be seen that the usual simplifications used in determination of recharge, runoff, underground runoff, etc. can result in large errors which are often multiplied in extrapolation, yielding final products, results, and conclusions which are, likewise, highly incorrect.

BIBLIOGRAPHIE

- AVDAGIĆ, I., 1972: Mehanizam rada ponora i estavela, Saopćenja, VI kongres speleologa Jugoslavije, Sežana-Lipica.
- BORELI, M., Božić, G., Lebedov, A. V. i dr., 1968: Bilans podzemnih voda, Jugoslavenski komitet MHD, Beograd.
- RISTIĆ, D., 1962: Sumarna metoda za odredjivanje kapaciteta ponora u završnoj fazi pražnjenja predponorske retenzije, Saopćenja, III. Savjetovanje JHI, Opatija, str. 74—78.
- SERA, L., 1954: Le controle hydrologique d'un bassin versant, AIHS, Publication n° 38.
- SREBRENOVIĆ, D., 1970: Problemi velikih voda, Tehnička knjiga, Zagreb.

Ca 004

COMPARATIVE INVESTIGATION OF KARST WATERS IN THE PACIFIC

Dénes Balázs

Geographical Research Institute, Hungarian
Academy of Sciences, Budapest, Hungary

The researchers of karst areas have had a great interest since the years of fifties to study the rate of the chemical denudation and the intensity of karstification under the different climatic conditions.

The carbonate hardness of the karst waters are very variable even in a small karst area, and their values are changing occasionally and seasonally. Therefore it is necessary to make many observations in different places and at various times. The statistical summarizing of these data gives us a base to draw the real conclusions.

SOURCES OF DATA

The data for this project are collected in the western rim of the Pacific in the years 1972/73 during the study-tour of the author. These data are supplemented by the previous investigations of the author in the Indonesian Archipelago and some data are used from published papers of other investigators (Jennings, 1963 and 1968; Sweeting, 1960; Wakisaka, 1963 and 1970; Williams, 1972).;

About 210 karst water samples were gathered and analysed from the 40° N (Japan) through the tropical zone to the 45° S (New Zealand). The samples are mostly spring waters originated from 47 karst areas. Among the studied karst-lands are the following types:

1. Karst of humid, warm and cool temperate climates (in Japan: Akiyoshi-dai, Hirao-dai, Onogahara, Ryushen-dó area etc., in Australia: karst regions in N.S.W., Victoria, Western Australia and Tasmania, in New Zealand: Waitomo area, Takaka Hills, Punakaiki and Te Anau area).

2. Karst under semiarid condition in the moderate climate (Nullarbor Plain, Australia).

3. Humid tropical karst (in Indonesia: G. Saribu, Kalapanunggal, G. Sewu, Nusa Barung, Maros-Pangkadjene, South Lombok, Ambon; in the Territory of Papua and New Guinea: Laiagam area, Koroba area, Jacquinet Bay in New Britain, Northern part of New Ireland; in Fiji: Wailotua area on Viti Levu Island).

4. Young uplifted coral karst (Tongatapu Island, Tonga).

Comparing to these data there are indicated on the diagramms also the average data of 67 karst springs from 5 Hungarian karst regions as comparing with the Pacific data. Namely the moderate karst areas in Japan, New Zealand and Australia are in general small outcrops of limestone and their waters are mixed with exogene rivers.

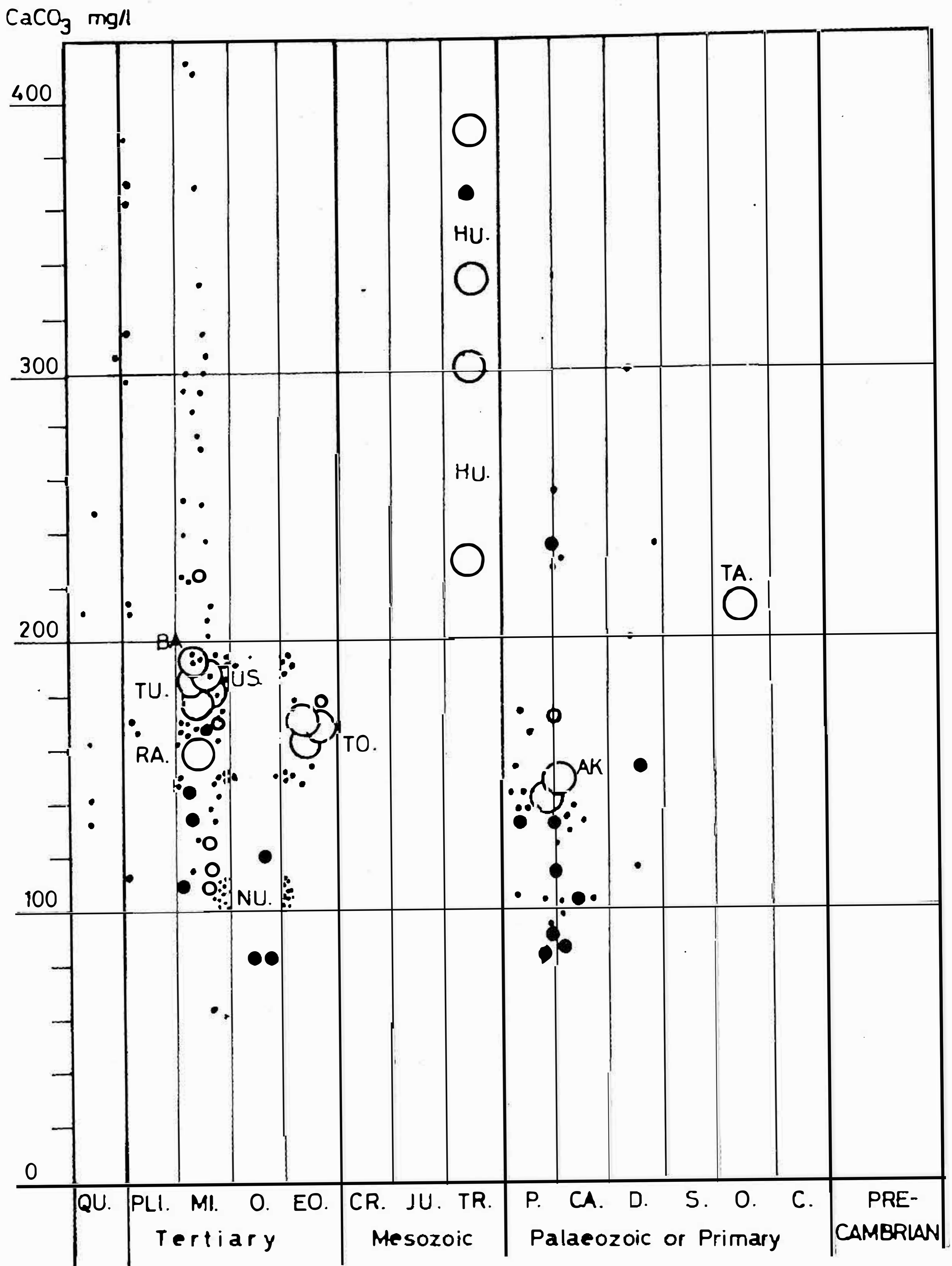


Fig. 1. Relationship between the geological age of karst aquifer and the total hardness of karst waters. (The explanation of signes see fig. 2.)

METHODS OF OBSERVATION

As the purpose of investigation was the study of chemical denudation in selected areas, only the total hardness of karst waters was analysed on the field by the help of portable equipment. The generally applied method of complexometric titration (EDTA) was used for the determination of total hardness. In view of the great quantity of analyses on the field, only 5 milliliters of water samples

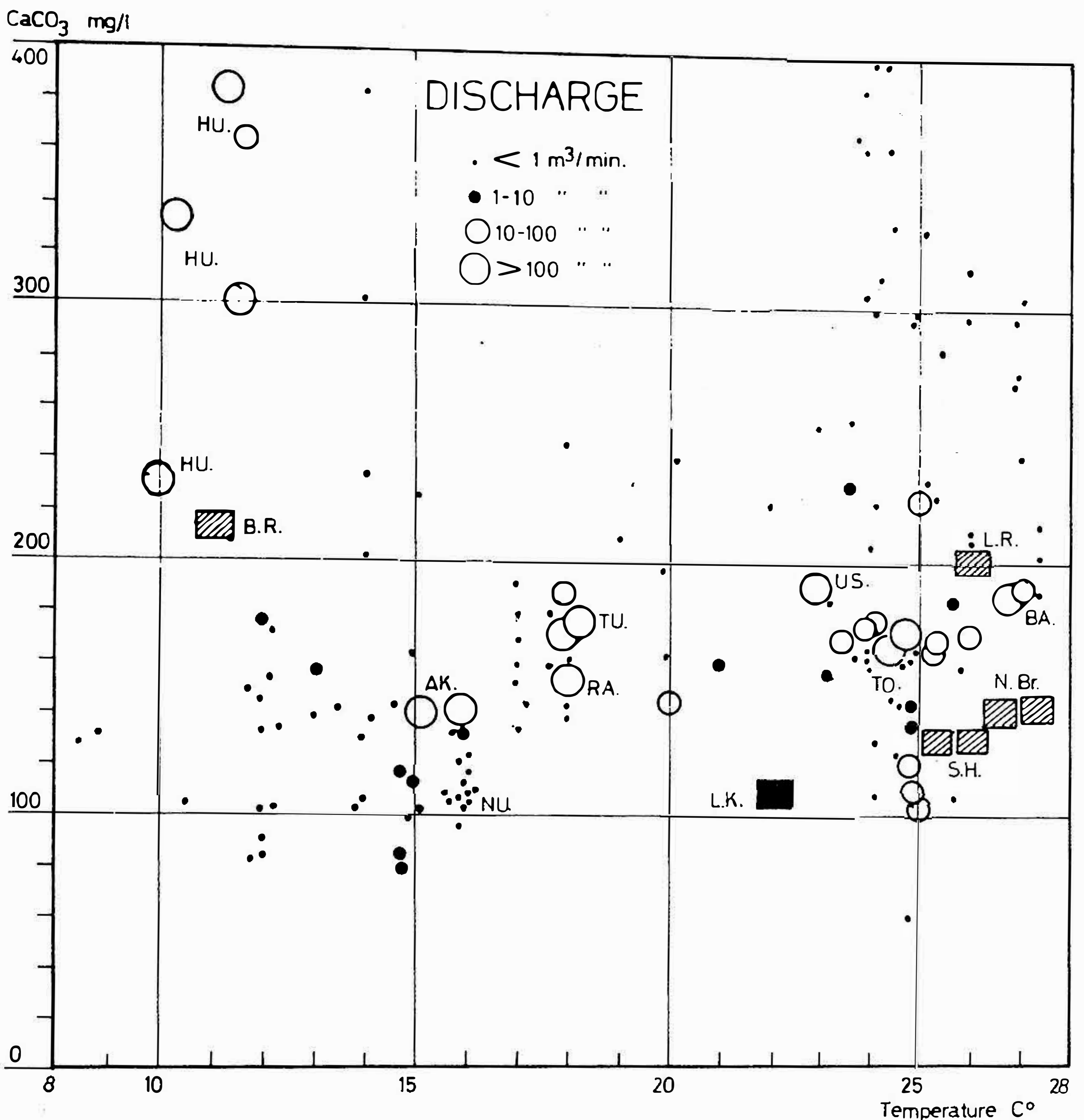
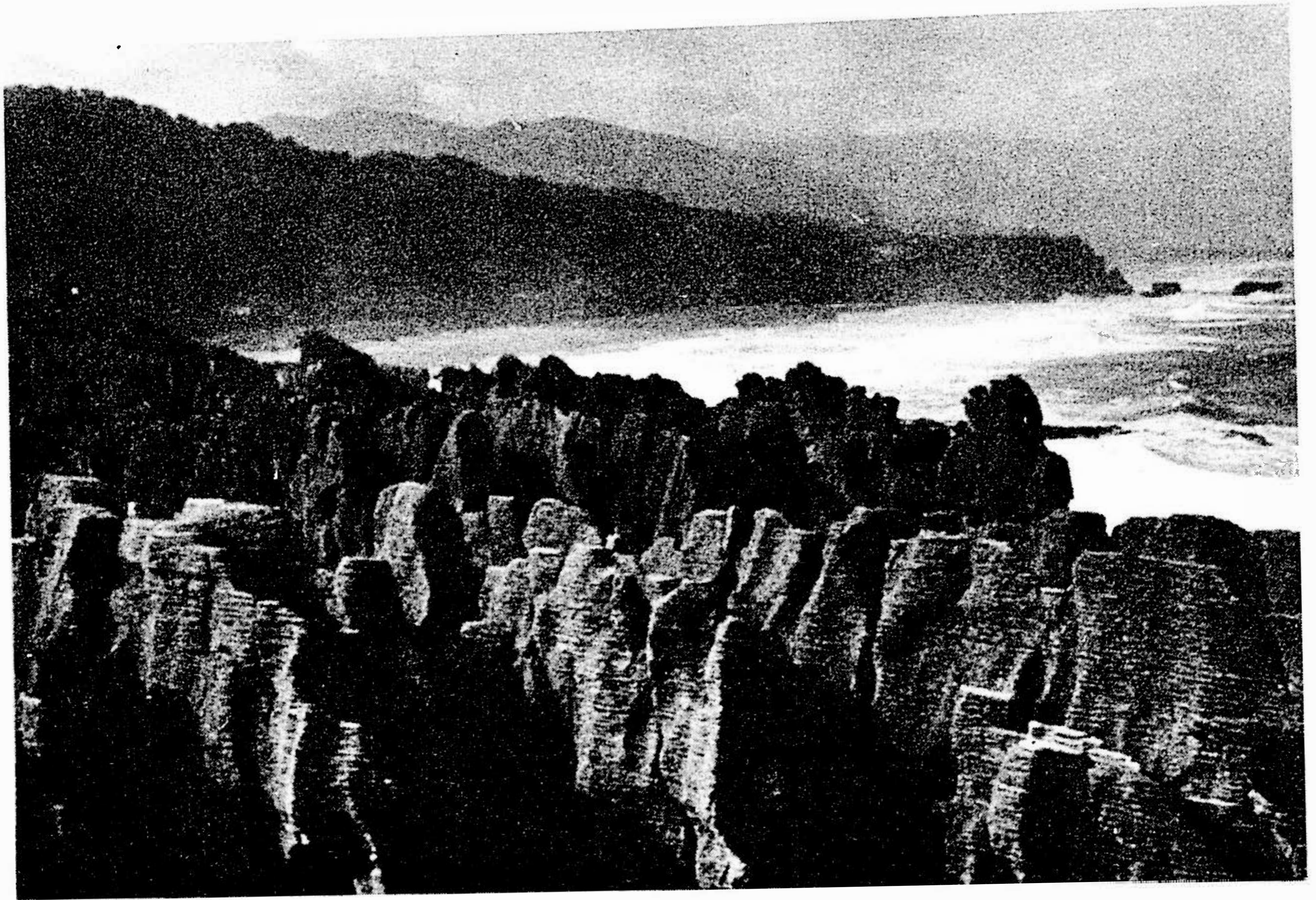


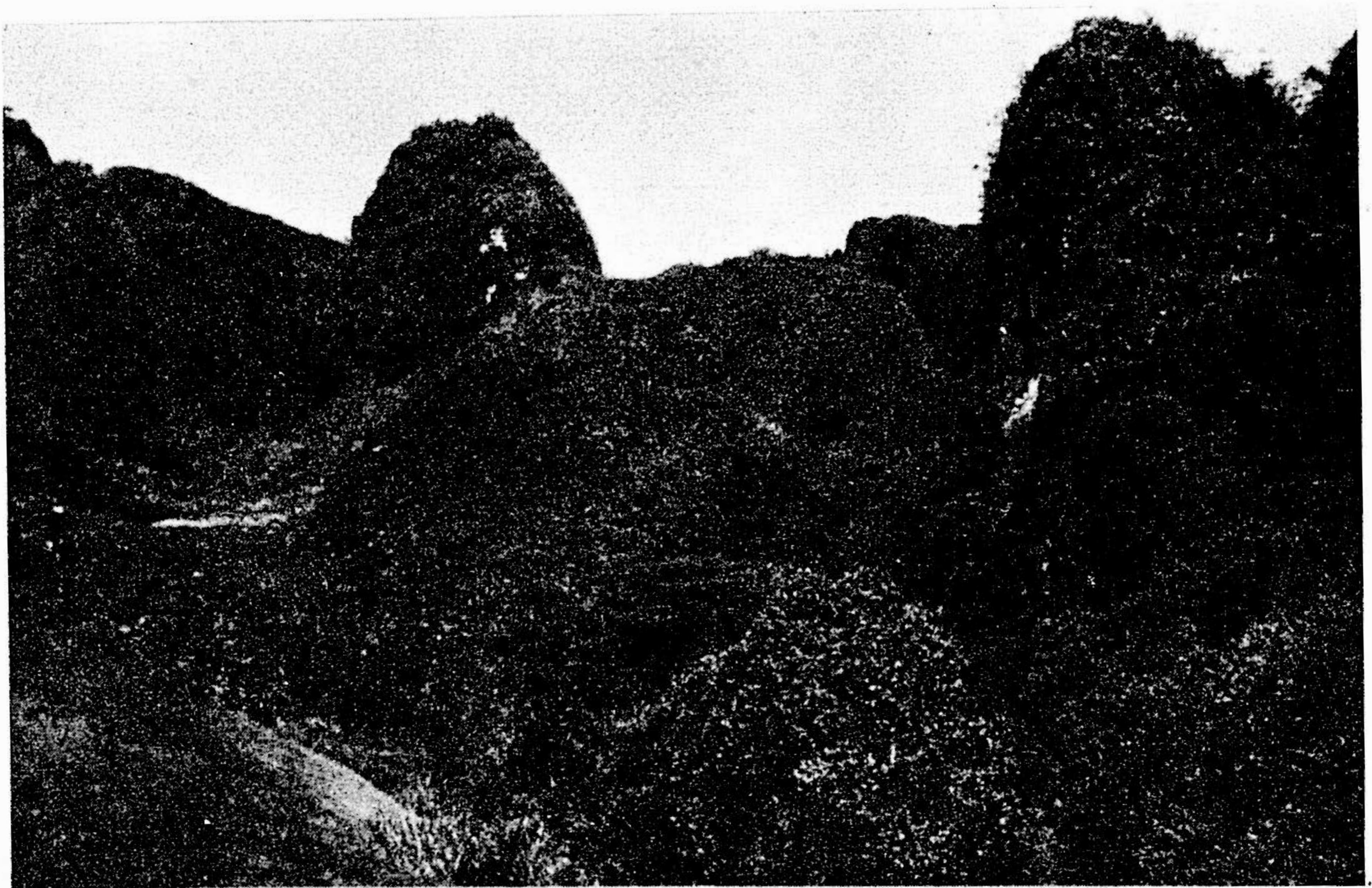
Fig. 2. Variations of total hardness with the temperature of karst waters. (Explanation of signes: I. VAUCLUSE TYPE KARST SPRINGS: AK = Akiyoshi Cave River, Japan; TU = Tumbudu, RA = Rabe and US = Usanu springs in Papua and New Guinea; BA = Baron and TO = Towakkalak springs in Indonesia; TA = Takaka spring in New Zealand; NU = underground waters of Nullarbor Plain, Australia; HU = average hardness of karst springs in the five biggest Hungarian karst regions. II. KARST RIVERS: L.R. = Loboy River, Bohol, Philippines, S.H. = Soro and Mubi River in Southern Highland, Papua and New Guinea, N.Br. = Galowe and Matali River in Jacquinet Bay area, New Britain Island, P.N.G., B.R. = Bódva River in Hungary. III. LAKES: L.K. = Lake Kutubu, Southern Highland, P.N.G.)

were used by each case. During the whole study-tour, there were applied the same method and also the same chemicals, so the source of error is diminished by the comparing.

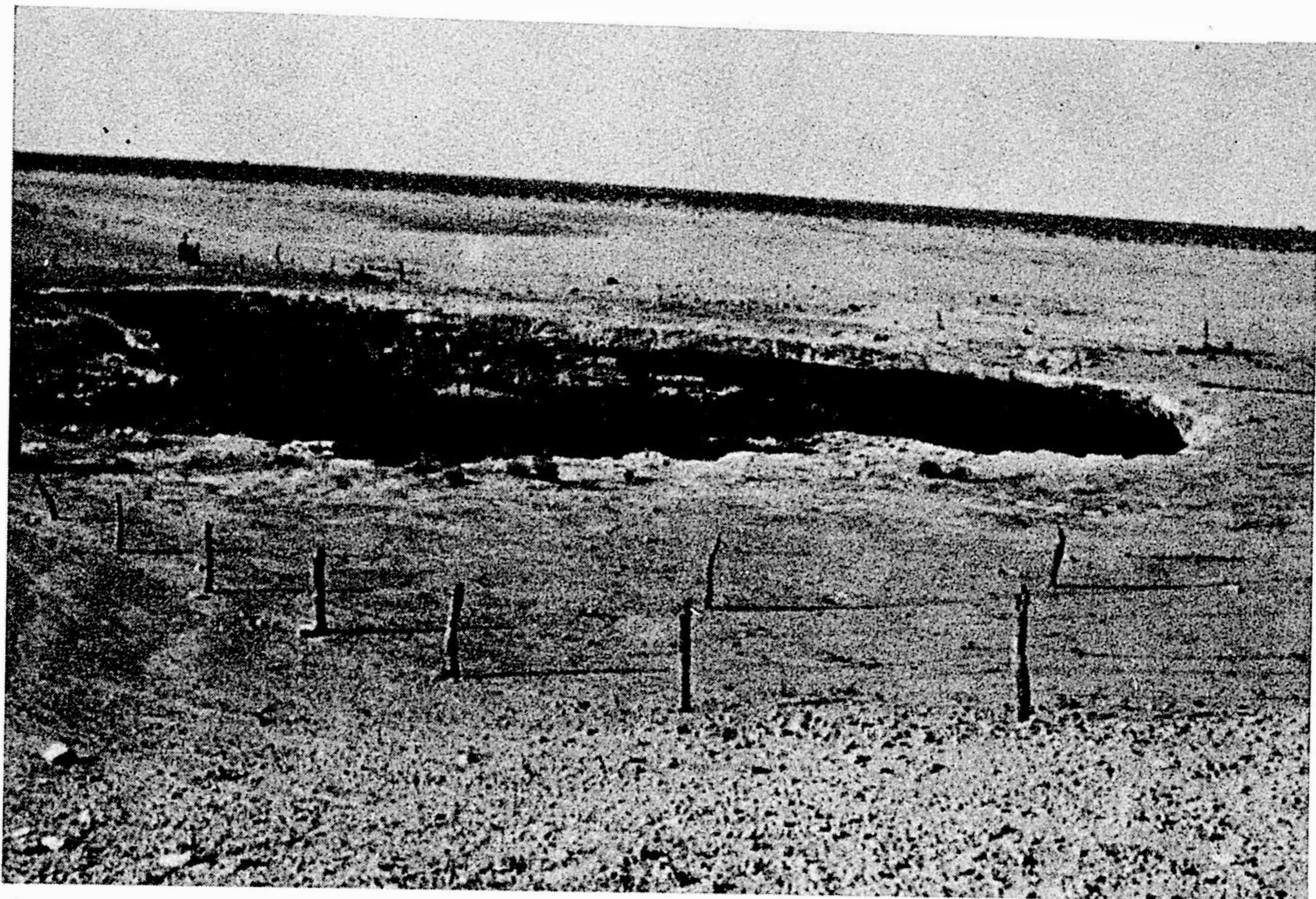
About 70 samples of the main springs were transported home and analysed in laboratory. These waters were blended with a few drops of hydrochloric acid in 0,1 normal solution. The HCl prevents the precipitation of carbonate during the transportation. No fundamental differences were found between the analyses made on the field and the results of the more detailed laboratory controls.



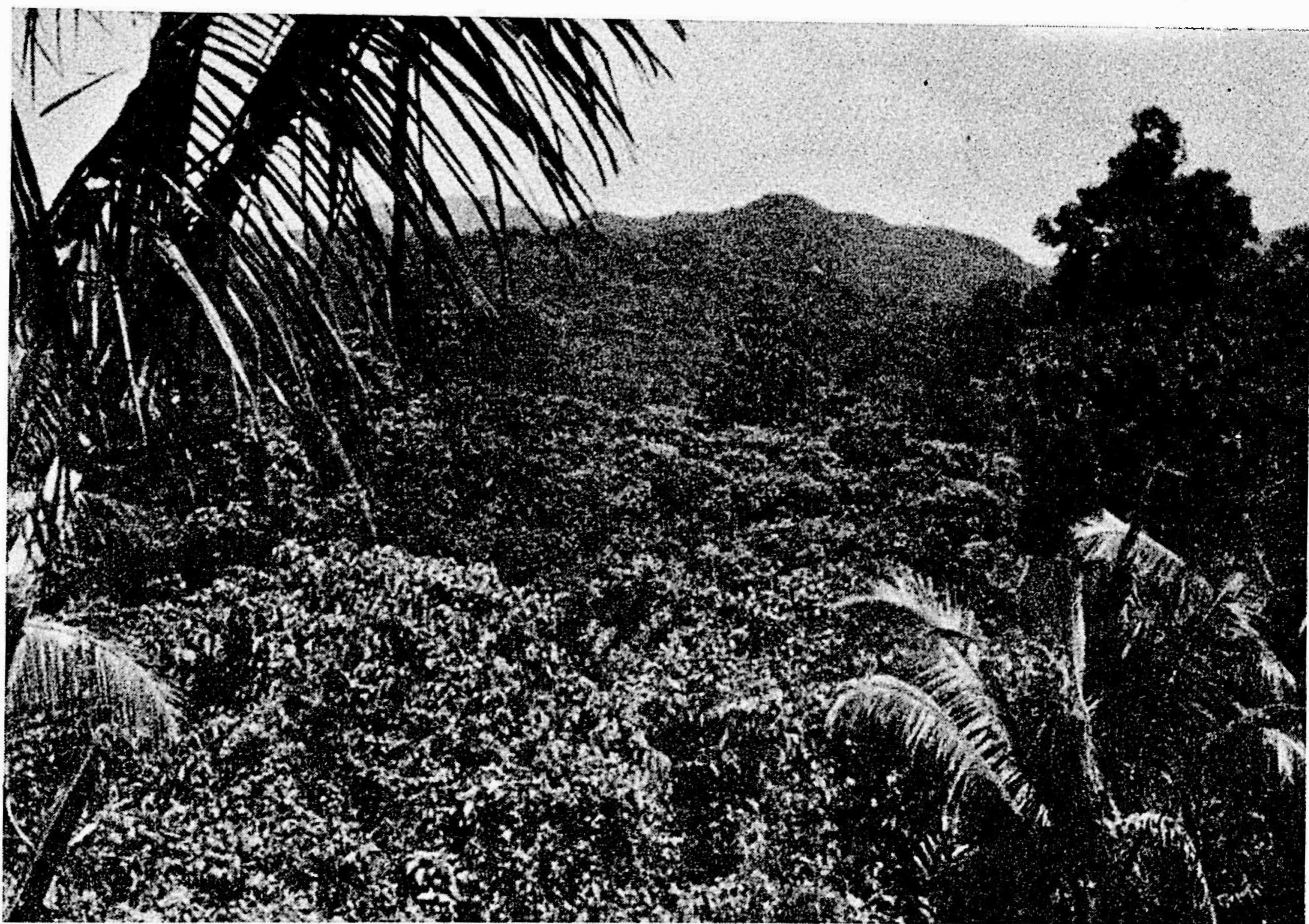
1. Karren formations on the West coast of South Island (New Zealand) nearby Punakaiki.



2. Tropical karst topography along the Erawe River (Southern Highland, Papua and New Guinea).



3. The entrance of the Coonalda Cave on the Nullarbor Plain, South Australia.



4. One of the wettest karst area in the Pacific: North of Jacquinot Bay, New Britain Island (Papua and New Guinea).

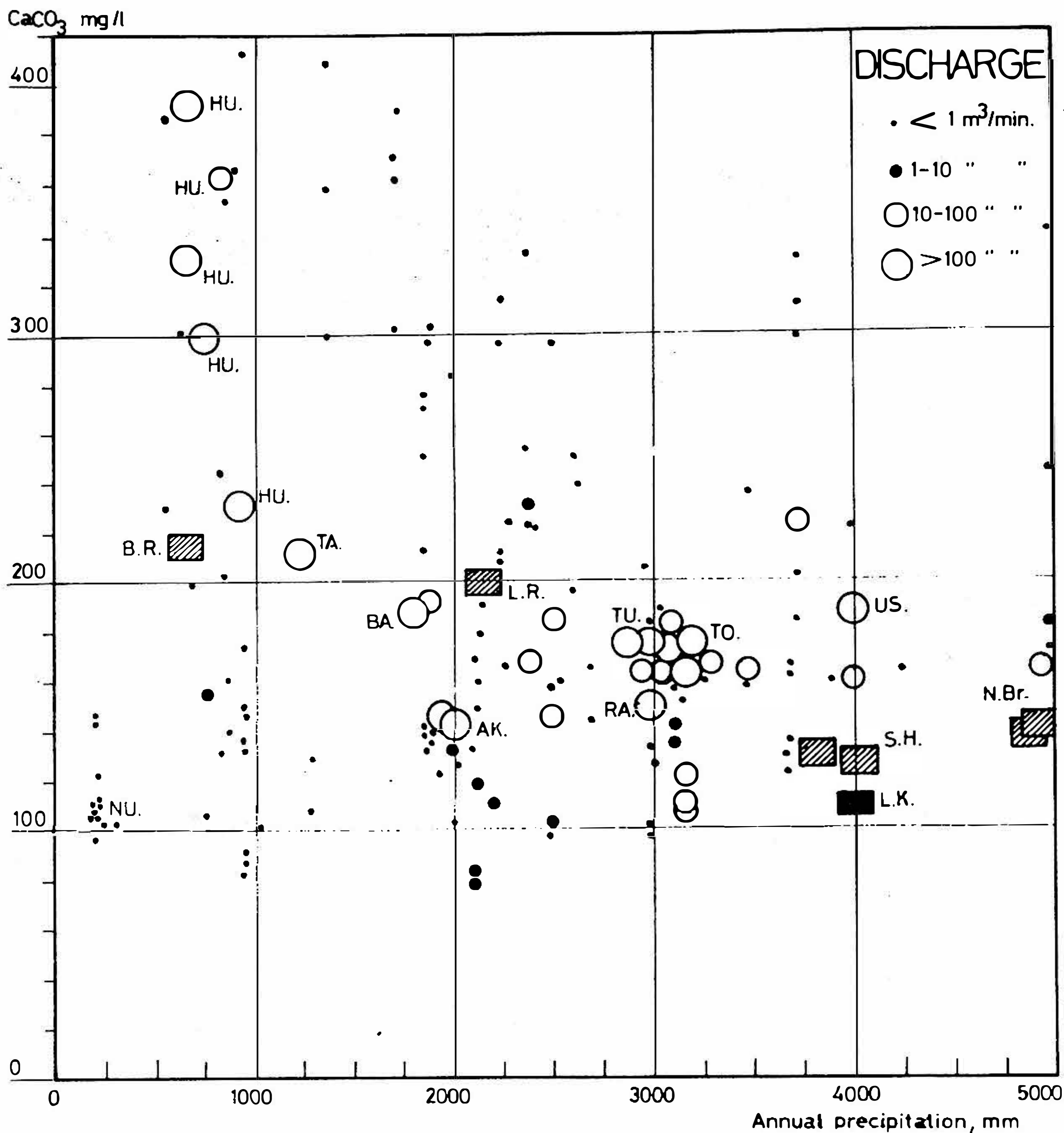


Fig. 3. Variations of total hardness with the annual precipitation.

For the determination of chemical denudation, two generally received methods are applied by the investigators: the hydrometric and the climatic method. The first is more exact calculation, but it is very difficult to limit the karstic and non-karstic drainage area and the quantity of yearly discharge. Therefore the author used the more simple climatic method based on the well-known Corbel's formula ($X = \frac{4.E.T}{100}$). By this indirect method the uncertainty of evaporation makes the difficulties, but the great number of samples statistically also decrease the mistakes.

THE STATISTICAL SYSTEMATIZATION OF DATA

Having great quantity of data the author tried to look for different relationships between the total hardness of water and other factors of karstification.

1. Relationship between the geological age of the karst aquifer and the total hardness

Most of the Pacific Islands have a relatively short geological history, therefore the majority of karst areas consists of young Tertiary rocks. The Mesozoic limestones, which are the most dominant karst aquifers in Europe, found very rarely in the Pacific. The Palaeozoic formations (Japan, Australia, New Zealand) are more current, but generally they don't have extensive karst plateaus in the strong folded mountains.

According to the fig. 1 there is no direct relationship between the hardness of karst springs and the age of rocks. The lithology of rocks has more influence to the hardness of karst waters, because the denudation of the loose, porous limestone is bigger, than — for instance — the massive crystalline rocks. For its verification there are the selected data as follows:

average hardness of 10 springs originated from Pliocene-Quaternary uplifted coral surface (Bohol, New Ireland, Tongatapu)	290 mg/l CaCO ₃ ;
average hardness of 35 springs from Palaeozoic aquifer (Japan, Indonesia, N. Australia)	162 mg/l CaCO ₃ .

2. Relationship between the climatical factors and the total hardness

a) Temperature

According to the fig. 2 the hardness of spring waters in the Pacific area is not in a clear correlation with the mean temperature of the climatical zone. It seems to be that the tropical waters in Indonesia, the Philippines and Papua-New Guinea have a little higher content of carbonate, than the samples of moderate climate. Unfortunately most of the samples from Japan, New Zealand and Australia are not "pure" karst waters, they contain more or less exogene waters from non-karstic catchment area. Exact comparing is available with the data of Hungarian karsts, which indicate the higher solution of cooler water.

b) Rainfall

The quantity of atmospheric precipitation and the hardness of karst waters have more visible correlation (fig. 3), although the variations have a great amplitude. The intensity of the rainfall in the tropical zone is more times higher, than in the moderate climate. The tropical karst areas of the Pacific get the 50—80 per cent of the total precipitation from the short and violent rainstorms, which have a lower effect of solution, but make a higher mechanical denudation comparing with the rainfalls of moderate zone.

c) Vegetation

According to the climatical factors, there are some correlations between the total hardness and the types of vegetation. Selecting the data the following results are found:

Moderate climate

Dry grassland (Nullarbor Plain, Australia)	124 mg/l CaCO ₃ ,
broad-leaved and coniferous forest (Japan, New Zealand)	150 mg/l CaCO ₃ .

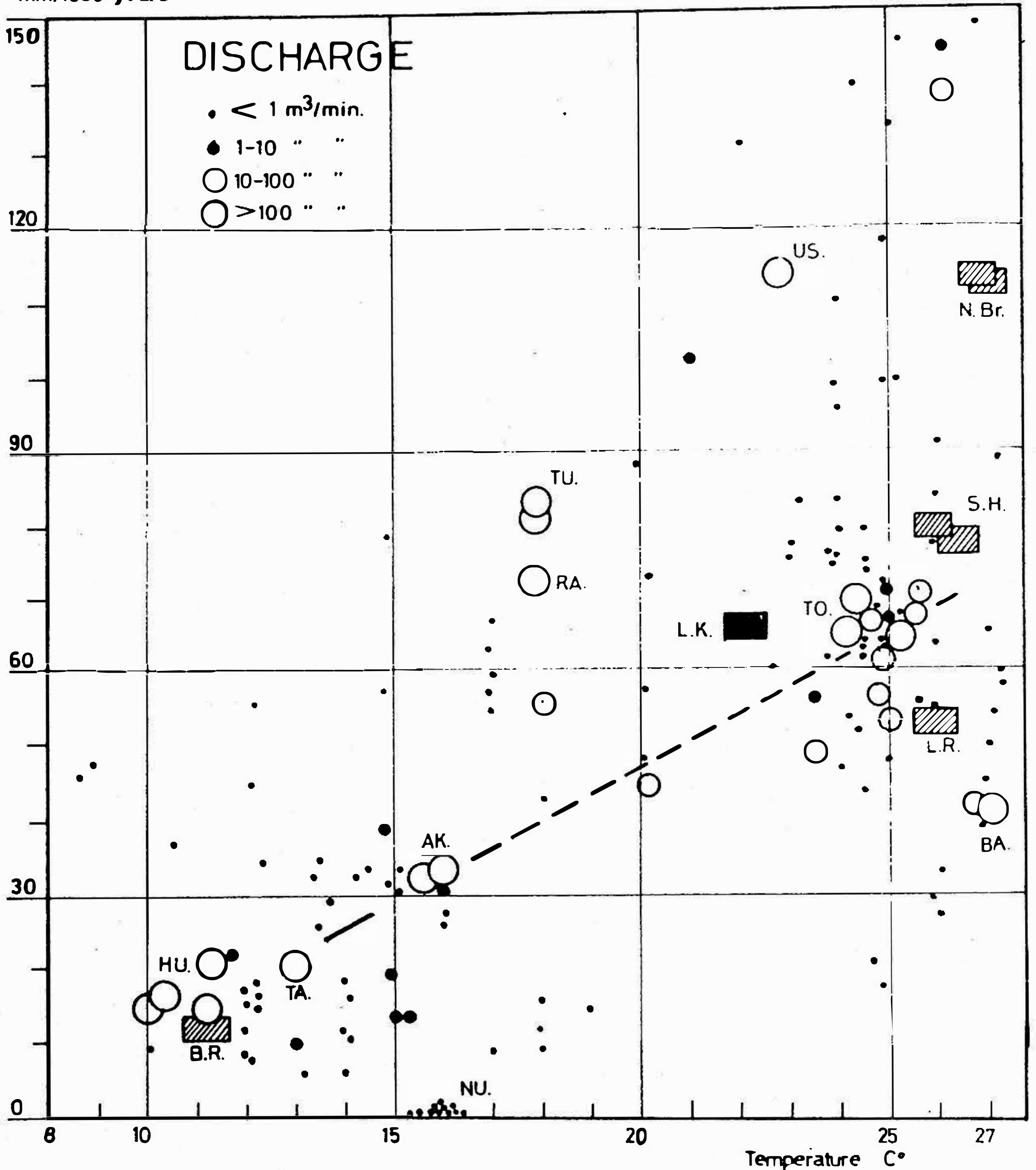


Fig. 4. Relationship of chemical denudation to the temperature of karst waters in the studied Pacific karst areas.

Tropical climate

Scrub (G. Sewu, Bohol, N. Australia) 180 mg/l CaCO_3 ,
rain-forest (Indonesia, the Philippines, New Guinea) 165 mg/l CaCO_3 .

3. Relationship between the chemical denudation and the climatical factors

a) Temperature

The chemical denudation (expressed in surface lowering mm/1000 years, or denudated rocks $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}$) seems to be increasing with the temperature (fig. 4). This is caused however by the growth of precipitation. Reducing theoretically the high tropical precipitation to the level of moderate climate, the specific chemical denudation indicates a decreasing tendency, because the higher evaporation in the tropical climate.

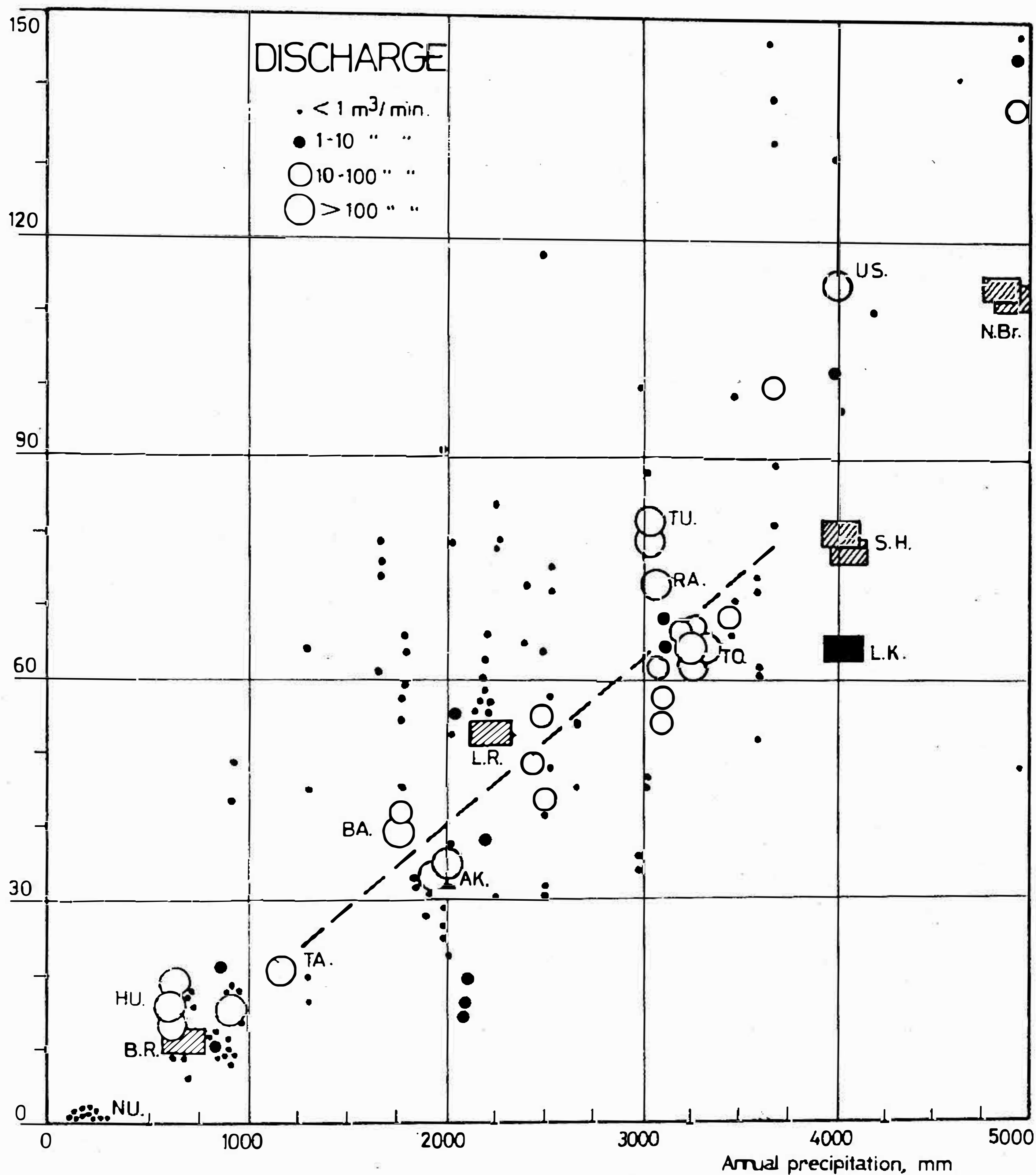


Fig. 5. Relationship of chemical denudation to the annual precipitation in the investigated Pacific areas.

b) Rainfall

The fig. 5 shows the direct relationship between the karst denudation and the annual precipitation. Among the water-samples of the Pacific and Australia, the lowest chemical karst denudation is found on the semidesertic Nullarbor Plain, where the yearly average rainfall is about 200 millimeters and about 90 per cent of them are evaporated. The rate of chemical denudation in Nullarbor Plain may be about 1 mm/1000 years. The other extreme point is the karst region North of Jacquinot Bay (New Britain Island), where the yearly average rainfall is over 5000 millimeters, the evaporation is calculated 60 per cent and corresponding to these data the chemical denudation is more than 120 mm/1000 years. The surface forms of these utmost points represent very well the great differences in the denudation rate.

A c k n o w l e d g e m e n t

The author most gratefully acknowledges the friendly help given to the successful field trips by Dr. J. N. Jennings (Australian National University), Dr. P. W. Williams (University of Auckland), Dr. M. Balázs: Pacific.

Brown (University of Papua and New Guinea), Mr. Shun-Ichi Uéno (National Science Museum, Tokyo), Mr. Dominador Z. Rosell (Philippine Geographical Society) and many others.

REFERENCES

- BALÁZS D., 1968: Karst Regions of Indonesia. *Karszt- és Barlangkutató*. Vol. V, 1964—67, p. 3—62, Budapest.
- BALÁZS D., 1970: Über die Untersuchung tropischer Karstwässer in der Indonesischen Inselwelt. *Livre du Centenaire E. G. Racovitza*, Bucarest, p. 545—576.
- BALÁZS D., 1971: Intensity of tropical karst development based on cases of Indonesia. *Karszt- és Barlangkutató*, Vol. VI, p. 33—67, Budapest.
- BALÁZS D., 1973: Comparative morphogenetical study of karst regions in tropical and temperate areas with examples from Celebes and Hungary. *Trans. Cave Res. Group of Great Br.*, Vol. 15, No. 1, p. 1—7, Feb. 1973.
- CORBEL J., 1959: Erosion en terrain calcaire. *Annales de Géogr.*, Mars-Avril, No. 366, LXVIII, p. 97—120, Paris.
- FLATHE H., PFEIFFER D., 1965: Grundzüge der Morphologie, Geologie und Hydrogeologie im Karstgebiet Gunung Sewu/Java (Indonesien). — *Geol. Jb.* 83, p. 533—562, Hannover.
- HAMILTON-SMITH E., 1966: Caves of the Chillagoe District, North Queensland. *Helictite* 4 (3), April 1966, Broadway, Australia.
- HARMON R. S. and others, 1972: Chemistry of Carbonate Denudation in North America. *Trans. Cave Res. Group of Great Br.*, Vol. 14, No. 9, p. 96—103, March 1972, The Homend. Ledbury, England.
- JENNINGS J. N., 1963: Some geomorphological problems of the Nullarbor Plain. *Trans. of the Royal Soc. of S. A.*
- JENNINGS J. N., 1967: The Surface and Underground Geomorphology. In: *Caves of the Nullarbor*, p. 13—31, Sydney.
- JENNINGS J. N., 1968: Syngenetic Karst in Australia. In: *Contributions to the Study of Karst*. Austr. Nat. Univ., Canberra, p. 41—110.
- LEHMANN H., 1936: Morphologische Studien auf Java. *Geogr. Abhandl.* 9, Stuttgart.
- PFEIFFER D., 1970: Probleme hochtropischen Karstes dargestellt an Beispielen aus Indonesien. *Livre du Centenaire E. G. Racovitza*, Bucarest, p. 535—544.
- PULINA M., 1971: Observations on the Chemical Denudation of some Karst Areas of Europe and Asia. *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica*, Vol. V, p. 79—92, Kraków.
- SWEETING M. M., 1960: The Caves of the Buchan area, Victoria, Australia. *Z. Geomorphol.*, Suppl. 2, p. 81—91, Berlin.
- VERSTAPPEN H. Th., 1963: Some observations in the Malay Archipelago. *J. Trop. Geogr.*, p. 1—10.
- WAKISAKA N., KURAMOTO T., MORIE T., 1963: Hydrologic Studies on the Subterranean Waters in Shuhodo Cave. Akiyoshi. *Bull. of the Akiyoshi-dai Sci. Mus.*, No. 2, p. 7—16.
- WAKISAKA N. and others, 1970: Chemical composition of subterranean and surface waters in the Ryukyu Islands. *Ube. Bull. of the College of Ube*, No. 3, 4.
- WILLIAMS P. W., 1972: Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea. *Geol. Soc. of America Bull.*, Vol. 83, p. 761—796, March 1972.
- WISSMANN H. von, 1954: Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*, Band VIII/2, p. 122—130, Bonn.

Ca 005

DIE GRÜNDE DER VERUNREINIGUNG MISKOLC' WASSERVERSORGUNG SICHERENDER TAPOLCAR KARSTQUELLEN

Jenő Bársonyos, András Juhász

Ungarische Karst- und Speläologische Gesellschaft,
Miskolc – Ungarn

Die am südlichen Rande des Bükk's entspringenden Miskolc-tapolcaer Quellen werden durch das auf der Karstoberfläche des Bükkgebirges einsickernde und längs der Bruchlinien aus größerer Tiefe an die Oberfläche steigende Karstwasser ergänzt.

Die Wassergiebigkeit der Quellen weist im allgemeinen in April–Mai ein Maximum auf, was das Resultat der Schneeschmelze und der Frühjahrsregen ist.

Die Quellenminima fallen auf den Herbst (Oktober–November) beziehungsweise Winter (Jänner–Feber) Zeitabschnitt, abhängig davon, ob es in dem Winterzeitraum Zwischenschmelze gibt.

Laut der 10jährigen Datenreihe der Quellen konstruierten wir deren Dauerlinie. Laut dieser sind die Daten der Quelle wie folgt:

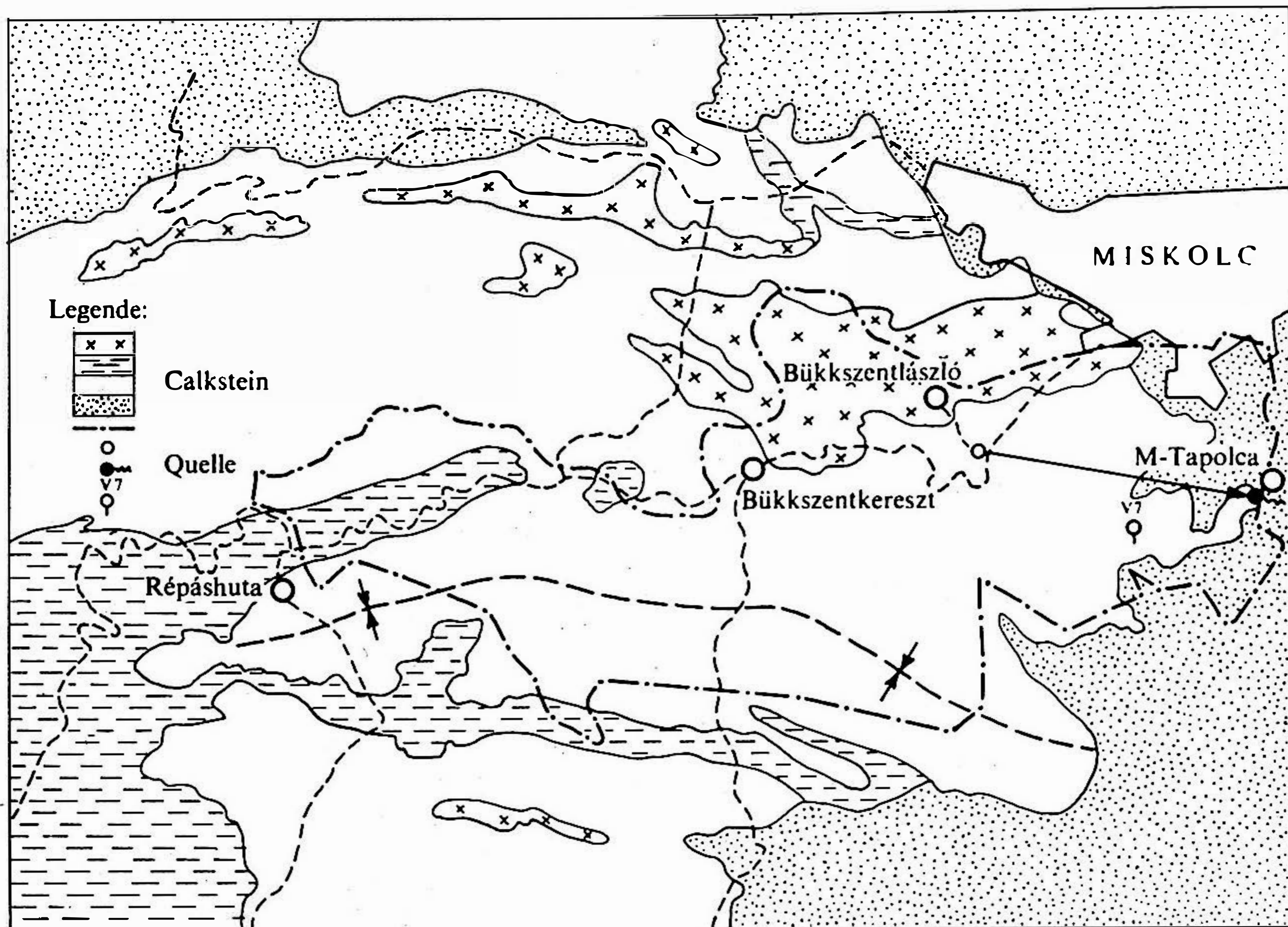
Das Entspringungsniveau der Quelle: 128,5 m ü. d. M.

	Wassergiebigkeit (m ³ /Tag)	Dauerhaftigkeit (%)
Q max	71 000	
Q durchschnitt	41 000	50
Q gesichert	24 000	95
Q min	11 110	100

Im Bükk-Gebirge sind die Wassergänge im Zusammenhang an den Gebirgsrändern und in der Nähe der Quellen des O–W streichenden wassersammelnden Gebietes, deshalb bildete sich hier ein zusammenhängendes Karstwasserniveau. In der inneren Tiefe des Gebirges im Umkreise der über der Erosionsbasis liegenden Quellen, gibt es selbstständige Einsickerungsstellen (Wasserschlinger, Dolinen, usw.), selbstständige Lieferungsgänge (Höhlen) und an die Oberfläche stoßende Stellen (Quellen) sind.

Im seichten Karst, beziehungsweise im höher gelagerten Wassersammler (hoher Karst) kann daher die wassersammelnde Fläche unbegrenzt werden. (1. Abbildung.)

Am Rande der Quellennähe (laut zur Quelle in Luftlinie cca 2700 m entfernt angelegten Bohrung N° V₇) bewegt sich die Veränderung des Karstwasserniveaus zwischen 130,5–136 m. Beim minimalen Wasserniveau ist also im Gebirgsinnern das Wasserniveau nur um 2 m höher, als das Quellenniveau. Das bedeutet, daß die Fläche des Karstwassers-Niveaus des dynamischen Gleichgewichtes sehr flach ist.



1. Abb.: Die Umgrenzung des Wassersammelnden Gebietes der Miskolc-tapolcaer Quellen.

Die Größe des zur Quelle gehörenden wassersammelnden Gebietes wurde laut dem Einsickerungs-Prozent (unter Berücksichtigung der Quellschüttung) bestimmt. Seine territoriale Festsetzung und Umgrenzung wurde auf Grund der geologischen Karte und hydrogeologischen Erwägungen vollführt, was durch Zusammenhang-Prüfungen kontrolliert wurde.

Das wassersammelnde Gebiet wurde nach seiner auf die Quellen ausgeübte Wirkung in wassersammelndes Gebiet „ersten Ranges“, „zweiten Ranges“ und „dritten Ranges“ zerlegt. Seine detaillierte Aufteilung wurde in Tab. I. angegeben.

In Bezug auf Verunreinigung in Folgenden befassen wir uns mit der Untersuchung der wasserschlingenden Gebiete. Frühere Beobachtungen bewiesen, daß gelegentlich großer Regenfälle das Wasser wurde trüb, opalen; übrigens die aus dem Jahre 1956 stammenden chemischen und bakteriologischen Prüfungen beweisen die Tadellosigkeit des Wassers.

Die Volksgesundheits- und Epidemiewesen Station der Stadt Miskolc verrichtet seit 1955 regelmäßige Prüfungen. Diese beweisen allmähliche Verunreinigung des Wassers der Quelle.

Tabelle:

Gesamtzahl der Keimer

1955 max 70
 1969 max 300
 1970 max 1000
 1971 max 4200

Coli Bazille

Selten
 Jedenfalls (einige)
 100 (mehrfalls)
 420 (mehrfalls)

Bei der eingehenden Untersuchung der Bakterienstämme stellte es sich heraus, daß die Verseuchung des Wassers stamme hauptsächlich von *Pseudomonas aeruginosa* und von menschlichen Fäkalien herrührenden Colistämmen.

Es ist eine unbestreitbare Tatsache, daß mit Abfallstoffen, besonders mit den Fäkalien geraten in den Erdboden und bleiben dort lange in lebensfähigem Zustande die Krankheitserreger der Infektionskrankheiten (Bauchtyphus, Paratyphus, Dysenterie, Cholera, Tuberkulose, usw.) eiterbildende Kokke und auch die Eier der Darmwürmer. Die Colibakterien in den Erdboden geratend gehen genug bald zugrunde, und so kann man von ihrer in den Wässern ausweisbaren Anwesenheit jedenfalls auf frische und fortlaufende Verseuchung schließen.

Wenn die pathogenen Mikroben in die unterirdischen Wassergänge geraten, bleiben sie dort dauernd in lebensfähigem Zustande, da unter der Erde, besonders in tieferen Schichten die Saprophyte Flora der Wässer viel ärmer ist, als in den oberflächen Wasserbetten, außerdem kann unterirdisch auch die bakterizide Wirkung der Sonnenstrahlung nicht zur Geltung kommen.

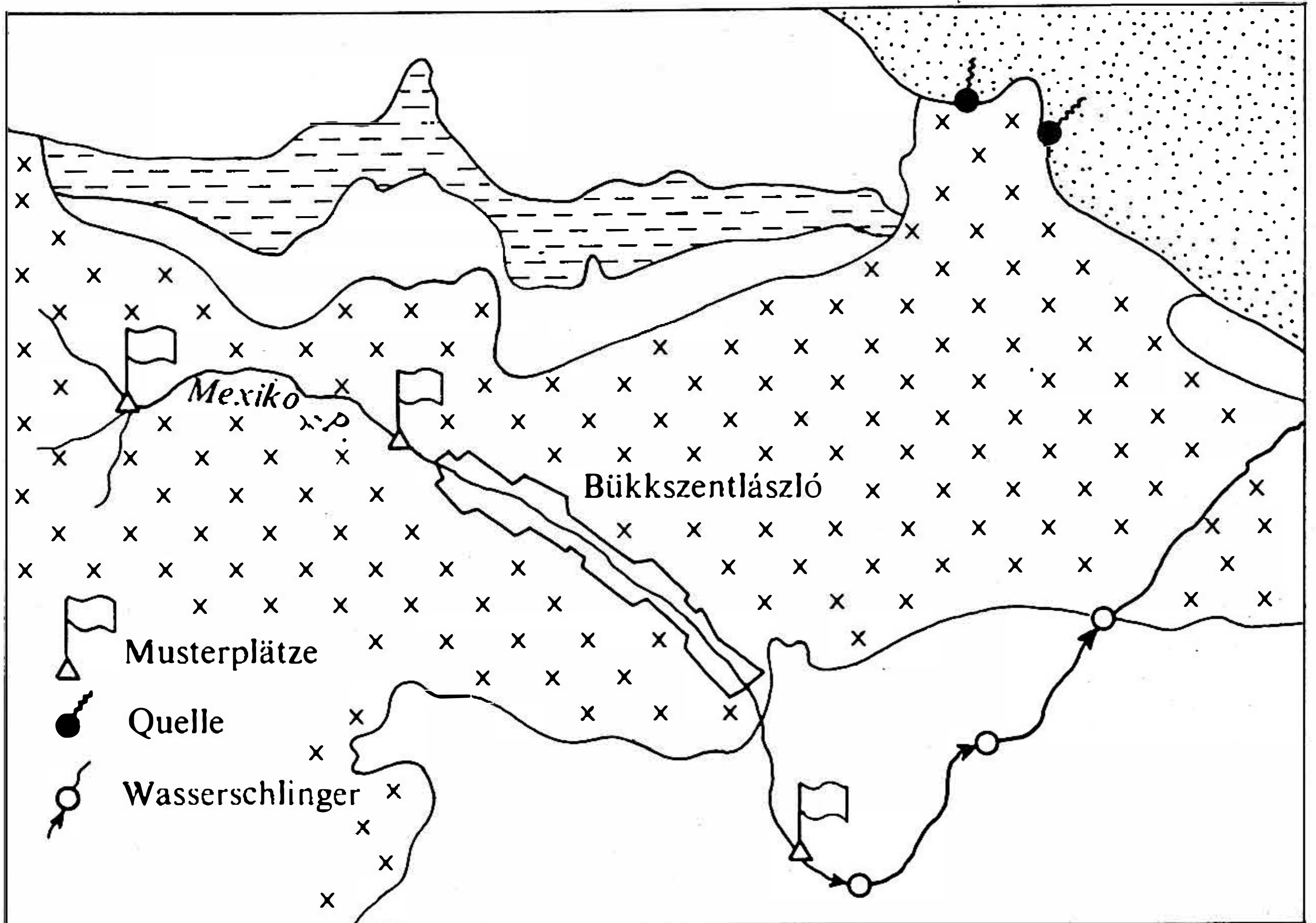
Dasselbe ergibt sich bei den Eiern der Darmwürmer, zum Beispiel werden ja hier der *Ascaris* auf der Oberfläche durch die Einwirkung der hohen Temperatur, der Austrocknung des Erdbodens und der ultravioletten Bestrahlung binnen 5 Stunden bis 5 Tagen vernichtet, demgegenüber behalten ihre Lebensfähigkeit von der Sonnenbestrahlung und der Austrocknung verschont auch ein volles Jahr lang.

Wir sahen also aus der Eigenart der Verunreinigung, daß diese menschlichen Ursprunges sei, und mit Berücksichtigung der Geschwindigkeitswerte, gelangt sie rasch zur Quelle. Deshalb verrichteten wir unsere Untersuchungen

tab. 1

Die Aufteilung des wassersammelnden Gebietes der tapolcaer kaltwasser Quellen (Km²)

Die Einwirkung des Wassersammelnden Gebietes auf tapolcaer Quellen	Wassersammelnde Gebiete Gute Schwache, Schlechte Zusammen karstwasser-führende Gesteine	Die zu ihnen gehörenden Abflußflächen Die Wasserübergabe geschieht an Karstgebiet	Zusammen
„Ersten Ranges“	16.1 — — 16.1	9.5	
„Zweiten Ranges“	15.3 — — 15.3	5.6	
„Dritten Ranges“	17.7 7.8 1.2 26.7	8.7	
Zusammen	49.1 7.8 1.2 58.1	23.8	81.9



2. Abb.: Die Stellen des Wasserverschwindens des Mexikó-Baches.

in Quellennähe, beziehungsweise an den Wasserschlingern des wassersammelnden Gebietes. Am Wassersammler fanden wir größtenteils in die ladinere Stufe gehörenden und strukturell stark in Anspruch genommenen, dickschichtigen Kalkstein mit hohem CaCO_3 Gehalt. Die einzelnen Gesteins-Arten streichen in O—W-licher Richtung. Das wassersammelnde Gebiet ist N-lich durch ladinere Eruptive (Porfirit, untergeordnet Diabas) und dunklen (ladinere) Tonschiefer begrenzt. Im Westen und SW finden wir außerhalb des wassersammelnden Gebietes auch ladinere Tonschiefer. An den östlichen Rand des Wassersammlers ist feingrusiges Sediment (Riolittuff) gelagert.

Die strukturellen Hauptrichtungen sind O—W-liche Wölbungen, oder Überschiebungen. Die Verwerfungen ziehen sich in N—S-licher oder NO—SW-licher Richtung.

Der größte Teil des wassersammelnden Gebietes ist bedeckter Karst, ein kleinerer Teil ist unbedeckter Karst.

Die Quellenfassung geschah nicht im Innern des Gebirges, sondern an dem Ort, wo der ladinere Kalkstein des Trias durch einige Meter (6—13) dicken helvetischen grusigen Sediment bedeckt ist.

In der unmittelbaren Nähe der Quelle ist nur für die Festsetzung auseren Schutzgebietes. Möglichkeit, sonst ist sie von bewohnten Gebiet umgeben. Die Wassergewinnung geschieht bei grösseren Wasserverbrauch durch Pumpen, was einige Meter starke Depression erzeugt, und so war es vorstellbar, daß aus beschädigten Abwasserröhren Exfiltration (Aussickerung) geschah den Quellen

zu. Diese Möglichkeit wurde durch die Untersuchungen ausgeschlossen.

Im Schutzgebiete der Quelle wurden jener Wasserschlinger zur Prüfung bestimmt, die als ständige Wasserschlinger funktionieren und in deren Wassersammler in vergangenen Jahren irgendwelche Änderung geschah. Der Verdacht fiel allererst auf den Wasserschlinger im Mexiko-Graben (Tatárgraben).

Vom Mexiko-Bach steht eine längere Beobachtung zur Verfügung, wonach das Wasser des Baches, abhängig vom Ertrag, an verschiedenen Stellen (konzentriert) verschwindet (2. Abbildung). Des Baches Wasser ist stark verschmutzt, es wird von der Quelle bis zum Verschwinden durch eine Gemeinde: Bükkszentlászló, verunreinigt. Die Verunreinigung nimmt sukzessive zu zwischen der Quelle und Gemeinde. Auf der Stelle des Verschlingens sind im Wasser 768 mg/l SO_4 , 0,84 mg/l NH_4 , 0,5 mg/l NO_2 , und 4,1 mg/l NO_3 . Der O_2 Verbrauch ist 4,24 mg/l, Coli Bakterien $\text{N}^r/100$ ml kommen in unzählbarer Menge vor. Die Spurbezeichnung des Bachwassers wurde mit Kochsalz durchgeführt. 20 q Kochsalz wurde aufgelöst und absorbiert in den freigelegten Wasserschlinger. Das Erscheinen des Salzes in dem Wasser der Quellen wurde durch Widerstandsmessung und Titrierung verrichtet. Die Änderung des Widerstandes war 240 Ohm, die Cl Ione wuchsen von 7 mg/l auf 16 mg/l.

Der Höhenunterschied zwischen dem Niveau der Wasserhineingabe und der Quelle ist 190 m. (318—128) Die Entfernung zwischen der Zuführung (Salzlösung-Hineingabe) und der Beobachtungstelle ist 4,5 km.

Laut den Zusammenhangprüfungen berechneten wir die untenstehenden Wassergeschwindigkeits-Werte (m/h):

Min	Mittel	Max
11,3—12,5	23,6—26,4	31,7—33,6

Die konzentrierten, oder entlang dem Streifen stattfindenden Einsickerungen kommen in allgemeinen in den ein wenig bedeckten Teilen des wasser-durchlässigen Gebirges des Karstes vor. Wir prüften deshalb die Verunreinigung der Deckgebilde (grusige, lockere Sedimente) in:

- geschlossenen,
- durch Menschen wenig und
- durch Menschen oft besuchten Gebieten.

Die Gesteine sind sauer und anaeroben Charakters.

Die Verunreinigung

	Coli Zahl	Verunreinigungsgrad	Gesamtkeime	Proteus
im Falle a)	40—60	schwach	10—300 000	—
im Falle b)	230—330	mittelmäßig	250—850 000	vorhanden
im Falle c)	2400—43 000	stark	457—2 754 000	vorhanden

Diese Prüfungen lenken die Aufmerksamkeit auf die Möglichkeit, beziehungsweise Gefahr der sukzessiven Verunreinigung der Einsickerungsgebiete der Wassersammler. In dessen Verbinderung, beziehungsweise zur Bewahrung der Reinigkeit des Wassers geschahen Schutzmaßnahmen in gesteigertem Masse.

LITERATURE

- JAKUCS, L., 1953: Die Trübung der Görömböly-tapolcaer Quellenwässer. Ungarisches Staatliches Geologisches Institut. (Sammlung.)
- JUHÁSZ A., 1972: Die Prüfung der Verunreinigungsmöglichkeit der Miskolc-tapolcaer Quellen. Gutachten (Manuskript), Miskolc.
- KESSLER H., 1957: Karsthydrologisches Gutachten über die Abmerkung des Schutzgebietes der Stadt Miskolc's Wasserversorgung dienenden Quellen. Budapest.
- VITÁLIS G., 1968: Zusammenfassender geologischer Bericht über das Forschungsgebiet des nagykömázsaer Kalksteines. Manuskript, Budapest.

Ca 006

THE HYDROLOGY OF VETERNICA CAVE NEAR ZAGREB IN THE MEDVEDNICA MOUNTAIN

Srećko Božičević

Institute for geologic investigations, Zagreb,
Yugoslavia

Abstract: In the calcareous deposits of the Medvednica Mountain near Zagreb are to be found developed superficial and subterranean karst phenomena which, by their significance, number and size deserve special attention. Of all the thus far explored speleologic objects, the most prominent one is undoubtedly Veternica Cave, which, apart from its complex morphologic structure, is also hydrogeologically very interesting. The author of the present contribution presents the results of past speleologic and hydrogeologic investigations in the systems of this Cave.

INTRODUCTION

The Medvednica Mountain or Zagreb Mountain (Zagrebačka Gora) is situated in the north-western part of Croatia as a complete mountain massif (fig. 1). Around the core of this Mountain, which is built mainly of metamorphic rocks, are continuous geologically younger (Mesozoic and Tertiary) deposits. Onto complexes of green shales and still undetermined Paleozoic deposits were sedimented Mesozoic and Tertiary strata of a dolomitic-calcareous facies. The phenomenon of calcareous deposits also conditioned the development of karst phenomena. In addition to characteristic superficial shapes we find also subterranean karst shapes considerably developed, which oftentimes surprise us by their occurrence.

Of all karst phenomena their most marked development — along with the greatest number of objects — is to be found in the western part of the Medvednica Mountain, in the area of the karst depression of Ponikve, Zakićnica elevation, sinking holes of Družanice and quarry of Dolje. Among the 28 so far recorded objects in this part of the Mountain, the most significant cave is without a doubt Veternica, which for a long time has been the subject of sporadic, and latterly also of continuous speleologic investigations. In addition to the paleontologic and anthropologic finds from the vestibule of this Cave, which are well known the world over and which have been published by the member of the Yugoslav Academy, dr. M. Malez, of Zagreb, this Cave has been explored also hydrogeologically in the framework of hydrogeologic and engineering-geologic studies by the Institute for geologic investigations, of Zagreb. The results of these investigations point to certain new elements of connection between the superficial and subterranean waters in this part of the terrain.

MORPHOLOGY OF THE CAVE

Our last detailed investigations have revealed in this Cave a most complex morphologic system of main and secondary canals with water and without it. According to the recorded phases of origin of this subterranean object, we may classify Veternica Cave into the following morphologic units:

- the entrance and entrance canal up to 400 m from the entrance,
- a dry cave canal from the 400th to the 950th metre,
- narrow secondary canals of greater length, which are passable with difficulty and in which smaller water courses are to be found,
- the main water canal,
- a system of floor-like placed canals of the so-called “New Veternica”, with mutually connected water courses.

The entrance of Veternica Cave lies at 306 m above sea level at the foot of the Mountaineering Home “Glavica” above the Zagreb suburb of Borčec. At the time the Cave was discovered (at the beginning of the year 1900), the dimensions of the opening were 30×50 cm, and on account of a “current” of wind at the entrance itself the Cave received its name — V e t e r n i c a (“vetar” standing for “wind”). Through recent paleontologic excavations the opening to the Cave was widened up to $3,5 \times 3,5$ m.

Besides the entrance and dry cave canal up to 950 m. from the entrance, interesting from the morphologic viewpoint are also both the narrow secondary canals 492 and 562 m long respectively, as well as the system of floors of the “New Veternica” with a series of larger and smaller in-falling halls and canals with water courses.

The main water canal is characterized by the now existing course of a subterranean stream with changeable capacity of flow (depending on the seasons). The corrosion and erosion effect of the water is manifested in narrow and high passages, cascades of the water course, whirlpools and final sinking in the siphon. At 1240 m. from the entrance to the main water course there empties a considerable tributary, which exhibited through dyeing a connection with the superficial waters of Ponikve. The ending of the main water canal is situated at the 1408th metre from the entrance.








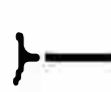
HYDROGEOLOGY OF THE CAVE

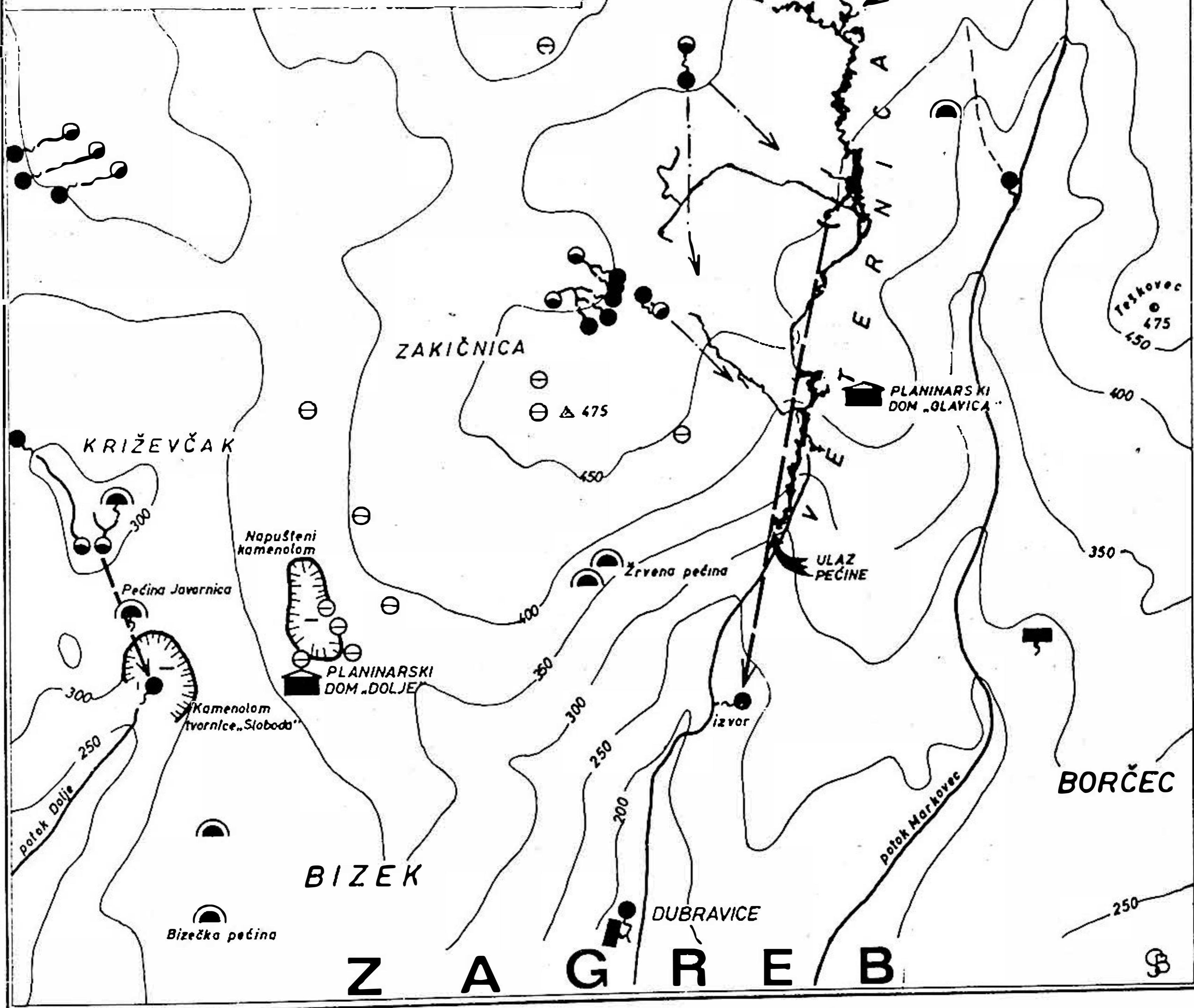
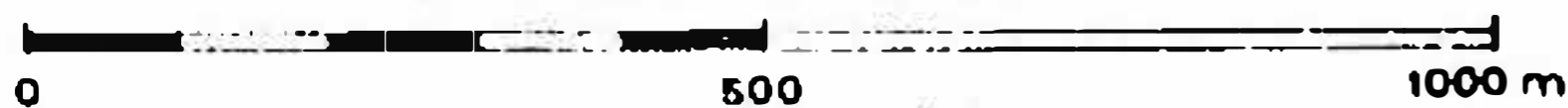
Veternica Cave had been formed along a transgressive contact of Tertiary deposits with Triassic dolomites and limestones. At numerous places in the ceiling of the cave canal are visible fossils characteristic of lithothamnic limestones, whilst in the parts of the Cave in dolomite one finds characteristic corrosion and erosion forms. The tectonics in Veternica Cave is manifested in a system of numerous diaclasses and more strongly expressed cracks, which in the majority of cases are vertical to the general direction of the extension of the Cave. The crushing and deviation of the canals is accompanied by the occurrence of cracks, while the corrosion and erosion activity of the water resulted in wider, narrower or high subterranean canals and halls. Separation and widening of the secondary

SPELEOLOŠKI OBJEKTI ZAPADNOG DIJELA MEDVEDNICE

SPELEOLOGICAL OBJEKTS WEST AREA OF
MOUNTAIN MEDVEDNICA

Legenda - Legend:

-  PECINA - Cave
 -  PECINA S VODOM - Cave with water
 -  PONOR - Swallow hole
 -  JAMA - Pit
 -  IZVOR - Spring
 -  KAPTIRANI IZVOR - Spring with captage
 -  PREDVIĐENI PODZEMNI TOKOVI - Results of dye test
 -  REZULTAT BOJENJA - Supposed underground streams
- MIERILO - Scale:



canals suggest a very strong activity of running waters, which penetrate into this system from the surface from a series of larger or smaller sinking holes. Air

circulation in individual highest parts of the "New Veternica" as well as intensive fallings-in in this part of the Cave point to an intensive development of the subterranean space and a possible opening or revealing of an immediate contact with the surface. Whereas the end of the main water canal is at elevation of 28 m. above the level of the entrance, in the highest floors of the Cave one is bound to find individual points which are as much as 90 m. above the level of the entrance.

The hydrologic phenomena in the Cave constitute a continuation of a superficial hydrogeologic network in this part of Medvednica. The superficial course of Ježeranec Brook as well as a number of smaller tributaries in the area of Ponikve, Družanica and Zakićnica continue subterraneously in the direction of the southern slopes of the Mountain.

By casting dye into the main swallow-hole of Ponikve it was possible to establish its appearance after 30 minutes at the 1240th metre from the so-called "White Hall". The main brook, which makes its appearance at the end of the water canal, comes from the area of Družanica, draining water from dolomitic deposits through a system of larger and smaller lithothamnic limestones. The remaining water courses in the Cave canals themselves are in mutual connection with a unique emptying into the main watercourse and its siphonic termination.

By casting water at Ponikve and following it up in the subterranean systems of Veternica, as well as at the springs at the foot of the Cave, it was possible to establish a precise hydrologic connection in this part of the karst of the Medvednica Mountain in Croatia.

CONCLUSION

The thus far performed speleologic explorations in Veternica Cave have shown that this Cave is most complex from the morphologic aspect, and that in the future are likely to be discovered in it yet many other so far unknown canals and spaces. The existing drafts of the Cave are to the effect that the main canal of the Cave does not extend in the direction of Ponikve, but that it turns towards the west into the area of Družanice. The system of sinking holes in this part of the terrain as well as the shorter and longer courses of the brook through these sinking holes prove that the bulk of subterranean waters in Veternica has not its origin at Ponikve itself, but more to the west of it. The total length of all the so far measured canals of Veternica Cave amount to a little over 4000 metres, and thus it is one of the longest explored caves in the region of the Croatian karst.

BIBLIOGRAPHY

BAUČIĆ F., 1945: Podaci o pećinama. Sv. I, Zagreb.

BOŽIČEVIĆ S., 1955: 15 sati u podzemlju kraj Zagreba. Priroda, br. 9, Zagreb.

BOŽIČEVIĆ S., 1961: Pećina Veternica, nekada, sada i u budućnosti. Speleolog VII—VIII, Zagreb.

BOŽIČEVIĆ S., 1971: Pećina Veternica, najduža pećina Hrvatske. Priroda, br. 7, Zagreb.

MALEZ M., 1965: Pećina Veternica u Medvednici. I. Opći speleološki pregled. II. Stratigrafija kvartarnih taložina. Acta geol. V, Zagreb.

POLJAK J., 1934: Pećina „Veternica“ u Zagrebačkoj gori. Priroda, br. 5, Zagreb.

Ca 007

OBSERVATIONS PHYSICO-CHIMIQUES SUR LES EAUX ET LES GLACES SOUTERRAINES DE QUELQUES CAVITÉS DU MASSIF DU MONT PERDU MARBORE (Pyrénées Centrales)

P. Demangeon, Paul Dubois, Henri Salvayre

Faculté des Sciences de Montpellier, France

I. PRESENTATION DU MASSIF

Le massif du Marboré — Mont Perdu est le plus haut massif calcaire d'Europe Occidentale, il culmine à 3 352 m au Mont Perdu (1).

Les cavités glacées de ce massif sont creusées dans un niveau de calcaire massif très cristallisé de 200 à 300 m d'épaisseur d'âge Eocène inférieur, reposant sur un substratum non karstifié de calcaire gréseux du Crétacé supérieur. Le niveau calcaire est surmonté par un ensemble épais argilo-gréso conglomératique Eocène inférieur à moyen. Cette disposition a une influence importante sur la karstification : les eaux rassemblées par les couches imperméables Eocènes vont s'écouler et s'enfouir rapidement dans le calcaire karstifiable Eocène inférieur, tandis que l'altitude conditionne une abondante alimentation en eaux de fonte de neige froides et acides, donc très agressives.

L'organisation structurale joue également un grand rôle. La région a subi la tectonique compressive pyrénéenne, Eocène supérieur base de l'Oligocène, avec formation de grands plis dissymétriques déversés vers le Sud, dans lesquels les calcaires Eocènes inférieurs apparaissent en tête anticlinale, les synclinaux étant occupés par l'imperméable : éocène inférieur à moyen. Les eaux souterraines circulent en général le long des axes synclinaux comme dans le système du Gave de Pau souterrain, émergeant à la grotte Devaux en traversant obliquement la ligne de crête de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée. Sur le versant Espagnol les eaux souterraines après avoir suivi les axes synclinaux les quittent à la faveur de fissures de tension perpendiculaires aux plis et peuvent ainsi émerger très bas dans les vallées Espagnoles, le plus important de ces réseaux étant celui du Marboré avec une dénivellation de 1 070 m.

Les formations karstiques de surface sont surdéveloppées avec d'immenses lapiaz à très nombreux puits à neige et falaises trouées par de larges baumes et grottes. Dans une précédente étude (6), nous avons montré que ce paysage et ce modelé superficiel étaient souvent hérités des périodes quaternaires froides ou un sol gelé permanent devait exister dans le massif, la karstification affectant avec force la zone corticale au-dessus du sol gelé. C'est à ce moment là que durent se creuser les grottes des falaises qui lorsqu'elles se trouvent au-delà de l'isotherme 0° moyen annuel sont glacées. (Fig. 1.)

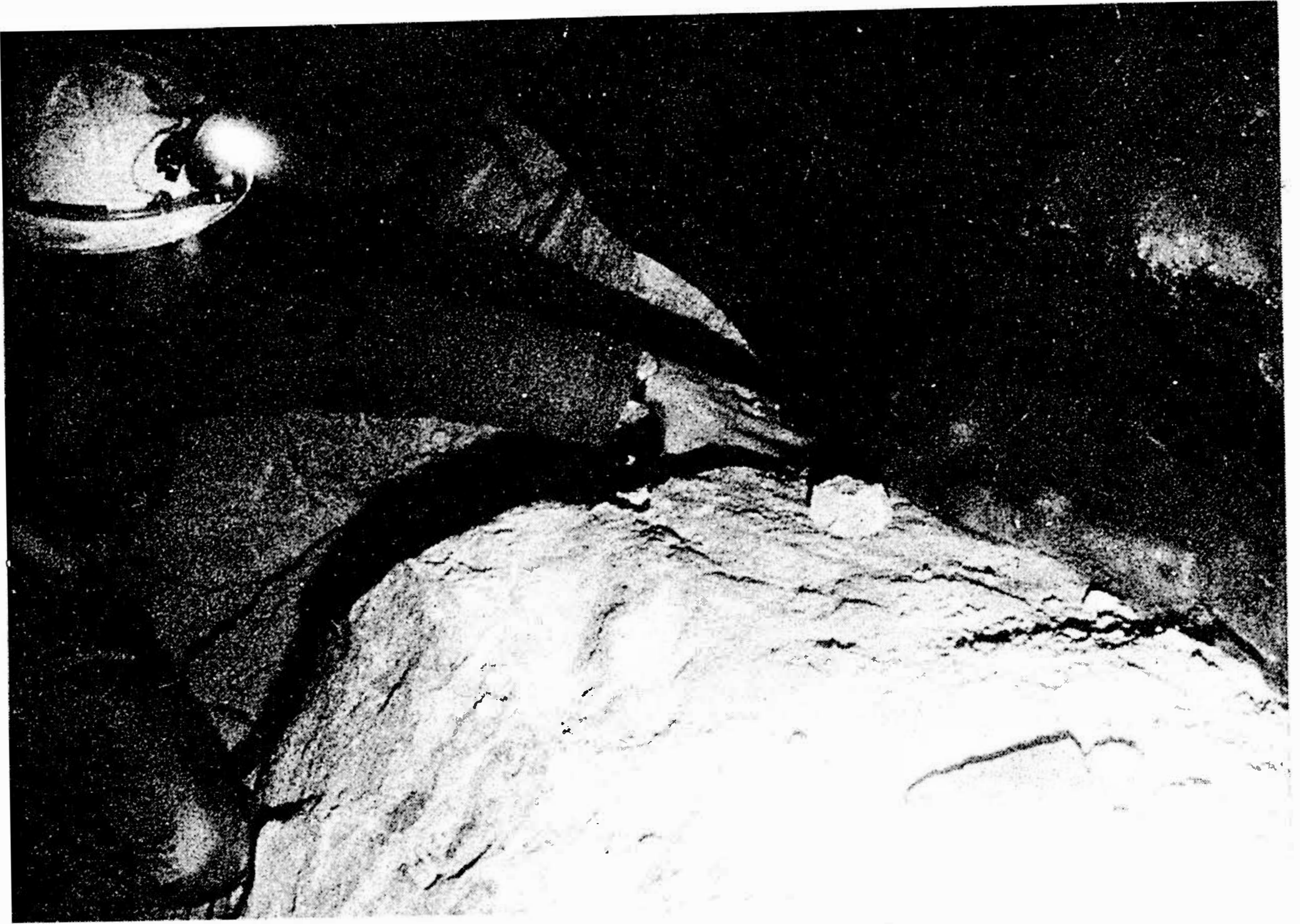


Fig. 1. La ligne de contact du massif de glace zonée avec le fond de la grotte (Ph H. S.).



Fig. 2. La glace zonée du « Niagara » de la grotte Casteret. On distingue à la base les blocs pris dans la glace (Ph H. S.).

II. LES PRINCIPALES GROTTES GLACEES

II - I Historique des découvertes.

Leur existence a été révélée par N. Casteret (2) qui découvrit en Juillet 1926 la célèbre grotte qui porte son nom. En 1928 Devaux explore la grotte située dans l'à pic du Cirque de Gavarniè sur plusieurs kilomètres de longueur (Grotte Devaux). En 1950 Casteret découvre une nouvelle série de cavités glacées situées dans la falaise des Isards (fig. 2). A partir de 1953 le Spéléo Club Alpin Languedocien de Montpellier et jusqu'en 1962, effectue quinze campagnes d'exploration souterraines et explore systématiquement toutes les grottes glacées aujourd'hui connues.

II - 2 Inventaire sommaire des cavités

Nom	Altitude	Long	Long Gl ⁽¹⁾	Etat ⁽²⁾
Casteret	2715—2690	220	220	Fonte
Isards 1	2810	250 ⁽³⁾	250	Bouchée depuis 1954
2	2790	200	200	Stationnaire
3	2790	10	10	id
4	2795	35	30	id
5	2795	20	20	id
Casque 1	2830	140	100	Stationnaire
2	2870	5	—	—
3	2750	15	15	id
Tour 1	2890	30	30	id
2	2840	35	35	id
3	2860	130	130	id
4	2880	15	15	id
Cylindre 1	3020	15	15	id
2	3040	40	40	id
3	3060	20	20	id
Vire cylindre	2980	110	50	id
Cheminée faja luenga	2780	35	30	id
Breche 1	2790	10	10	id
2	id	15	15	id
3	id	20	20	id
Roya 1	2720	1300	200	Dégel
2	2725			
3	2710	25	20	id
4	2715	190	190	id
5	2715	145	145	id
Nord casque 1	2695	20	20	Stationnaire
2	2690	15	15	id
3	2690	10	10	id
Nord tour 3	2490	8	8	Dégel
4	2485	15	15	Dégel
Devaux	2820	2200	300	Stationnaire

(¹) Long Gl : Longueur partie glacée. (²) Etat : au cours des 15 dernières années. (³) Non terminée.

Nous n'avons tenu compte dans cette liste que des grottes. Il existe de nombreux puits à neige et avens qui débouchent parfois sur des cavités glacées s'achevant en cul de sac et constituant des pièges à air froid où toute arrivée d'eau est rapidement gelée.

Les diverses observations faites dans les cavités confirment nos premières conclusions présentées lors du 2° Cong. Inter. Nat. Spéléologie de 1958 (5) à savoir :

1 — Les cavités glacées ne se rencontrent qu'à partir de 2 700 m environ sur le versant Sud et 2 500 m sur le versant Nord. Ce qui semble correspondre au niveau de l'isotherme annuel 0° sur ces versants. Les cavités situées près de ces côtes (Grotte Casteret) sont en plein dégel tous les étés tandis que les autres plus élevées conservent un état glaciaire stationnaire.

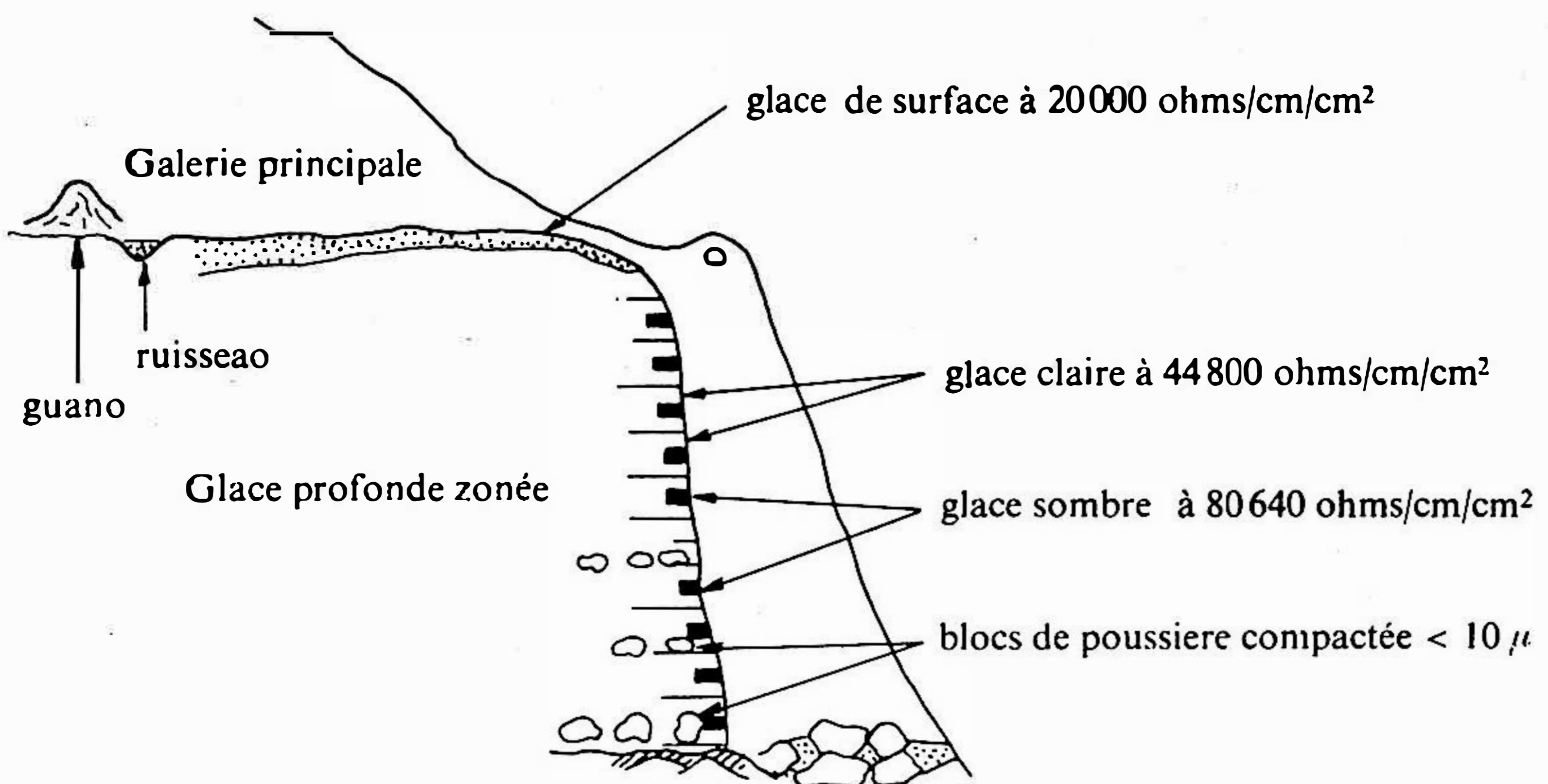
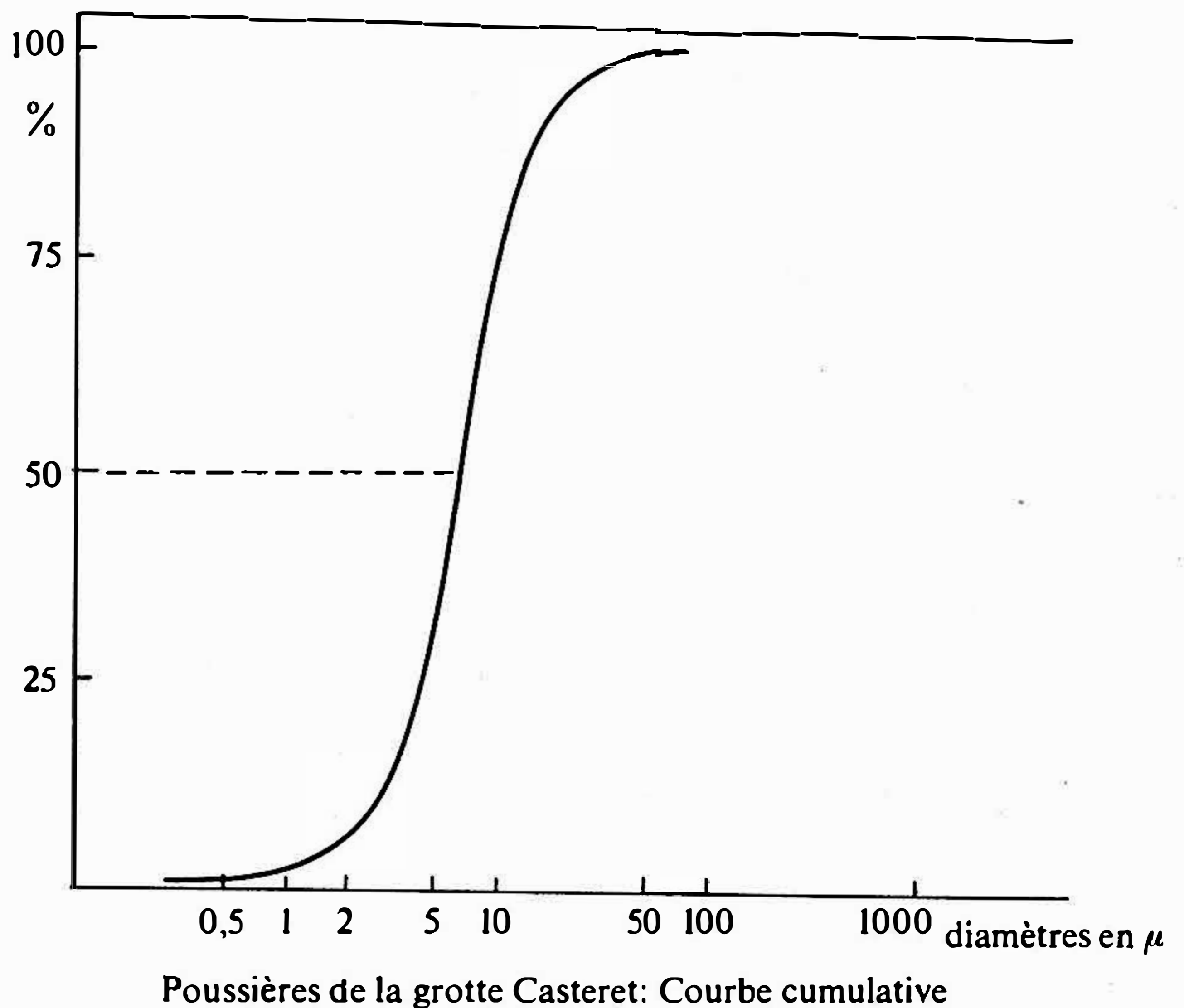
2 — La glace est un sédiment envahissant les grottes. Elle n'a joué aucun rôle dans leur creusement. La notion de glacier souterrain est incorrecte.

3 — Les cavités entièrement glacées sont en général des grottes de petites dimensions, non reliées aux systèmes souterrains qui drainent actuellement le massif. Ces cavités peu ou mal ventilées conservent l'air froid accumulé en hiver. Leur disposition topographique est essentielle : les cavités descendantes conserveront mieux leur glace que les cavités remontantes. De même les cavités bien alimentées par les eaux de fonte des névés seront plus glacées que les autres. Toutes ces cavités sont des grottes cutanées creusées lorsqu'il existait un sol gelé permanent. Elles n'ont aucun rôle dans l'hydrologie actuelle.

4 — Les grands systèmes souterrains sont très peu englacés : la glace ne s'y observe que dans les parties basses des sorties où s'accumule l'air froid dense (Grotte Devaux) ou dans les zones d'entrée au-dessus de l'isotherme 0° (Grotte de la Roya — Aven du Marboré). Elle est toujours très localisée et peu étendue.

5 — Les conditions d'exposition locale (microclimats) jouent un rôle déterminant dans la présence de la glace. Elle est plus fréquente dans les cavités des versants Nord, au pied des falaises verticales, proches d'un névé.

Il semble actuellement que l'on assiste à une phase de régression des glaces souterraines dont le volume ne progresse pas sauf cas exceptionnel des Isards I. Les observations de températures minima et maxima effectuées en continu depuis 1928 à la Devaux, grâce aux thermomètres laissés en place par J. Devaux indiquent une température constante inférieure à 0°, mais peu accusée puisqu'elle n'a jamais dépassé -3° depuis 44 ans. Dans ces conditions il suffirait d'une variation climatique positive, faible, pour augmenter la température souterraine du massif et faire fondre toutes les glaces. Les glaces existantes paraissent donc en survie, elle représentent probablement les résidus réels, ou renouvelés, d'un état glaciaire beaucoup plus important peut être Würmien (-10 000 à -15 000 ans). Une partie de la glace accumulée dans la cavité de la grotte Casteret (Niagara) pourrait avoir cet âge. On peut même admettre que des résidus plus anciens (Wurm ancien Riss) y existent. Mais rien ne permet de dater actuellement ces glaces par analyse radiométrique.



Coupe schématique du „Niagara“ glacé de la grotte Casteret

Fig. 3 Poussières de la grotte Casteret : Courbe cumulative. Coupe schématique du « Niagara » glacé de la grotte Casteret.

III. MORPHOLOGIE DES GLACES SOUTERRAINES

Nous avons déjà précisé ailleurs la distinction entre la glace en cristaux et la glace vitreuse à aspect transparent, translucide ou concrétionnée. Topographiquement ces diverses variétés de glace s'individualisent par leur forme et leur situation dans la grotte. On peut ainsi distinguer la glace de voûte, de paroi et de fond.

— **Glace de voûte** : Ce sont généralement des loupes de glace qui correspondent à des fonds de névés situés dans les puits à neige au-dessus de la grotte. Ces loupes évoluent en coulées ou colonnes (Roya-Casteret). Une forme originale est celle du voile de glace qui joint la voûte au sol (Isards-Roya) ou se forme parallèlement aux parois de la grotte. Casteret en souligné très tôt la finesse exceptionnelle et la transparence.

— **Glace de paroi** : En dehors des formations précédentes on peut observer des recouvrements uniformes de glace sur les parois de certaines cavités. L'épaisseur est mince (1 cm Isards 2).

— **Glace de fond** : On peut distinguer les formations de surface et profondes. En surface on retrouve les écoulements de la glace issue du plafond mais aussi des cristallisations plus ou moins régulières qui constituent un enchevêtrement cristallin plus ou moins régulier tout à fait remarquable (Isard 2 — De-vaux). Ces formations superficielles peuvent constituer des ponts au-dessus des écoulements d'eau (Roya-Devaux) ou reposer sur de la glace plus compacte parfois zonée comme dans la Casteret et la grotte 2 des Isards.

IV. CONSIDERATIONS PHYSICO CHIMIQUES SUR LES EAUX ET LES GLACES SOUTERRAINES DU MASSIF DU MARBORE

I — Les eaux superficielles et souterraines :

Nous avons effectué sur le terrain des mesures de résistivité à l'aide d'un résistivemètre portatif, les températures ont été mesurées avec un thermomètre au 1/10, les mesures de pH à l'aide

d'un papier indicateur sensible au 1/10. Nos résultats sont groupés dans le tableau ci-après :

Écoulement superficiel	Altitude	pH	Résistivité à 20° en Ohms/cm/cm ²
Étang glacé Mont Perdu	—	5	20 304
Dèversoir de l'étang	2900	6	—
Ruisseau Golis	2600	6	12 480
Ruisseau affluent rive droite El Fraile :	2400	5	11 232
Rivière Golis au pont Cas Viu	1300	6	11 995
Écoulements souterrains			
Avens Catalans	3030	5	22 400
Av Marboré	2800	6	17 160
Resurgence Garsés	2000	6,5	9 916
Perte Millaris	2350	6	—
Grotte Casteret	2715		
Surface		5	5 264
Glace noire		5	80 640
Glace claire		5,5	44 800

Les valeurs des résistivités sont donc très élevées. En ce qui concerne les eaux superficielles elles peuvent être comparées avec celles relevées par F. Ravier qui note pour les eaux des étangs des Aygues et de Cluses entre 2196 m et 2312 m une valeur de l'ordre de 23 250 ohms/cm/cm² à 18°. A la même altitude la résistivité des eaux du massif calcaire serait cependant deux fois même élevée.

On notera également que l'évolution chimique des eaux souterraines (Aven du Marboré-Résurgence de Garsés) se fait plus rapidement que pour les écoulements superficiels (étang glacé -- Casa Viu).

Plus intéressantes sont les résistivités des glaces souterraines. Pour les névés superficiels tassés, gelés, elles varient de 20 000 à 22 000 ohms/cm/cm², cette valeur est celle de la glace superficielle et des draperies des grottes glacées. Les 5 264 ohms/cm/cm² de l'eau de fonte du ruisseau superficiel de la Casteret représentent l'effet d'une pollution locale par les immondices de l'entrée et les tas de guano. Ces mesures confirment donc l'origine extérieure de la glace superficielle dont les variations sont liées aux variations climatiques annuelles et de ce fait à l'importance des névés. Nous avons pu noter ces fluctuations au cours de plusieurs visites entre 1957 et 1968. Par contre plusieurs descentes dans le puits glacé (Niagara de Casteret) nous ont montré que la glace profonde zonée ne subissait aucune modification d'état ou de volume.

Chimiquement elle se caractérise par une valeur élevée de la résistivité avec cependant une différence entre la glace claire et la noire, la première étant deux fois plus conductive que la seconde. Cette observation permet de conclure qu'elles ont une différence d'origine et que d'une façon générale le fond glacé de La Casteret n'a aucune parenté avec les eaux superficielles ou souterraines actuelles. C'est la confirmation qu'il s'agit d'un sédiment fossile.

V. ESSAIS DE DATATION DE LA GLACE PROFONDE DE LA CASTERET (Fig. 3)

« Ce qui retient surtout notre attention et nous stupefie ce sont les proportions du mur de glace... cinquante mètres de long sur quinze à vingt mètres de haut... d'une verticalité absolue et lisse comme du verre, cette muraille d'épaisseur inconnue montre des stratifications » (Casteret N) (3).

La zonation de la glace profonde de la grotte Casteret paraît être liée à un caractère d'ancienneté. Nous ne disposons que de deux arguments en faveur de cette hypothèse. L'un est basé sur l'analogie de constitution de cette formation avec celle décrite par Rusu Racovita et Coman dans la grotte de Ghetarol (Roumanie) l'autre est le résultat de l'étude des sédiments argileux interstratifiés dans la glace.

Analogie de la glace de la grotte Casteret avec celle de Ghetarol (Roumanie).

En 1970 Rusu Racovita et Coman ont publié une étude sur la grotte (9) de Chétarol dans laquelle ils ont fait paraître une photographie de la falaise de glace dite de « la petite réserve ». Le document présente des ressemblances frappantes avec la glace de la Casteret. On y observe la même zonation sombre et claire. L'analyse pallinologique a montré que la formation du bloc de glace est localisée

dans la phase du hêtre, de la dernière période sous-atlantique c'est-à-dire il y a 3000 ans. Nous n'avons pu faire réaliser une étude semblable mais Monsieur le Professeur P. Demangeon a effectué l'étude sédimentologique des blocs interstratifiés que l'on observe dans la glace.

A n a l y s e s e d i m e n t o l o g i q u e :

« Par places la glace est tellement limpide que l'œil saisit de petits détails, des cailloux figés à deux et trois mètres dans la masse » (Casteret Ténébres 41).

On peut en effet observer dans le mur de glace et sur six mètres de hauteur au moins trois rangées parallèles de blocs lenticulaires de 50 à 30 cm de diamètre. Nous avons prélevé les plus inférieurs après avoir brisé la glace. Nous devons constater que ces blocs étaient formés par une roche argilo-sablonneuse brune compactée qui se désagrègeait au toucher.

A l'analyse elle se présente sous la forme d'une matière jaunâtre, meuble, ayant la consistance voisine de celle de l'argile et qui est un dépôt particulière de très grande finesse. L'analyse granulométrique permet de préciser que le diamètre des particules ne dépasse pas 100 μm et que pour 70 % d'entre elles il est inférieur à 10 μm médiane voisine de 7 μm .

Ce sont des grains anguleux, souvent difficilement discernables au microscope, de quartz (auxquels s'ajoutent quelques micas, chlorites, rares tourmalines et zircons) associés à une proportion importante (environ 35 %) de fragments de calcite. Ces particules semblent correspondre à des poussières atmosphériques ; la comparaison avec un loess viendrait à l'esprit si la composition granulométrique de ce dernier (pour lequel les auteurs donnent une médiane généralement comprise entre 20 et 60 μm) n'était pas beaucoup moins fine.

Ces poussières se seraient initialement abattues, à une altitude de près de 3 000 m sur une neige destinée à donner la glace profonde qu'on observe aujourd'hui dans la grotte et qui résulte dans son emplacement actuel, d'un lent écoulement de la masse plastique. Au cours de ce déplacement des pressions inégales auraient entraîné le morcellement d'une couche de poussières sans doute à l'origine continue. S'agit-il ici des résidus de l'ancien sol Würmien . . ?

CONCLUSION

L'étude de la morphologie des cavités horizontales glacées du massif du Marbore Mont Perdu a montré que ces grottes constituent les témoins d'une ancienne karstification héritée des périodes froides du Quaternaire époque à laquelle devait exister un sol gelé permanent à la surface du massif. Les glaces souterraines en seraient les reliques et pourraient dater du Würm (P. Dubois).

Les observations physico chimiques faites sur les eaux souterraines et les glaces profondes, en particulier dans la grotte Casteret, montrent que ces glaces ont une originalité chimique qui les différencie complètement de celles actuellement existantes (H. Salvayre). L'analogie de constitution des zones de glace claire et sombre avec celle de la grotte de Chetarol (Roumanie) est assez frappante pour être soulignée. Les glaces de cette cavité étant datées de 3000 ans environ.

L'analyse granulométrique et pétrographique des sédiments recueillis au sein même de la glace indique qu'il s'agit d'une formation ancienne correspondant à des poussières atmosphériques qui se sont mises en place en même temps que la glace, sous un autre climat (P. Demangeon).

L'ensemble des ces observations concordent donc pour attribuer à la glace profonde de la Casteret un âge ancien et faire de ces formations des reliques du Quaternaire froid.

BIBLIOGRAPHIE

- BONNET A., Du CAILAR J., COURDERC J., DUBOIS P., 1961 : Recherches spéléologiques dans le massif du Mont Perdu. Ann. Spéleo, XVI—I, 61—64.
- CASTERET N., 1952 : Ténèbres Libr Acad. Perrin 40—43.
- 1953 : Dans les glaces souterraines les plus élevées du monde. Lib. Acad. Perrin.
- DUBOIS P., Du CAILAR, 1953 : Sur quelques modalités de formation et d'évolution des dépôts cristallins dans les cavités de haute altitude. I^{er} Congr. Int. Spéleo II, 325—333.
- DUBOIS P., 1958 : Observations sur les dépôts des cavités du Mont Perdu, Bari II, 415—422.
- 1964 : Mode et âge de formation des cavités souterraines du massif du Mont Perdu (Pyrénées Centrales). 3. Congr. Int. Spéleo Vienne, B II, 175—180.
- PIERRET B., 1950 : La grotte glacée Casteret (Espagne). Ann. Spéleo, V. 4, 145—148.
- RAVIER F., 1954 : Méthode d'investigation basée sur la mesure des résistivités des eaux courantes. Houille Blanche, A 57—76.
- RUSU T., RACOVITĂ G., COMAN D., 1970 : Contribution à l'étude du complexe karstique de Scărișoara. Ann. Spéleo 25—2, 383—409.

Ca 008

THE DISSOLVED SOLIDS REGIME AND HYDROLOGY OF TWO MOUNTAIN RIVERS

John J. Drake

Department of Geography, McGill University, Montreal, Quebec,
Canada

Derek C. Ford

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

The classic erosion rate formula given by Corbel (1956)

$$X = \frac{4 E T}{100},$$

(where X is the erosion rate (mm/1000yr), E is the annual runoff (dm) and T is the mean total hardness (ppm CaCO_3) has often been used in various forms (e. g. Williams, 1963) to derive estimates of the rates of carbonate erosion in various climatic environments. Recently, however, several papers (e. g. Harmon et al., 1973; Pulina, 1971; Kotarba, 1972) have shown that rates of erosion do not increase poleward as Corbel suggested. It is evident that karst landforms are less rapidly or extensively developed toward the polar regions. There may be many reasons for this apparent contradiction of Corbel's erosion rate hypothesis, including increased soil PCO_2 in warmer areas (Harmon et al., 1973) and the increase in solution rate with temperature suggested by Wigley and Jennings (1973). It is important in the present context to emphasize the difference between the erosion rate as conceived by Corbel and the solution rate considered by Wigley and Jennings. The former refers to the net erosion of a basin in a given period of time and the latter to the rate of uptake of solute by the solvent. It is the solution rate which determines the location of solution within a karst basin or quifer. The erosion rate is a measure of the total amount of solution within a karst area and is not necessarily indicative of the extent of visible karstification.

The fact that the apparent karstification of different areas does not reflect the erosion rates as computed from Corbel's formula is not an argument for the fact that these are incorrect. There is, however, an error in the initial formula that can invalidate Corbel's figures. Equation 1 can only be an approximation to the actual erosion rate because it includes the mean total hardness of the basin runoff. All subsequent additions to this basic equation have not replaced this term. A strict formulation of the erosion rate is

$$E = \frac{\int C Q dt}{\int dt}$$

where E is the erosion rate, $C = C(t)$ is the solute concentration, $Q = Q(t)$ is the instantaneous runoff and t is time. This may be approximated by

$$E = \frac{\sum^n C_i Q_i}{n}, \quad 3$$

where i refers to equal time intervals in which C and Q may be considered constant, and n is the number of such periods. An equivalent form of equation 3 is

$$E = \bar{C} \bar{Q} + \frac{\sum^n q_i c_i}{n}, \quad 4$$

where the overbar represents the mean and lower case letters are deviations from the mean. Corbel's formula may be represented in the same notation as

$$E' = \frac{\sum^n Q_j \times \bar{C}}{n} = \bar{Q} \bar{C}. \quad 5$$

The relationship between the best estimate of the erosion rate and Corbel's estimate is thus

$$E = E' + \frac{\sum^n q_i c_i}{n}. \quad 6$$

Corbel's formula is accurate only when $\sum_1^n q_i c_i = 0$. This condition can be fulfilled in two ways: either all $q_i c_i = 0$ (the case of invariant runoff and concentration) or $\sum_1^n q_i c_i = 0$. Consideration of the latter case is instructive. In many Arctic and temperate areas the relationship between Q and C is inverse (see, e.g., Cogley., 1972; Williams, 1964; Douglas, 1964). In this instance most $q_i c_i$ are negative since if the runoff is greater than the mean the concentration is less and vice versa. The sum of such terms is therefore also negative. The consequence is that Corbel's formula overestimates the erosion rate in such situations. In areas where the $C-Q$ relationship is positive the reverse is true. In areas where the $C-Q$ relationship is inverse and which have a marked runoff seasonality the discrepancy can be large and may in part account for Corbel's findings that Arctic areas have a high erosion rate.

Two examples of rivers which exhibit an inverse $C-Q$ relationship and a marked seasonality of runoff are the Athabasca and North Saskatchewan Rivers in the Canadian Rocky Mountains. Table 1 shows erosion rates calculated by scaled versions of equations 1 and 3 from monthly data compiled by the Water Quality Division, Inland Waters Directorate, Department of the Environment, Ottawa. It is evident that the discrepancy is considerable. Both river basins are approximately 60 % carbonate by area, and the true mean erosion rate corrected for this is 27 mm/1000 yr. Corbel (1958) estimated the rate to be 37–50 mm/1000 yr. in the same general area.

The calculation of erosion rates using figures for total hardness derived from analyses for $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ ignores the partition of these ions between various anions. Only one unit of the Paleozoic and Tertiary rocks in the basins of the Athabasca and North Saskatchewan Rivers shows a significant amount of sulfate yet the SO_4^{2-} ion represents some 50 % of the total anions discharged from these basins during the winter base-flow period. An example of the importance of considering the anion component of the dissolved solids load of a river is the Athabasca River. Of the estimated 34.8 mm/1000 yr. mean erosion rate 13.8 mm/1000 yr is derived from sulfate rocks which form a negligible (areally) part of the basin. The actual erosion rate of the carbonate rocks within the basin is 21.0 mm/1000 yr, 46 % of the figure derived from Corbel's formula corrected for the carbonate area of the basin.

Tab. 1

Basin	Year Annual runoff (dm)		Mean total hardness (ppmCaCO ₃)	E' (Eq. 1) E (Eq. 3) — mm/1000 yr —		Over- estimate ¹ (%)
Athabasca	1968	6.47	104.5	27.0	19.0	42.1
	1969	7.24	114.0	33.0	25.3	30.7
North Saskatchewan	1968	4.65	115.0	21.5	17.3	24.6
	1969	5.97	117.5	28.0	22.0	27.3
Mean	—	—	—	27.4	20.9	31.1

¹ Calculated as $\frac{E' - E}{E} \times 100$.

A consideration of the erosion rates within large karst basins (each of the two discussed here is approximately 4000 m² in area) when partitioned by season and by the various anions can be used to identify the hydrogeologic provenances contributing to the basin discharge at various times of the year (Drake, 1973). Erosion rates calculated by Corbel's formula or any version thereof are not only liable to be in error if the various anions present are not considered, but also tend to be progressively greater overestimates poleward.

REFERENCES

- CORBEL J., 1956: A new method of study for limestone regions. *Rev. Can. Géogr.* 10 (4), p. 240 — 242.
- CORBEL J., 1958: Climats et morphologie dans la Cordillère Canadienne. *Rev. Can. Géogr.* 12 (4), p. 16 — 45.
- COGLEY J. G., 1972: Processes of solution in Arctic limestone Terrains. *Inst. Brit. Geogr.*, Special Publ., No. 4, p. 201 — 211.
- DRAKE J. J., 1973: Solution in the Canadian Rocky Mountains. (Unpublished Ph. D. thesis, McMaster University.)

- DOUGLAS I., 1964: Intensity & periodicity in denudation processes with special reference to the removal of material in solution in rivers. *Z. für Geomorp.* 8, p. 453 — 473.
- HARMON R. S., Drake J. J., White W. B., Schuster E. T., Ford D. C., Fish J. E., Coward J. H. and Brook G. A., 1973: Carbonate denudation in North America. *Int. Congr. Speleology, Olomouc* (in press.).
- KOTARBA A., 1972: Superficial chemical denudation in the calcareous-dolomite western Tatra Mountains. *Geogr. Stud.*, No. 96. Pol. Akad. Nauk, Inst. Geogr.
- PULINA M., 1971: Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 5, p. 79 — 91.
- WIGLEY T. M. L., & Jennings J. N., 1973: The effect of temperature on limestone solution. *Nature* (in press.).

Ca 009

HYDROGEOLOGY OF THE NORTH CO. GALWAY – SOUTH CO. MAYO LOWLAND KARST AREA, WESTERN IRELAND

David P. Dres

Department of Geography, Trinity College, Dublin 2, Ireland

The area to the northeast of Galway city and lying to the east of Lough Corrib consists of a flat, gently undulating limestone plain ranging in altitude from 10 m O.D. in the west to 100 m O.D. in the east. All the drainage of the area enters Lough Corrib — the largest part via the Black River and the River Clare. To the east is the catchment of the River Suck a tributary of the River Shannon. All the streams of the area have been considerably modified by artificial drainage schemes during the past 150 years.

The whole area is underlain by Carboniferous Limestone of varying purity and dipping to the south, southwest at 0–15°. Bedrock is rarely exposed at the surface, much of the surface being overlain with a gravelly limestone glacial drift 0.5–2.0 m in thickness. In the east of the area fluvio-glacial deposits predominate and well developed esker trains trending northeast — southwest occur. Large parts of the area are overlain by extensive raised bogs developed since Sub-Atlantic times.

The area investigated in detail comprises the northern portion of the River Clare basin, north of Tuam, and including the whole catchment of the tributary Sinking River (fig. 1). Detailed geomorphological mapping of the region was undertaken, the major sinking streams were traced and rating curves and gauging sites established at some 73 sites within the area. The accompanying diagram shows the major hydrologic and karstic features of the region.

Although the River Clare and its tributaries maintain normal surface courses throughout the area, much of the drainage is subterranean and the area is partly karstified. Many small sinks and risings exist, usually with discharges of less than 0.1 cumecs, often the water appearing and disappearing within a few metres. The ratio of sinks to risings in the area is approximately 8:1. The major recharge to groundwater is via the channels of the major rivers (Sinking and Clare). Over certain well-defined reaches these rivers are influent for 7–9 months of the year. For example the R. Clare loses some 20 % of its flow within a 300 m zone and the Sinking River loses 80–85 % of its discharge over a 400 m reach. During the winter months the rivers are effluent throughout their courses.

This groundwater flow seems to be concentrated into discrete zones of high transmissibility generally oriented east to west. The flow is often within one or more enlarged bedding plane some 100–250 m in width and 10–25 cm in height. Although there are no obvious hydrologic or geologic controls on ground-

HYDROLOGY OF PART OF THE R. CLARE BASIN

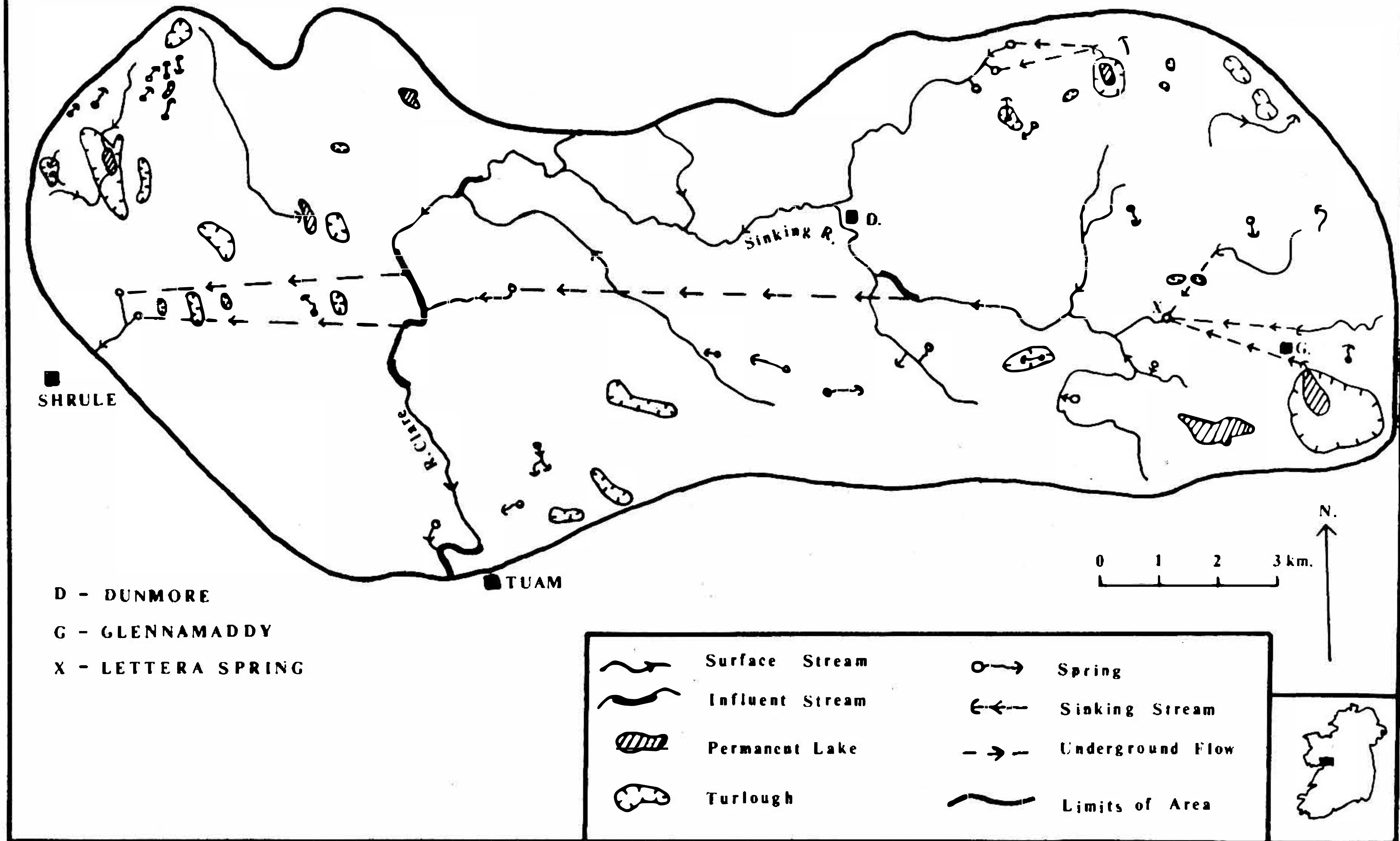


Fig. 1.

water flow it may be that in some cases the flow is concentrated along the axes of very shallow synclines. Commonly this flow crosses topographic divides to reappear within a different surface catchment either as discrete springs or via effluent flow into a stream channel. For example the water sinking in the bed of the R. Clare at one point re-emerges as the headwaters of the Black River some 7 km to the west, whilst water sinking in the Sinking River flows some 10 km underground to join the R. Clare.

Two groundwater provinces are apparent in the area. Firstly a 'superficial' flow which feeds some springs. Characteristically this water is heavily polluted with organic and suspended material and has relatively low solute concentrations (150–220 ppm total hardness). It is normally saturated with respect to calcium but only 60–80 % saturated with respect to magnesium. The hydrographs of risings fed by such waters are normally flashy. The second groundwater province comprises true karst groundwater being relatively non-turbid, of constant temperature and having solute concentrations of 250–330 ppm total hardness. Springs of the two groundwater types can occur in close proximity to one another and in some cases one spring discharges both types of water. For example the major rising at Lettera (marked 'X' on the diagram) is chiefly fed by the subterranean drainage of a large lake some 5 km to the east. For most of the year outflow from the spring (mean discharge 1.0 cumec) is of the shallow groundwater type being turbid and exhibiting marked temperature fluctuations. During the summer however, when the level of the lake drops below a critical height, discharge at the rising drops by ca. 30 % within 1–2 days and total hardness rises from 180 ppm to 220 ppm, temperature stabilizing at 10.0°C. This may be considered as a type of recession to baseflow conditions from a larger aquifer. Baseflow recession curves during a period of drought are characteristically much steeper for superficial groundwater fed springs than for the true karst springs.

A characteristic landform of this area of western Ireland is the turlough or intermittent lake of which there are 25 in the study region. Turloughs are concentrated in the lowlands of counties Galway and Mayo though to a lesser extent they occur on the limestones of eastern Ireland. Typically they consist of a shallow depression up to 25 m deep with well defined bounding slopes and an overall oval shape. The floor is commonly very flat and occupies an area of between 0.5 and 3.0 km². There is a sharp break of slope between floor and sides. True turloughs are invariably bedrock hollows and not simply declivities in the glacial drift, although there may be very little relief between their base and the level of the surrounding lowlands. The sequence of deposits on the floor of the turlough is often: limestone bedrock; a layer of a white shell marl (ca. 60 % carbonate) and a surface horizon of weakly developed gleysol. The marl layer was probably laid down in immediately post-glacial times when the turlough was subject to more prolonged flooding. The flora of the turloughs is not the marsh/bog type but a curious mixture of calcicole xeric, submersion resistant plants and short grasses. Under certain conditions 'algal paper' forms at the

edges of the turlough in the spring — this is a paper thin layer of the white alga *Oedogonium* Sp. The deposit is later dissolved by rain.

Hydrologically the turloughs are very similar to true poljes. In their floors are one or several estavelles, sometimes in bedrock, more often in the overlying deposits. During the winter months or following prolonged heavy rain the turlough fills from these points to empty via the same routes later. Some turloughs are fragmented into several small sub-drainage basins. Some turloughs remain water filled for 7—8 months of the year but the duration of flooding does not seem to be related to the altitude of the turlough.

There are many semi-permanent lakes in the area located in drift hollows or between esker ridges and although these may dry up during the summer they are completely non-karstic phenomena. In several localities it is possible to enter the underground conduits beneath the turloughs. Invariably these consist of horizontal tunnels only a few metres below the surface and very poorly developed.

There seem to be two main types of turlough in terms of their hydrological behaviour. One type responds quickly (24—60 hours) to heavy rainfall and empties equally quickly afterwards. Most of these turloughs are located close to a major zone of groundwater flow and thus may be regarded as overflow reservoirs for excess groundwater discharge. In some of these turloughs water is emitted under pressure as the turlough fills and fountains of water spray 0.5—1.0 m into the air from many different inlets.

The second type of turlough fills and empties much more slowly and on a seasonal basis only. This may be presumed to be either a response to true regional water table conditions or a response to very restricted inlet and outlet conduits.

Although turloughs are hydrologically very similar to poljes on a much smaller scale, and are physically comparable, they seem to be quite different features in genetic terms. Two possible modes of origin for turloughs are proposed:

1. The turloughs are small glacially scoured hollows in the limestone which function as closed drainage basins and have developed poorly integrated drainage conduits related to local groundwater conditions. It is however, uncertain as to whether the ice in this area was capable of eroding such features as the landscape is dominantly depositional in character.

2. Before artificial drainage was undertaken in the area and the major rivers deepened and canalised, almost all the streams were influent for at least part of the year and surface water was largely absent. Groundwater flow routes bear little relation to the courses of surface streams and follow poorly integrated routes dominantly east to west at very shallow depth (2—20 m). A large input of water to such a groundwater system could force water at certain points to form a temporary lake at the surface. Such a phenomenon is known to occur in parts of the upland (Burren) karst of C. Clare and has been postulated as a mechanism to explain the infilling of cockpits in the Jamaican karst with bauxitic

deposits. Lateral erosion would then enlarge the surface feature to its characteristic form. It seems likely that most turloughs have been formed by a combination of these two processes acting on an area of glacially deranged drainage.

Water supply is a major problem in this area for several months of the year and although groundwater exists in abundance, well level and well drawdown tests together with data from water tracing experiments suggest that large flows are confined to small bands of limited horizontal and vertical extent. The accurate location and hydrologic evaluation of these zones may enable sufficient water to be made available to sustain modern agricultural development in this area as at present this is the main limiting factor on farm expansion.

Ca 010

L'IDROLOGIA CARSICA NEL TERRITORIO DI CARPINETO ROMANO (PRE-APPENNINO LAZIALE)

Alberta Felici
Speleo Club Roma, Italia

INTRODUZIONE

A Sud-Est di Roma la pianura Pontina è separata dalla Valle Latina dalla catena pre-appenninica che comprende, da NW a SE, il complesso vulcanico pleistocenico dei Monti Albani e, successivamente, i gruppi sedimentari dei Monti Lepini, Ausoni e Aurunci, i quali risultano profondamente carsificati: in essi sono note alcune centinaia di cavità sotterranee. Lo studio di tali fenomeni, iniziato da alcuni decenni, è ancora lontano dalla conclusione.

La presente nota, che sarà seguita da un rapporto generale su tutti i fenomeni carsici sotterranei esplorati, riferisce su alcuni aspetti particolari del carsismo dei Monti Lepini: si ritiene opportuno anticiparli perché gettano nuova luce sull'interpretazione delle morfologie e dell'evoluzione del sistema, che presenta caratteristiche idriche particolari.

Gli studi sistematici, iniziati dalla scrivente nel 1969, sono stati finora concentrati prevalentemente nel territorio del comune di Carpineto Romano dove, dal punto di vista idrologico, si presentano i fenomeni più interessanti.

Il carpinetano comprende oltre 150 grotte (già esplorate e rilevate), in assoluta prevalenza verticali (con profondità tra 5 e 250 m), assorbenti o fossili; le cavità con risorgive sono solo quattro, tutte poste a quote comprese tra i 650 e gli 850 m s. l. m., quindi in posizione sospesa rispetto ai fondovalle (300 ÷ 350 m).

A valle dell'abitato di Carpineto R., in un'area ristretta (località Omo Morto), si trovano alcune cavità che hanno un comportamento, sotto il profilo idrologico, del tutto particolare: Ouso dell'Isola (24 La); Bocca Canalone (26 La); Ouso dell'Omo Morto (40 La) e Grotta del Formale (39 La). Le prime tre sono ad andamento subverticale e si riempiono periodicamente d'acqua proveniente dalla falda sotterranea; la quarta è una risorgiva temporanea suborizzontale. Sempre nella stessa zona esiste una dolina, formatasi nella primavera 1972 ed ampliata notevolmente a seguito delle piogge autunnali ed invernali 1972/73 (indicata nelle figure 2 e 4 con la sigla W).

Le considerazioni della presente nota derivano principalmente dai risultati delle esplorazioni di tali cavità e dalle osservazioni sul loro regime idrico.

SITUAZIONE GEOLOGICA E TETTONICA

Sintetizzando brevemente gli studi di Accordi et alii (1) ed integrandoli con osservazioni locali dirette, i Monti Lepini sono costituiti da due placche di calcari del

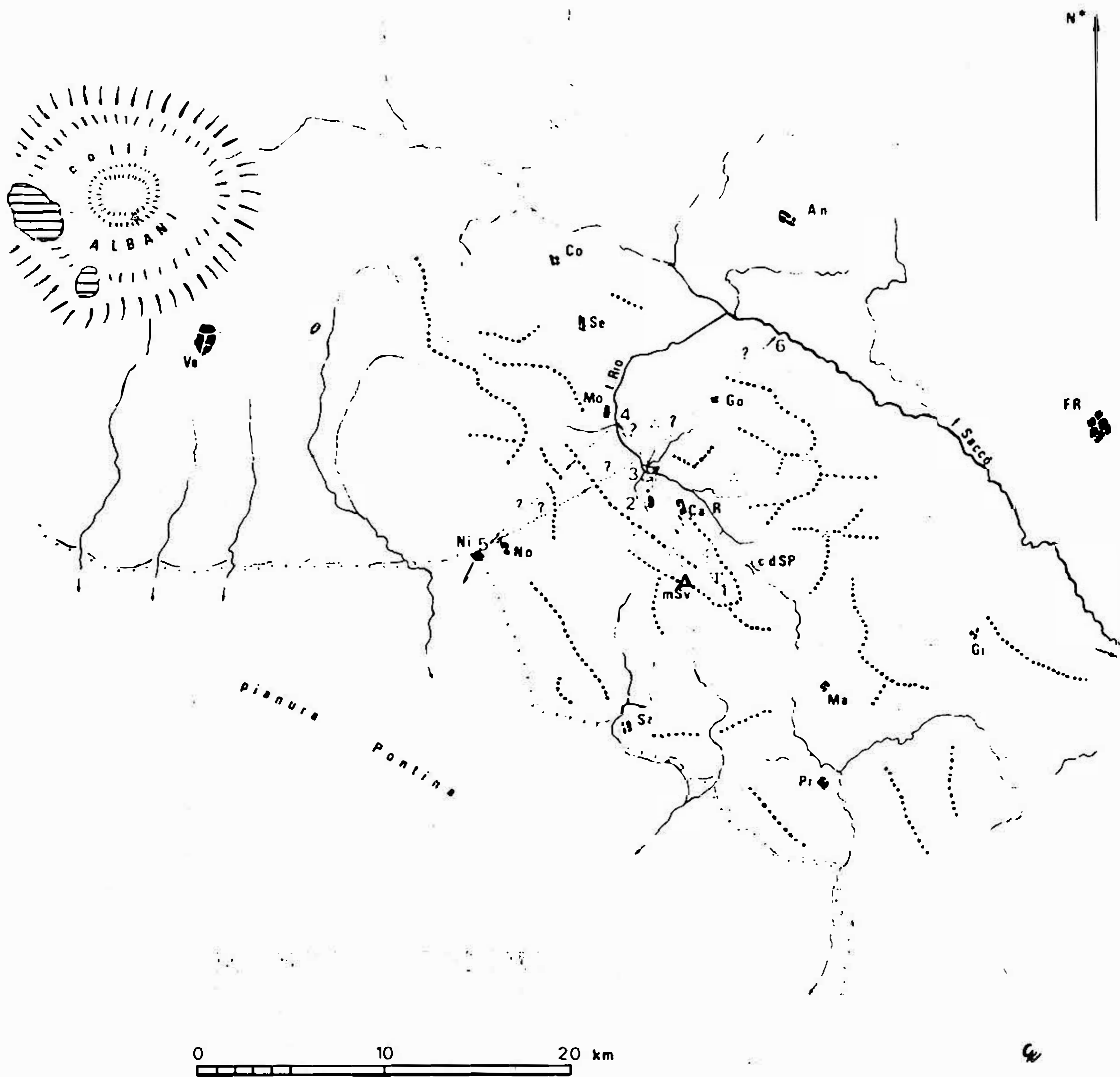


Fig. 1. Schema generale dei Monti Lepini: andamento delle creste (a puntini) e dei corsi d'acqua (a tratto continuo). Le linee punteggiate rette indicano le possibili direzioni di deflusso delle acque (v. anche fig. 4); le cavità sono indicate con i simboli BRGM. Abbreviazioni: FR = Frosinone; Ve = Velletri; An = Anagni; Co = Colloferro; Se = Segni; Mo = Montelànico; Go = Gorga; Ca R. = Carpineto Romano; No = Norma; Ni = Ninfa; Sz = Sezze; Ma = Maenza; Gi = Giuliano; Pr = Priverno; mSv = monte Semprevisa; cdSP = Cona di Selva Piana.

Cretaceo, parzialmente sovrascorse secondo un asse NW — SE (direzione « appenninica ») e immerse verso NE. La linea di sovrapposizione Montelànico-Carpineto R.-Maenza (fig. 2) è anche nota come « finestra di Carpineto »: precedenti Autori (v. Segre (2) pg. 68—70) avevano interpretato il disturbo come una piega-faglia. Lungo tale line le due placche di Cretacico sono separate da formazioni calcareo-marnoso-argillose Mioceniche che si inseriscono in guisa di cunei o bancate di modesto spessore; tali formazioni si interrompono nella piana

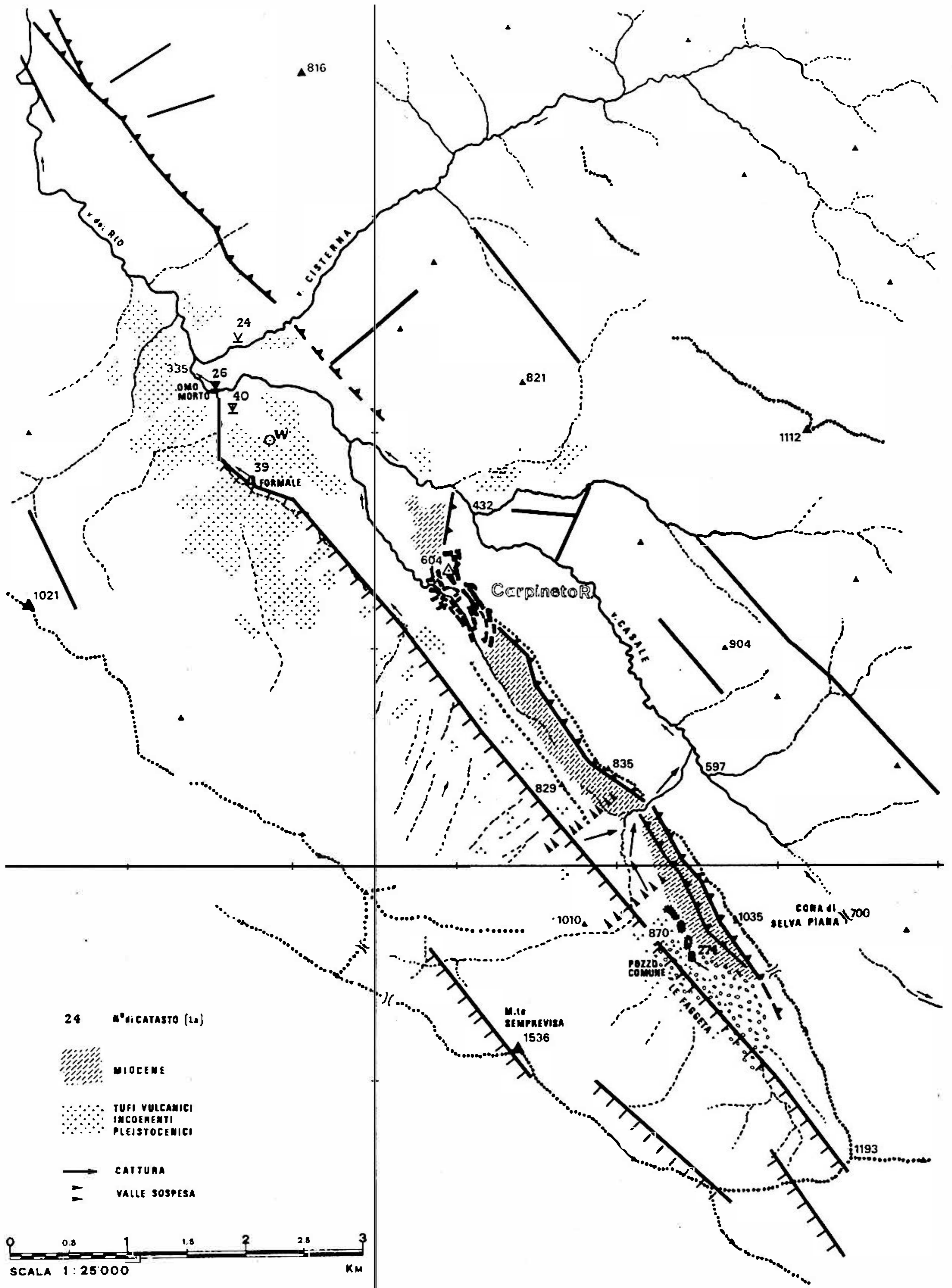


Fig. 2. Schema geologico e tettonico dell'area centrale dei Monti Lepini: le cavità citate nel testo sono indicate con i rispettivi numeri di catasto.

sottostante Carpineto R., dove si trova l'area carsica in argomento, presumibilmente per cause morfologiche esterne: la coalescenza di numerose valli nel solco principale (valle Casale- il Rio) ha determinato un allargamento di quest'ultimo con un salto brusco di quota (v. fig. 3). Si nota inoltre che la valle principale, in tal punto, passa da Nord a Sud della linea di disturbo (v. fig. 2).

La zona dell'Omo Morto è anche interessata da una faglia subverticale, quasi parallela alla linea di disturbo, proveniente dal Piano delle Faggeta e terminante all'incirca presso il Formale. La morfologia locale, a differenza di zone circostanti di quota più elevata, non è pilotata dai fenomeni carsici ma presenta un reticolo idrografico completo e regolare: i torrenti tuttavia sono asciutti, salvo in occasione di grandi piogge, ed il loro tracciato è del tutto indipendente dalla posizione delle forme carsiche sotterranee.

Nella zona dell'Omo Morto, a forma di conca, i calcari sono in parte ricoperti da un deposito di tufi pleistocenici, rossoscuri, attribuibili al vulcanismo degli Albani o, fors'anche, degli Èrnici. Questi tufi riempiono anche tutti gli avvallamenti delle forme carsiche superficiali (campi solcati, etc.) sulle pendici laterali, testimoniando che il carsismo di superficie era già completamente sviluppato all'inizio del Pliocene: praticamente la loro estensione è superiore a quanto indicato in fig. 2, nella quale sono tracciati solo gli accumuli principali.

B r e v e d e s c r i z i o n e d e l l e c a v i t à : la posizione degli ingressi, planimetrica ed altimetrica è stata determinata con precisione (fig. 2); essa differisce pertanto dai valori indicati da Segre (1948) (2). Sono stati eseguiti i rilievi completi delle tre cavità verticali.

24 La — { U s o d e l l ' I s o l a . Quota ingresso 365; fondo 280 m s. l. m.; profondità — 85 m; sviluppo planimetrico 55 m.

Consiste di un unico pozzo verticale, profondo 70 m, che si allarga sul fondo in una sala di 10 × 18 m, con pavimento costituito da detrito sciolto e permeabile, da cui diramano tre brevi gallerie.

40 La — O u s o d e l l ' O m o M o r t o . Quota ingresso 357; fondo 287 m s. l. m.; profondità — 70 m; sviluppo planimetrico 65 m.

L'ingresso è in guisa di dolina con solco torrentizio afferente, quasi sempre asciutto; una galleria in forte pendenza, costituita da una successione di piccoli salti verticali, conduce ad un sifone, che potrebbe essere pensile, dato che il suo livello è costante, esclusi i periodi piovosi in cui l'acqua si eleva fino a 10 m sotto l'ingresso: l'apporto esterno è trascurabile, la piena proviene dal fondo. Le pareti sono ovunque levigate con tracce d'erosione (« scallops ») ascendenti. Assente, tranne una modesta traccia, il concrezionamento.

26 La — B o c c a C a n a l o n e . Quota ingresso 344; fondo 264 m s. l. m.; profondità oltre 80 m; sviluppo planimetrico 80 m.

La cavità inizia da una dolinetta, che dista poco più di un metro dal torrente e ne è sopraelevata di 1,5 m; prosegue con una serie di salti in modo analogo alla 40 La, presentando pure pareti levigate da erosione ascendente. Termina con detriti liberi e permeabili. Presenta alcune pozze alimentate da un rivolo discendente; il fondo però è normalmente asciutto; l'acqua delle piene risale, verosimilmente, attraverso il detrito del fondo, e fuoriesce dall'ingresso.

PROFILO VALLE DEL RIO

quota
(m s.l.m.)

(MONTI LEPINI • LAZIO)

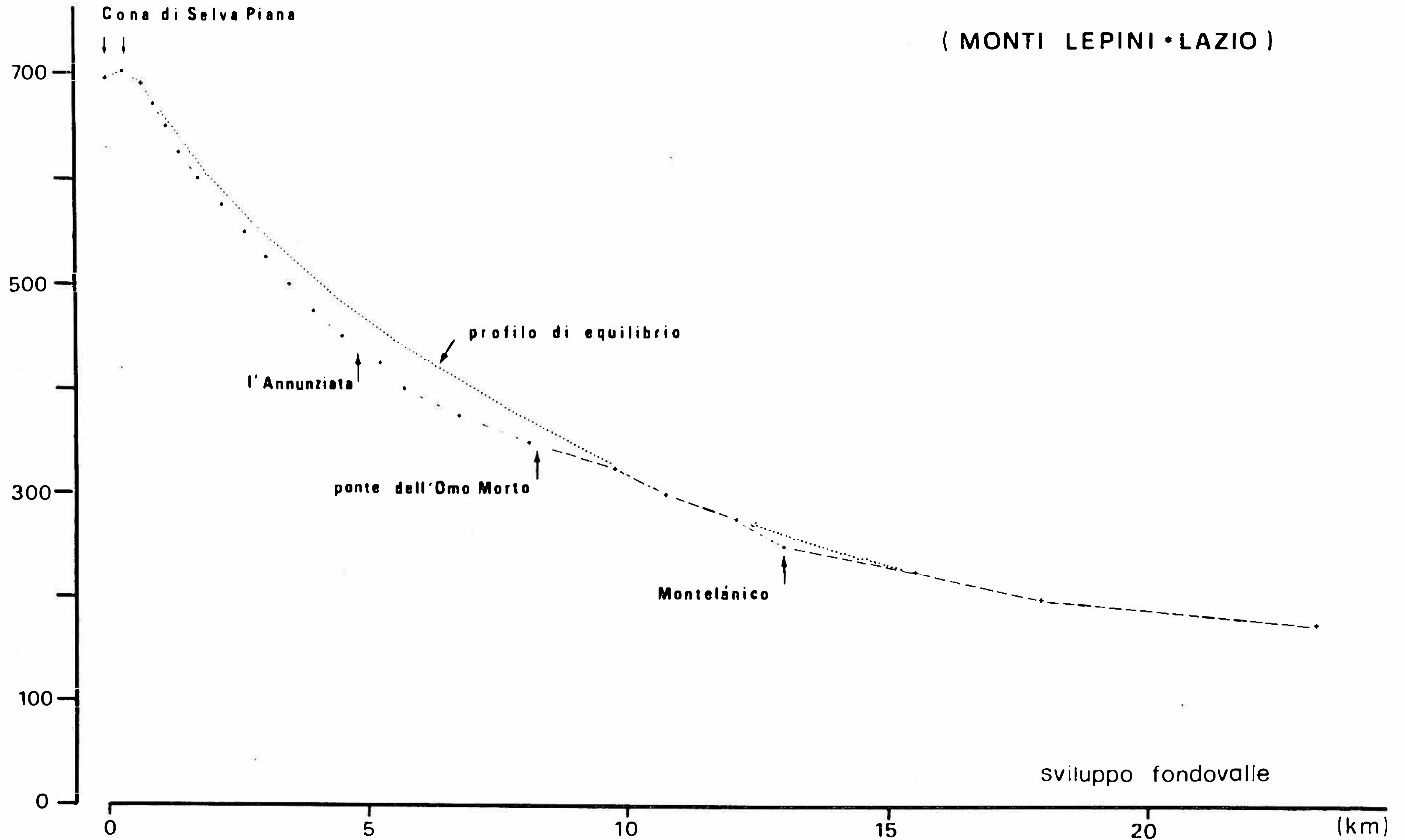


Fig. 3. Profilo della Valle del Rio: mette in evidenza la discrepanza tra il profilo d'equilibrio e quello attuale, che raggiunge 20÷30 m nel tratto compreso tra Carpineto (l'Annunziata) e la zona delle cavità studiate (ponte dell'Omo Morto).

39 La — Grotta del Formale. Quota ingresso 390 m s. l. m. Questa cavità non è stata completamente riesplorata nel corso della presente ricerca perché, da vari anni, un laghetto la ostruisce a 30 m dall'ingresso. Secondo Segre (2) lo sviluppo sarebbe di 80 m con un dislivello minimo; la cavità, d'interstrato, sarebbe occupata da vari laghetti permanenti e terminerebbe con un sifone pensile.

W — Dolina presso la Cascina di Amedeo Ciaschi. Quota ingresso 383 m s. l. m.; long. $00^{\circ}36'50''$, 5 E M. Mario; latitud. $41^{\circ}36'57''$, 7 N. Ha forma di imbuto conico: diametro 20 m, profondità circa 10 m; le pareti sono formate da tufo vulcanico incoerente e solo al fondo affiora la roccia calcarea in forma di pinnacoli con evidenti tracce d'erosione carsica superficiale. Il volume di circa 1000 m^3 è stato inghiottito in due ondate, comprese in un periodo inferiore ad un anno: casi analoghi sono noti in altre regioni (Lombardia, sopra il Piano del Tivano; (4)).

Osservazioni sul regime delle acque. Dopo qualche giorno di forti piogge da Bocca Canalone fuoriesce un getto di oltre 50 l/sec, che continua anche per oltre due giorni; la portata aumenta nelle prime $4 \div 5$ ore, poi resta costante per circa un giorno, infine diminuisce progressivamente. Le acque sono torbide all'inizio, indi limpide. Il fenomeno si è verificato, come ultima volta, nei giorni $2 \div 5/12/72$, dopo circa 24 ore di pioggia continua.

Contemporaneamente, ma con durata più breve, butta il Formale, con alcune intermittenze; anche qui la portata si riduce progressivamente.

Il giorno $3/12/72$ Bocca Canalone erogava 30 l/sec, dal livello 344 m s. l. m.; al Formale l'acqua si trovava a quota -5 m (385 m s. l. m.) presso l'ingresso; l'Omo Morto risultava allagato fino a quota -8 m (349 m s. l. m.) con acqua ferma e nell'Ouso dell'Isola il livello arrivava a quota -40 m (325 m s. l. m.) con acqua probabilmente già in fase di ritiro: saltuariamente in agitazione per liberazione di sacche d'aria. Nello stesso giorno la dolina W sprofondò da -2 a -10 m, per evidente richiamo di materiale dal basso: il suo fondo è a 373 m s. l. m.

Tutte queste cavità, dolina compresa, sembrano pertanto connesse ad un'unica falda sotterranea, il cui livello di magra è sconosciuto mentre quello delle piene trova una soglia di sbocco a Bocca Canalone e, più raramente, anche al Formale. In fig. 4 sono illustrate le posizioni altimetriche relative delle varie cavità. Tracciando il profilo della valle del Rio (fig. 3), si è constatato che il punto di sbocco e gli altri canali di risalita si trovano in corrispondenza di una conca che risulta depressa di $20 \div 30$ m rispetto ad una linea ideale di equilibrio idrico del fondovalle: la causa dell'anomalia è dovuta ai fattori citati al paragrafo 2°. Le differenze di livello delle acque denotano una progressiva diminuzione di quota della falda da SE verso NW: essa potrebbe pertanto essere alimentata dagli inghiottitoi del Piano delle Faggeta (Pozzo Comune, 274 La oltre ad alcune decine di cavità minori e doline) mentre è impossibile indicare con certezza la direzione di smaltimento delle acque sotterranee. Come indicato planimetricamente in fig. 1 e altimetricamente in fig. 4, sono state fatte tre ipotesi fondamentali: terminando la zona esaminata a NE della grande linea di disturbo

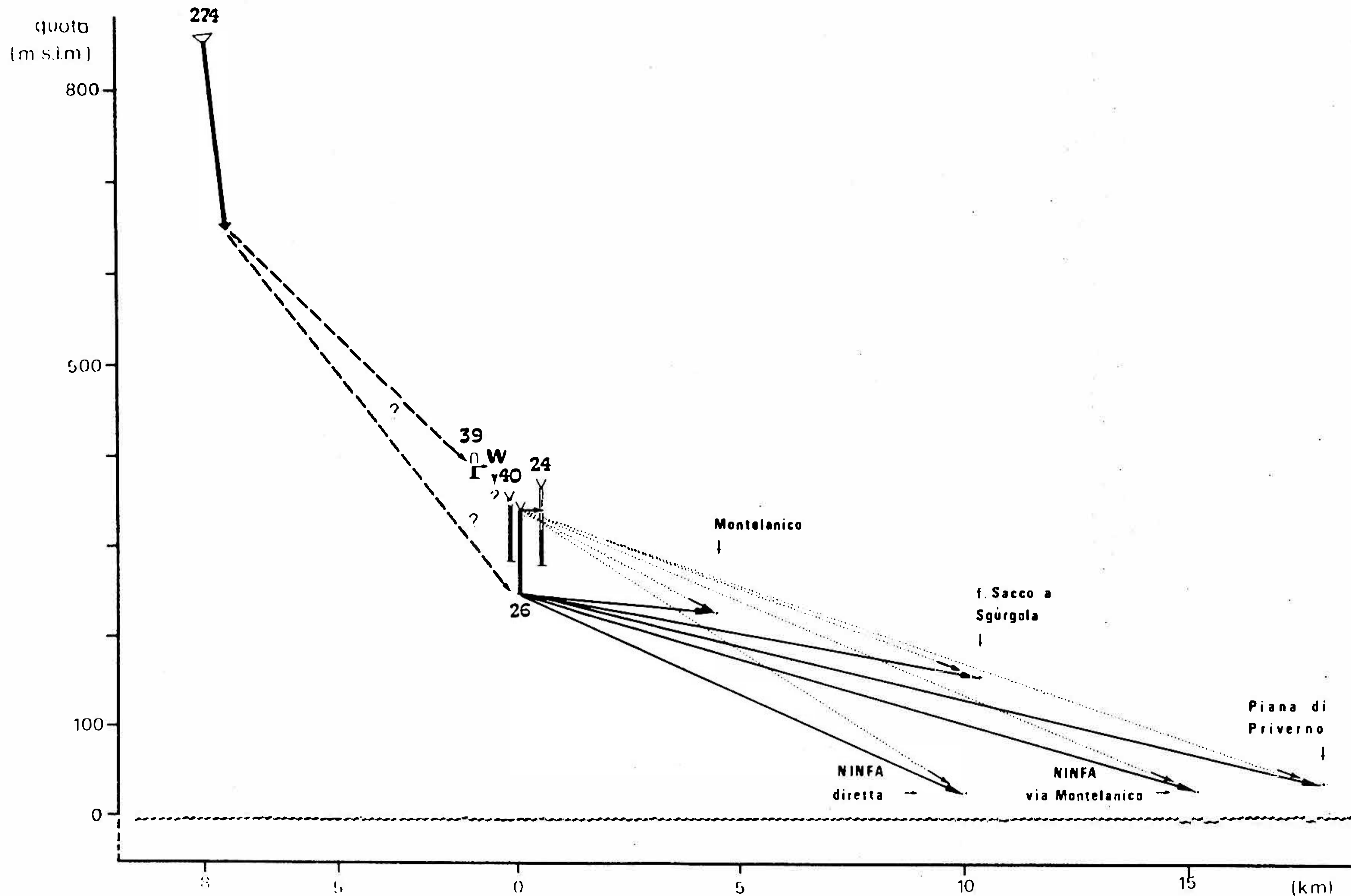


Fig. 4. Dislocazione altimetrica e planimetrica sviluppata dei fenomeni studiati (le grotte sono indicate col n° di catasto, con la loro profondità e il livello max. delle acque) e possibili punti di risorgenza (le distanze sono misurate in linea d'aria — v. anche fig. 1 per il tracciato planimetrico — e le quote, da cui si ricavano le cadenti piezometriche di marga e di piena, evidenziano la posizione nettamente preferenziale della sorg. di Ninfa).

Montelanico-Carpineto (Ouso dell'Isola), si potrebbe pensare che le acque defluiscano verso il Fiume Sacco, intorno a Sgùrgola (Valle Latina), avendo superato lo sbarramento del cuneo di rocce mioceniche impermeabili nel tratto in cui esso risulta interrotto dall'affossamento della valle del Rio. Non sono però note sorgenti di grande portata lungo il margine dei M. ti Lepini verso la valle Latina; potrebbero alimentare un flusso subalveo. E' poco probabile che, invece, le acque proseguano per Montelanico alimentando le sorgenti poste ai piedi dell'abitato: la pendenza di deflusso in magra sarebbe troppo modesta. Risalta invece la posizione della sorgente di Ninfa (perenne, con fortissima portata, che alimenta la città di Latina), posta al margine della pianura Pontina e ad una quota molto più bassa. Pur trovandosi al di là della cresta principale dei Lepini, questa sorgente risulta favorita, oltre che dalla maggiore cadente piezometrica, dalla presenza di una grande linea di disturbo in direzione SW—NE che passa per Ninfa e Montelànico: essa coinciderebbe con un sistema di faglie poco evidenti sulla carta geologica, ma risulta invece molto ben messa in evidenza dalle fotografie aeree dai satelliti (3). Sarebbe invece certo da escludere un deflusso verso la piana di Priverno, riportato in fig. 4 unicamente per mostrare come, non ostante l'assurdità della posizione planimetrica, esso risulterebbe favorito, come cadente piezometrica, rispetto a Montelànico e F. Sacco. Per Ninfa sono state calcolate le cadenti piezometriche secondo due percorsi: quello diretto (molto improbabile) e quello che segue la linea di Carpineto fino a Montelànico, per poi piegare a sinistra verso Ninfa.

La dolina dovrebbe essersi formata in corrispondenza di un canale di risalita, simile a quelli delle 26 e 40 La, ma ancora ostruito in alto da una copertura tufacea. La presenza di depositi tufacei intatti a pochissima distanza dagli ingressi fa pensare che anche l'Omo Morto e Bocca Canalone, benché manchino documentazioni storiche, si siano disostruite da poco tempo (alcuni secoli). Si ha dunque la netta sensazione di essere in presenza di una riattivazione del sistema carsico sotterraneo, con progressivo aumento delle portate di piena e, quindi, riescavazione dei canali ascendenti (antichi condotti Valchiusani?) a partire da quelli in cui la falda è più vicina alla superficie per risalire man mano a monte, a quelli in cui è maggiore il dislivello tra falda e superficie inferiore del deposito tufaceo.

OSSERVAZIONI SUI DEPOSITI DELLA ZONA

Poiché l'insieme dei fenomeni sotterranei porta a conclusioni piuttosto ardite, si sono ricercate conferme approfondendo lo studio delle morfologie esterne (fenomeni carsici, estensione e distribuzione dei ricoprimenti di tufi pleistocenici, vegetazione) e delle caratteristiche salienti delle numerose altre cavità note nei M. ti Lepini.

Si è osservato ad esempio che:

1 — il fenomeno carsico, sia superficiale che sotterraneo, doveva essere completamente sviluppato già prima delle eruzioni pleistoceniche; infatti i tufi incoerenti riempiono tutti i campi carsici superficiali, frammischiandosi alla

terra rossa, le cavità più vicine alla superficie (come si può facilmente osservare lungo i recenti tagli operati per la costruzione delle carrozzabili che salgono verso il M. te Semprevisa), inglobandovi le concrezioni antiche;

2 — le concrezioni attuali, che possono essere ritenute certo successive allo svuotamento delle grotte, dai tufi, sono piccolissime e sembrano iniziate in epoca estremamente recente; al tempo stesso molte concrezioni antiche si presentano in fase degenerativa per latte di monte;

3 — la foresta originale, presumibilmente già in taccata in epoca romana, ha subito un netto regresso 2÷4 secoli fa, contemporaneamente alla espansione dell'agricoltura che, con le colture a terrazze, ha profondamente rimaneggiato il suolo;

4 — l'estensione della copertura tufacea, che inizialmente copriva tutti i rilievi fino oltre 1100 m, è in rapida diminuzione: del tutto scomparsa dove la foresta è cessata da qualche secolo e i pendii sono più ripidi, si nota ora un suo rapido dilavamento dove incidono le opere umane: campi solcati e pinnacoli riaffiorano in molti punti;

5 — la portata dei corsi d'acqua superiormente ai 350 m s. l. m. sembra essere in regresso.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Tutti questi fattori tendono ad indicare che i depositi tufacei prodotti dal vulcanesimo degli Albani ed Ernici (fine Terziario, inizio Pleistocene) abbiano provocato una contrazione della circolazione sotterranea delle acque, fenomeno che si è protratto fino ai nostri giorni: il ripristino di un carsismo attivo appare condizionato dall'asportazione di tale copertura, sostanzialmente impermeabile, e sarebbe fenomeno di questi ultimi secoli, divenuto in questi decenni assai accelerato per l'effetto concomitante di cause naturali e, soprattutto, antropiche. Le conseguenze della riattivazione della circolazione sotterranea sono particolarmente identificabili nella zona studiata perché essa risulta ribassata rispetto al profilo di equilibrio della valle rispetto al quale la falda sotterranea presenta un andamento verosimilmente parallelo.

In prossimità della superficie, la riattivazione del carsismo si traduce in un riaffioramento dei campi solcati, in approfondimento di molti inghiottitoi di varie dimensioni, in una ripresa del concrezionamento (stalattiti tubolari e veli mammellonari).

Queste osservazioni, anche se incomplete e necessitanti di alcune verifiche, sono sembrate abbastanza interessanti e capaci di gettare nuova luce sull'interpretazione di alcuni fenomeni carsici della regione Laziale, tanto che è stato ritenuto opportuno anticiparle rispetto alla conclusione dello studio sistematico generale del carsismo nei M. ti Lepini.

RIASSUNTO

Lo studio dei fenomeni carsici nei Monti Lepini (pre-appennino laziale) e, in particolare, del sistema idrico sotterraneo connesso con alcune cavità situate presso Carpineto Romano, ha condotto a formulare alcune ipotesi circa l'influenza determinata dai ricoprimenti tufacei, dovuti al vulcanismo pleistocenico, sull'evoluzione del carsismo e della circolazione delle acque sotterranee.

SUMMARY

The study of karstic phenomena in Lepini Mountains (Southern Latium, Central Apennines) and, particularly, of underground water flow, related to some caves near Carpineto Romano, lead to express a few hypotheses concerning the influence of tuff covering, due to Pleistocene volcanism, on karst morphology and underground water flow development.

RÉSUMÉ

L'étude des phénomènes karstiques dans les Lépins (pre-Apennin, Latium) et, en particulier, du système des eaux souterraines, qui a été découvert en rapport avec quelques grottes près de Carpineto Romano, suggère la formulation de quelques hypothèses à propos des conséquences induites par le recouvrement de tuf, dont l'origine dépend du volcanisme du Pléistocène, sur le développement des systèmes karstiques et des réseaux souterrains.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., ANGELUCCI A., SIRNA G., 1967: Note illustrative della Carta Geologia d'Italia — Fogli Frosinone e Cassino. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SEGRE A. G., 1948: I fenomeni carsici e la Speleologia del Lazio. Pubblicazione dell'Istituto di Geografia Università di Roma, serie A, n° 7, Roma.
- LECHI G., MARINO C. M., TONELLI A., 1973: L'Italia vista dal satellite. Atlante, sett. 73. Ist. Geogr. De Agostini, Novara (fotografia di pg. 51).
- DOEHRING D. O., VIERBUCHEN R. C., 1971: Cave development during a catastrophic storm in the Great Valley of Virginia. Science 174, pg. 1327—1329.

DIDASCALIE DELLE FIGURE (Copie eliografiche allegate)

Ca 011

KARST GEOMORPHOLOGY AND HYDROLOGY OF THE SIERRA DE EL ABRA S. L. P. AND TAMPS., MEXICO

John Fish

Dept. of Geology

Derek C. Ford

Dept. of Geography

McMaster University Hamilton, Ontario – Canada

This paper is a brief report on a dissertation to describe and relate aspects of the surface and subsurface hydrology and geomorphology of a high relief tropical karst. Most previous works have dealt with surface forms and few detailed cave descriptions and relationships can be found. Other papers will amplify in more detail the subject matter of this summary.

The Sierra de El Abra is located about 120 kilometers west of Tampico in northeastern Mexico. It is an elongate high relief cuesta—like range about 120 kilometers long and 5 kilometers wide. The range itself is covered by a dense forest of scrub trees, cactus, and vines and is essentially uninhabited. The surrounding valleys of non-karstic rocks support many ranches and towns.

A pronounced seasonal climate affects the region. Nearly all the 1200 mm/yr average rainfall occurs during the hot humid months June through September, often coming in the form of intense tropical storms from the Gulf of Mexico. The remaining months range from warm to hot and are normally dry.

REGIONAL GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY

The Sierra de El Abra forms part of the eastern boundary of a Cretaceous paleo-carbonate province, the Valles — San Luis Potosí platform, about 175 kilometers east—west by 250 kilometers north—south. A fringe reef—back reef sequence of limestone with basal dolomite accumulated to about 2000 meters thickness. Within the interior of the lagoon a thick section of gypsum (perhaps 1000 meters) was deposited followed by over 1000 meters of the thick bedded back reef facies of the El Abra limestone (see Bravo, José Carrillo, 1971). Above the El Abra formation was deposited a thick section of thin bedded limestone, marl, and shale which is now found principally in the synclinal valleys. At the close of the Cretaceous and early Tertiary the area was uplifted and intensely folded along north—south axes.

Erosion has subsequently exposed the El Abra limestone on the anticlinal ranges and highlands and a well developed high relief karst has resulted. Non — karstic rocks are found in the synclinal valleys. Spectacular water and wind gaps attest to the long erosional history of the area.

The Sierra de El Abra is a north—south anticline with a belt of reef facies limestone less than a kilometer wide on the eastern margin, a plateau surface of gently dipping thick bedded limestone and a western margin with 10—20 dips.

A prominent erosional scarp of 450 meters sharply separates the range from the coastal plain of shale at less than 100 meters elevation on the east. Intensive fracturing of immense vertical extent during the folding has been especially important for cave development.

SURFACE FEATURES

The surface of the El Abra is nearly structural with some fluvial dissection of the western margin. None of the "typical" forms such as cones and cockpits are present. Pavements are predominant. The spotty soil cover has a large component of decaying vegetation. Numerous collapse depressions up to one-half kilometer across and 100 meters deep with walls grading from gentle slopes to vertical are found. Various types of cave and pit entrances are abundant.

HYDROLOGY AND WATER CHEMISTRY

Nearly all the recharge into the El Abra resurges from two large springs at the foot of the eastern escarpment. The southern spring, El Choy, rises from a 26 meter deep lake in a cave and has an average discharge of 3 CMS (cubic meters per second). The northern spring, El mante, resurges from an oval conduit 10 meters in diameter and averages 8 CMS (discharge data obtained from Secretaria Recursos Hidraulicos, Mexico, D.F.). Numerous small springs, some seasonal, do exist but they are not quantitatively important in the water budget. It is important to note that all the springs are flooded.

Four types of water have been distinguished by their physical and chemical properties. These are: 1. cave lakes, calcium bicarbonate water; 2. small springs, essentially calcium bicarbonate water; 3. thermal sulfurous springs; and 4. big springs, distinguished by very high calcium, magnesium, and sulfate concentrations. Swallet streams and cave drips have not been adequately sampled to classify them but they appear to be mostly calcium bicarbonate.

From the water chemistry data and the regional geology it is apparent that the small springs derive their water locally from the Sierra de El Abra, whereas the big springs obtain a significant portion of their discharge from source areas further west. This is further supported by the fact that the Rio Coy, another large spring in the region with a flow of several CMS, originates from a small dome of a few square kilometers. Thus some water infiltrates ranges far to the west, circulates deeply picking up its calcium sulfate and dolomite solute load and passes through the tectonic structures to the eastern springs. Several other large springs in the region outside the El Abra range have similar chemical characteristics.

During the dry season the large springs maintain a large nearly constant base flow of clear water. Wet season flood pulses often are well over 100 CMS. In one pit, a deep water table lake has a dry season gradient of 1.0 meters per kilometer to El Choy. Infiltration water on the El Abra and swallet streams along the western margin produce a rapid response at the springs. The data indicate an extensive well developed phreas, with a low piezometric gradient, which has large open conduits and is rapidly drained after rains.

CAVES

Caves in the area are best summarized by the cross section model shown in the figure. The relationship of lithology, structure, type of input, topography, and location in the hydrologic system becomes apparent. The eastern face caves are active or paleo phreatic resurgences, some of which are located over 300 meters above the present base level. These caves are either short phreatic fissures of immense vertical extent, with water probably having risen from depth (as at the Choy), or facies guided phreatic conduits. The cave sediments are breakdown, colluvium from skylights, bat guano and phosphates.

Caves of the karst plateau are principally of two types: 1. diffuse vadose shaft inputs or lapies wells, and 2. old slow flow phreatic rooms, fissures and passage segments, extensively altered by breakdown, colluvium, guano and flowstone deposits. The phreatic caves are found up to the highest elevations, about 1600 feet above sea level, of the El Abra and are normally entered through a collapse opening. As indicated by the complex stalagmite growth and resolution phases and passage characteristics, a very long history is recorded here. Segments of phreatic flow loops 300 meters in vertical extent have been found. These were surely formed when the coastal plain (i.e., base level) stood at much higher levels than at present.

Along the western margin several ephemeral streams perched on impermeable rocks have been captured to form extensive complex floodwater caves. There was some phreatic priming but nearly all the enlargement has been by the floodwaters. The caves are relatively horizontal, flowing along strike or against low dips to reach the spring. The accessible portions of the caves show a strong structural and stratigraphic control, and terminate in perched siphons. These caves have many features similar to slow flow phreatic caves due to their floodwater (epiphreatic) character.

CONCLUSIONS

In the Sierra de El Abra it appears that a large percentage of the solution occurs in the subsurface. Large joints permit deep circulation of water in a well developed preas. Stratigraphic and facies control of groundwater movement is apparent particularly in the swallet caves. Intense tropical storms cause large vertical fluctuations of the water table and flush the aquifer.

The caves in the El Abra record the erosion of 400 meters of the coastal plain. They may be placed in a hydrological model which depicts present and past conditions.

The big springs of the El Abra are part of a regional groundwater system encompassing a large portion of the Valles — San Luis Potosi platform.

A c k n o w l e d g e m e n t s. I thank all the members of the University of Texas, Southwest Texas, and Texas A & I grottoes who have helped so much with this project. Special thanks is given to Don Broussard for many summers of help.

BIBLIOGRAPHY

BRAVO Jose Carrillo, 1971: La Plataforma Valles — San Luis Potosi. Boletin de la Asoc. Mexicana de Geologos Petroleros, V 23, no. 1—6, p. 1—102.

Ca 012

О ГЕНЕЗИСЕ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ И ПОДЗЕМНЫХ БАССЕЙНОВ КАРСТОВЫХ ВОД МОЛОДЫХ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Гигинейшвили Г. Н., Кикиадзе Т. З., Табидзе Д. Д.

Академия наук Грузинской ССР, Совет спелеологии, Тбилиси, СССР

В карстовых областях контуры топографических бассейнов, как правило, не совпадают с границами фактических водосборов подземных карстовых вод; установление последних является одной из основных и сложных проблем гидрологии и гидрогеологии карста.

Топографический водосбор крупнейшего карстового источника Кавказа — Мчишты (Черная) составляет 22,4 км², а средний многолетний модуль стока равен 420 л/сек/км². При допущении отсутствия карста в данном бассейне модуль стока теоретически не должен превышать 60 л/сек. Разница между фактическим и теоретическим модулями — 360 л/сек указывает на очень большое несоответствие площадей топографического и подземного водосборов Мчишты. Согласно проведенному комплексному (структурно-литологическому, морфологическому, гидрологическому) исследованию по определению фактического водосбора гигантского карстового источника Мчишты площадь подземного бассейна составляет около 160 км² (Гигинейшвили, Табидзе, 1970). Аналогичные исследования подземных карстовых бассейнов осуществлены и по массиву Арабика западнее бассейна Мчишты (Кикиадзе, Табидзе, 1973).

Несовпадение поверхностных и подземных бассейнов в карстовых областях является результатом их различного происхождения и дальнейшей эволюции.

Топографические бассейны карстовых вод бывают либо структурного, либо эрозионного (эпигенетического) происхождения. В молодых орогенных областях топографические бассейны структурного генезиса имеют широкое распространение. Воздымание карбонатных толщ сопровождается складчатостью и формируются структурные долины. В результате постепенной активизации карстовых процессов эти долины все в меньшей степени подвергаются эрозионной модификации. В условиях отсутствия существенного воздействия других факторов морфогенеза структурные долины на протяжении длительного геологического периода мало изменяют свою первозданную форму.

В карстовой области Большого Кавказа структурные долины представлены на известняковых массивах: Цебельда, Охачкуе, Асхи и др. В случае отсутствия некарстующихся прослоев, препятствующих глубинному развитию карста в недрах структурной долины, контуры последних не определяют границ подземных водосборов (массив Охачкуе). При наличии водоупорной

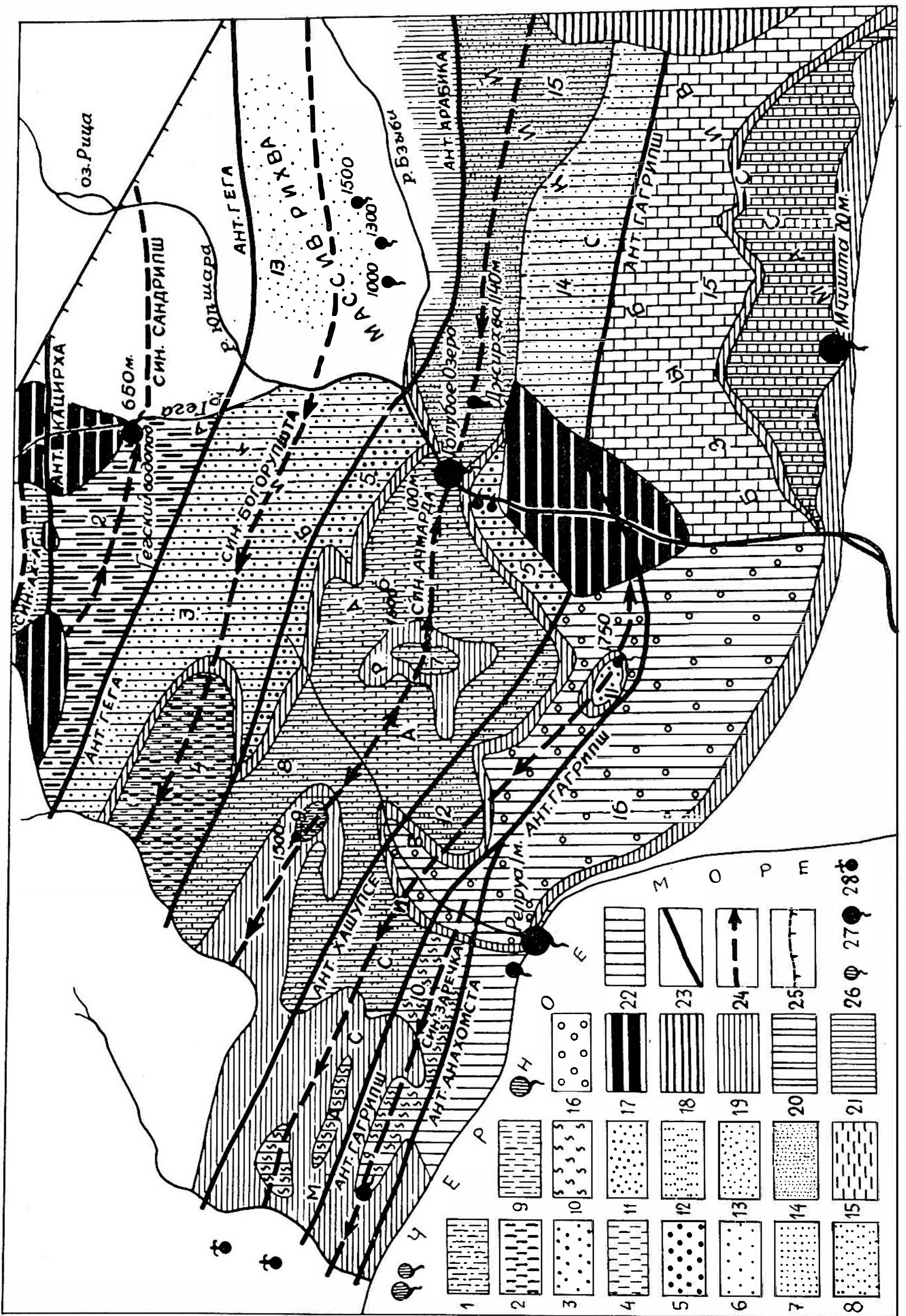


Схема подземных бассейнов карстовых вод северо-западной части Грузинской ССР

Л е г е н д а:

Подземные бассейны: 1. Ах-Аг, 2. Гегский водопад, 3. Богорупшта, 4. Гелгелук, 5. Ачмарда восточная, 6. Голубое озеро, 7. Шабашха, 8. Ачмарда западная, 9. Гюзле, 10. Холодная речка, 11. Мамдзышха, 12. Жовеху, 13. Рихва, 14. Джирхва, 15. Мчишта, 16. Репруа; Водоупорные горизонты: 17. Нижний водоупорный горизонт, порфиритовая свита байоса (мощность 3000 м), 18. Средний водоупорный горизонт, глауконитовые песчаники, мергели и доломитизированные известняки с битумом нижнего неокома (мощность 180 м), 19. Верхний водоупорный горизонт, мергели, глины, туфобрекчии апт-альба и сеномана (мощность 45—250 м); Карстующиеся горизонты: 20. Верхний карстующийся горизонт, толстослоистые известняки турона-сенона (мощность 140—160 м), 21. Средний карстующийся горизонт, толстослоистые известняки баррема (мощность 400—600 м), 22. Нижний карстующийся горизонт, толсто-, средне-, и тонкослоистые известняки лузитан-кимеридж-титона (мощность 1000 м). 23. Антиклинальные складки, 24. Синклинали с указанием их наклона и направления течения подземных водотоков, 25. Сбросы, 26. Карстовые вклюдзы и источники, 27. Субмаринные источники, 28. Артезианские источники.

прослойки контуры поверхностного и подземного водосборов могут совпадать.

Эрозионные долины, позже преобразованные в трюги хорошо представлены на массиве Арабика. Эти долины эпигенетического происхождения, которые после планации на карстующиеся толщи потеряли постоянный поверхностный сток и дальнейшее их эрозионное развитие сильно ограничилось. В настоящее время эти долины нивелируются лишь денудационными процессами. Здесь не обнаруживается никакая зависимость в площадном распространении поверхностных и подземных бассейнов карстовых вод.

В условиях молодого орогена Большого Кавказа формирование подземных бассейнов карстовых вод, по нашим наблюдениям определяется характером складчатости карстующихся горизонтов, некарстующихся толщ, переслаивающихся между ними и подстилающего водоупорного цоколя.

На тех карстовых массивах, структурный план которых определяют нормальные антиклинальные и синклинальные складки, сложенные чередующимися толщами карстующихся и некарстующихся пород, подземные бассейны карстовых вод формируются в синклинальных складках, а антиклиналии служат водоразделами.

Обособленность подземных бассейнов обуславливается степенью выраженности вышеотмеченных структур в толще некарстующихся пород. Эти породы представляют собой водоупорно-экранирующее основание вышерасположенных известняков, в которых формируются подземные бассейны.

Уклон синклинальных мульд определяет направление движения обособленных подземных водотоков.

В районах, где существует неоднократное чередование карстующихся и некарстующихся толщ, смятых в складки, наблюдается наличие этажнорасположенных подземных бассейнов.

Рельеф вносит существенную поправку в описанной системе становления подземных бассейнов. В условиях аструктурного рельефа питание подземных бассейнов, расположенных в нижних этажах бывает сильно ограниченным, так как доступ поверхностных вод в глубину происходит с небольших площадей, приуроченных к местам обнажения соответствующих карстующихся толщ. Ограниченность питания подземных бассейнов нижних этажей усугубляется крутизной склонов карстовых массивов, на которых открываются данные обнажения. Питание подземных бассейнов верхних этажей гораздо обильнее, так как водопримные закарстованные участки занимают большую площадь и порой охватывают обширные плато на гребневых участках карстовых массивов. Вышеприведенные рассуждения подкрепляются наглядным примером массива Арабика (Кикнадзе, Табидзе, 1973). Приуроченность мощных карстовых источников к подошве данного массива указывает не на обильное обводнение нижних этажей карстующейся толщи, а на уклон и размыв синклинальных мульд верхних бассейнов, уводящих воду с верхних гипсометрических уровней к периферии (источник Голубое озеро). В областях несоответствия эрозионных долин, ограничивающих массив, с местами наибольшего погружения обводненных синклинальных мульд образуются подвешенные источ-

ники (Гегский водопад). В условиях моноклиальной структуры склона (юго-западная часть Арабики) в прибрежной полосе Черного моря зоны разгрузки подземных карстовых вод приурочены к подножью массива также, как и на Бзыбском массиве (источник Мчишта), отделенного от массива Арабика долиной р. Бзыби (Гигинейшвили, Табидзе, 1970).

В установлении границ подземных карстовых водосборов кроме гидрогеологических методов решающее значение приобретает гидрологический метод исследования. Анализ стока карстовых источников на фоне четко выраженной закономерности связи стока с высотой местности дает возможность количественной оценки влияния карста на сток. Сопоставлением фактических и теоретических модулей стока достигается определение величины этого влияния, а соответствующими разработками — примерной площади фактического или подземного водосбора. Полученные данные корректируются и уточняются путем окрашивания поглощаемых вод, а также спелеологическими исследованиями.

В результате наших исследований приходим к заключению, что в молодых карстовых регионах (возраст карста Большого Кавказа плиоцен-четвертичный) в процессе формирования подземных бассейнов ведущую роль играет пликративная дислокация, образуя обособленные водотоки, а в условиях более древнего карста — дизъюнктивная дислокация вплоть до полного исключения влияния складчатости; в таких случаях формируются единые уровни карстовых вод.

Из всего вышесказанного следует, что формирование и дальнейшая эволюция поверхностных и подземных бассейнов карстовых вод подчиняется различным и мало взаимосвязанным факторам. Это определяет их площадное несоответствие и как следствие этого — нарушение зонального географического распределения стока.

G. N. Gigineishvili, T. Z. Kiknadze, D. D. Tabidze

ON THE GENESIS OF TOPOGRAPHIC AND SUBTERRANEAN BASINS OF KARST WATERS IN YOUNG OROGEN REGIONS

(ABSTRACT)

The location of subterranean karst water basins is a vital problem of karst hydrology.

As a rule the contours of topographic basins in karst regions do not coincide with the boundaries of the actual drainage systems of subterranean karst waters, that is caused by different genesis of underground and surface basins. The topographic basins of karst areas are either of structural or of epigenetic origin. The development of the last ones is stopped after elimination of protecting layer and karst activization.

The underground basins in folded areas formed in karst strata within the boundaries of synclines, with anticlines as watersheds and with roofs and bottoms of waterproof, screening horizons.

The attachment of subterranean drainage systems to the synclines is proved by coincidence of discharge zones with the washout sites of synclinal troughs.

As a consequence of study of Pliocene and Quaternary karst areas of the Great Caucasus we arrive at the conclusion that in young karst regions, under the process of formation of subterranean basins, the plicated dislocation is of great importance.

ЛИТЕРАТУРА

- ГИГИНЕЙШВИЛИ Г. Н., ТАБИДЗЕ Д. Д., 1970: О подземных водосборах Бзыбского карстового массива (Южный склон Большого Кавказа). Сообщения АН Грузинской ССР, 60, № 1, Тбилиси.
- КИКНАДЗЕ Т. З., ТАБИДЗЕ Д. Д., 1973: О подземных бассейнах карстовых вод известнякового массива Арабика. «Пещеры Грузии», т. 5, Изд. «Мецниереба», Тбилиси.

Ca 013

DIE UNTERIRDISCHEN WASSERWEGE DER HÖHLEN IN DER WESTTATRA – IHRE HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSSE UND EXPLOIATIONSERGEBNISSE

Jerzy Giżejowski

Instytut Geologii Podstawowej U. W.

Andrzej Płachciński

Zakład Nauk Geologicznych PAN, Warszawa – Polen

I. Das westliche Tatragebirge ist das einzige alpidische (Hochgebirgs-) Karstgebiet Polens. Die seit dem XIX Jh., besonders aber in den letzten Jahrzehnten durchgeführten Höhlenerforschungsexpeditionen, haben auf dem verhältnismässig kleinem Gebiet einige Hundert Höhlen entdeckt und erforscht, darunter die Höhlensysteme der Wielka Śnieżna, mit einer Tiefe von 752 m, der Miętusia – 210 m Tiefe und über 5 km Länge. Vom Standpunkt der Höhlenexploration mittels freiem Tauchen können die Höhlen 3 morphogenetische Klassen eingeteilt werden:

1. Vertikale Höhlensysteme mit konstantem Wasserdurchfluß, die mit Endsiphonen geschlossen sind. Hierzu gehören u. a. das Höhlensystem Śnieżna und der Miętusia-Kominen.

2. Horizontale Höhlensysteme mit periodischem Wasserdurchfluss und beständigen unterirdischen Seen. Sie stellen meistens erst in Jüngster Zeit verlassene Höhlenwasserwege oder die Riesenquellen speisende alte bzw. aktive Durchflusshöhlen dar. Hierzu gehören u. a. die Höhlen bzw. Höhlensysteme der Zimna, Kasprowa Nizna und Bystra.

3. Gegenwärtig aktive unterirdische Wasserwege der Flüsse. Diese Höhlen sind meistens klein und besitzen eine detaillierte Dokumentation, die mittels Farbversuchen durchgeführt wurde. (Dąbrowski 1967, Dąbrowski und Rudnicki 1964, 1967).

II. Eingehende karsthydrologische und geomorphologische Untersuchungen der Höhlensysteme des westlichen Tatragebirges haben ergeben, dass man auf dem genannten Gebiet 3 hydrogeologische Einheiten, mit selbstständigen unterirdischen Entwässerungssystemen ausscheiden kann. Im Teilgebiet der Flußtäler der Kościeliska, Miętusia und Mała Łąka und dem Massiv der Czerwone Wierchy hat Rudnicki (1967, s.) zwei hydrogeologische Einheiten ausgeschieden, die ungefähr von W nach E verlaufen und mit den strukturellen (tektonischen) Einheiten übereinstimmen. Das unterirdische Entwässerungssystem ist unabhängig von dem oberflächigen.

Im östlichen Teil des Karstgebietes des Tatragebirges liegt eine dritte, selbstständige hydrogeologische Einheit, die den Massiv von Giewont und die Flußtäler Kasprowa und Kondratowa umfaßt. (Abb. 1.) Unsere Unterwasser-

Abb. 1

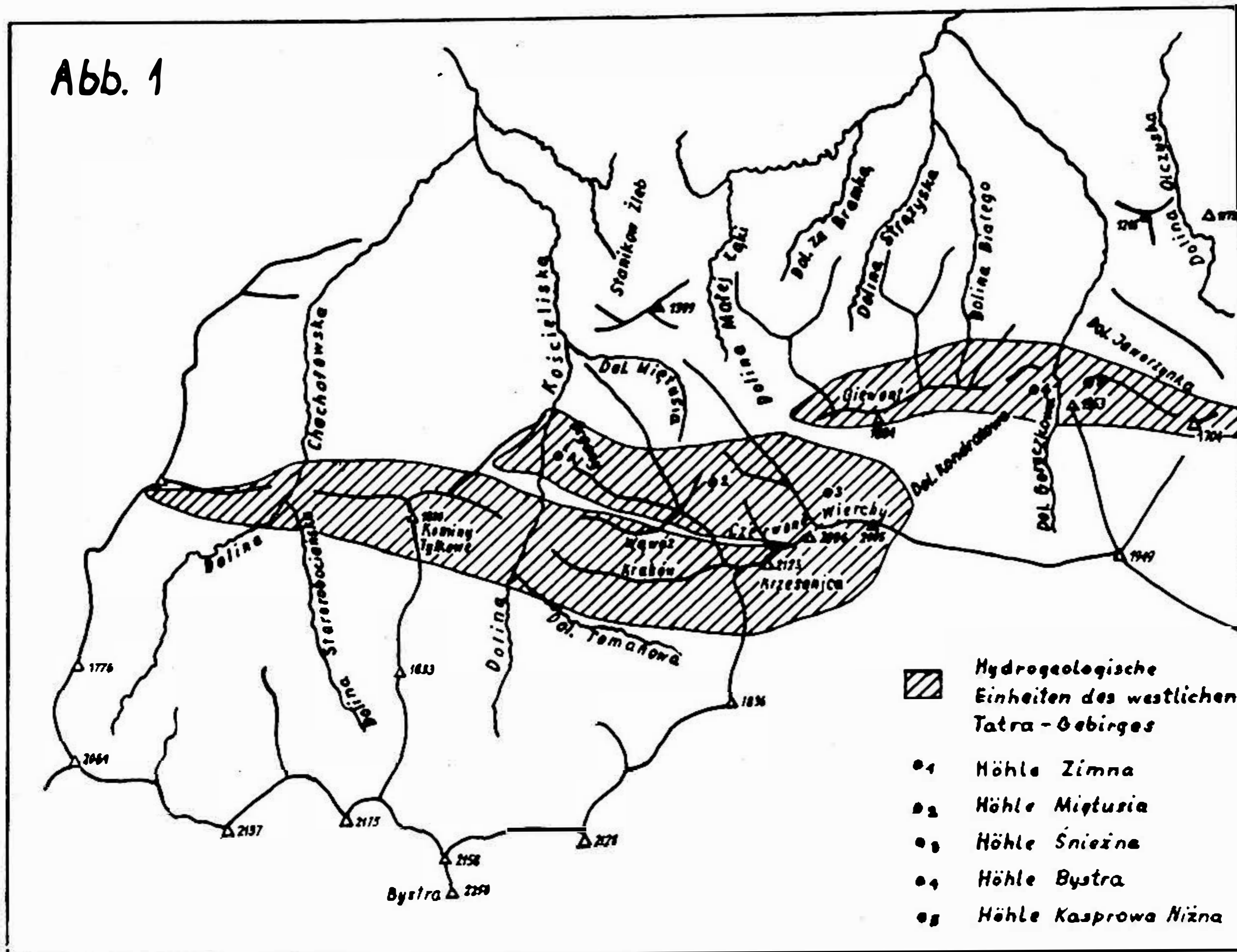


Abb. 1. Die unterirdischen Wasserwege der Höhlen.

Untersuchungen wurden in den Höhlensystemen der II und III Einheit durchgeführt.

DIE HYDROGEOLOGISCHE EINHEIT DER CZERWONE WIERCHY

Diese Einheit umfaßt neben dem genannten Masiv auch die oberen Teile der Einzugsgebiete der Täler: Mała Łąka und Miętusia und den mittleren Teil des Kościeliska-Tales. Gegenwärtig existiert in diesem Teilgebiet nur 1 gut entwickeltes Karstenwässerungssystem — das System des Lodowe Źródło (Rudnicki 1958, 1967). Farbversuche haben gezeigt, daß die Riesenquelle des Lodowe Źródło, die eine Höhlenlage von 987 m besitzt, durch die größten Höhlen der Einheit gespeißt wird:

a) das Höhlensystem der Wielka Śnieżna ist das tiefste Höhlensystem Polens; die Tiefe beträgt 752 m. Der Endsiphon schließt dieses Höhlensystem auf der Höhe von 1063 m ü. d. M., das heißt 76 m über Austrittsstelle des Lodowe Źródło und in einer Entfernung (in Luftlinie) von 3400 m von der Riesenquelle.

Der Siphon-See besitzt einen konstanten Tiefwasserstand. In der Zeit der Tauperiode werden alle Höhlengänge bis zu einer Höhe von 1180 m ü.d.M., d. h. 120 m über dem Niveau des Endsiphones, ersoffen. Zu dieser Zeit besitzt

die Riesenquelle, das Lodowe Źródło eine Schüttung von $7 + 10 \text{ m}^3/\text{sek}$.

Trotz dieser schweren hydrographischen Situation, wurde am 12 Aug. 1972 der Endsyphon erfolgreich überschritten (W. Przybyszewski, 1973). Hinter dem Syphon wurde ein hoher Klufthöhlengang festgestellt. Sein Verlauf liegt in der Verlängerung des Ganges vor dem Syphon. Der Gang ist hydraulisch aktiv. Daraus wurde geschlossen, daß das Kluftsystem, entlang welchem sich der untere Teil der Höhle Śnieżna entwickelt hat, sich weiter kontinuiert.

In diesem Jahr ist eine neue Expedition vorgesehen. Es soll versucht werden in die horizontalen Höhlengänge, die in Richtung der Riesenquelle Lodowe Źródło verlaufen, einzudringen. Wir hoffen, daß wir bei dieser Gelegenheit vielleicht auch neue, bis jetzt nicht bekannte Zuflußsysteme zur Riesenquelle Lodowe Źródło entdecken werden, denn die Möglichkeit einer „trockenen“ Exploration deutet auf die Existenz umfangreicher und gut entwickelter Abflußwege.

b) Das Höhlensystem der Miętusia, umfaßt einige, der Genese und dem Alter nach, verschiedene Gänge. Es wird ein etwas älteres, horizontales System, das ehemaling das Wasser zu einer heute nicht mehr existierenden Quelle führte, und ein jüngeres, vertikales Gangsystem unterschieden.

Tauchforschungen wurden in beiden Gangsystemen durchgeführt. Im horizontalen Gangsystem wurden 2 Syphone überwältigt (Syphon Marynarki Wojennej 1956/57 und Syphon Zielonego Buta, 1962). Dadurch wurden neue Gänge entdeckt, so daß heute das ganze, gegenwärtig zugängliche horizontale Gangsystem, erforscht ist.

Die Exploration der Endsyphonen des vertikalen Gangsystemes der Großen Kominy Miętusiańskie fing im Jahre 1957 an und wurde später in den Jahren 1970, 1971, 1972 fortgesetzt. Dabei wurden neue Höhlenräume entdeckt, die unter dem konstanten Tiefwasserstand des Endsyphones liegen. Von dem Syphon-See führt ein z. T. enger, 30 m tiefer, Schachtgang zu einem großen Gang ($2 + 3 \text{ m}$ Breite, $5 + 6 \text{ m}$ Höhe) mit leicht ansteigender Sohle. Die Sohle ist flach und mit Geröllen bedeckt. Der Gang endet in einem Bündel nicht zugänglicher Karströhren, die wahrscheinlich mit den Ciasne Kominy in Verbindung stehen. Die weitere Exploration mußte in Folge einer Gasvergiftung der Taucher abgebrochen werden (Rutkowski 1972). Die bisherigen Ergebnisse lassen schliessen, daß mit dem Kolektor Odzyskanych Nurów das Niveau der sich gegenwärtig entwickelnden horizontalen Abflußwege in Richtung der Quelle Lodowe Źródło erreicht wurde. Dieses Entwässerungssystem fängt an der Basis der Kominy Miętusiańskie an und es musste einmal enorme Wassermenge geführt haben.

c) Das Höhlensystem Zimna besteht aus 2 horizontalen Höhlengangsystemen, die mit einem ca 100 m tiefen vertikalen Schachtsystem verbunden sind. Nach der Auffassung von Rudnicki (1967) stellt es eine Durchfluß-Höhle, deren Entwicklung mit der sich während der Jungtertiären Hebungs-

periode des Tatragebirges bildenden und zurückschreitenden morphologischen Arbeitskante des Kościeliska Flußtales zusammenhängt. Der obere Höhlenhorizont besitzt den Charakter eines horizontalen Durchflußganges zu einer gegenwärtig nicht mehr vorhandenen Riesenquelle.

Die Hebung des Tatragebirges um ca 100 m und die Aktivisierung der morphologischen Arbeitskante führte zu einer Reaktivierung des unterirdischen Höhlenabflusses, verbunden mit einer Verlagerung des oberen Systems in die Tiefe.

Die Syphonen der Höhle Zimna liegen am Ende des unteren horizontalen Höhlenniveaus, an der Basis der vertikalen Schächten, die die beiden Höhlenniveaus verbinden. Die hydrologischen Untersuchungen haben einen schwachen, episodischen Durchfluß aus dem Massiv nachgewiesen. Das Ziel unserer Unterwasserexploration bestand in dem Nachweis der Existenz weiterer Gänge in dem unteren Höhlenniveau und eventuell auch vertikaler Schächten. Die Tauchuntersuchungen wurden in den Jahren 1957, 1965, 1966 und 1968 durchgeführt. Im Rahmen dieser Exploration wurden drei Syphone entdeckt, von denen der letzte verstopft ist, und ein steil nach oben führender Gang. Die Korrosionskolke dieses Ganges deuten auf ein Durchfluß von oben nach unten hin. Die Zusammenstellung der detaillierten Höhlenpläne erlaubten den Schluß, daß dieser Gang mit den Schächten des oberen Höhlenniveaus in Verbindung stehen kann. Die Ergebnisse der Unterwasserexploration haben wichtige Anhaltspunkte für die oben angegebene genetische Interpretation dieses Höhlensystems gebracht.

Das System der Riesenquellen der Kasprowa und Kondratowa Täler.

a) Die Höhle Kasprowa Niżna. Dies bildet das höhere, etwas ältere Niveau der Riesenquelle Goryczkowe. Wie Farbversuche zeigten (Dąbrowski 1967) bildet die Riesenquelle ein unterirdisches Entwässerungssystem der Hala Gąsienicowa. Im Gegensatz zu den oben erörterten Höhlensystemen, bildeten die Unterwasseruntersuchungen der Höhle Kasprowa Niżna einen Versuch gegen den Strom in das Innere der Riesenquelle vorzudringen. Die Tauchexpedition, die in den Jahren 1959, 1960, 1969, 1970 und 1972, 1973 (J. Giżejowski 1971, A. Płachciński und W. Przybyszewski 1973) durchgeführt wurden, haben die Entdeckung von 5 Syphonen erbracht. Dieser Wasserweg führt zu einem großen Gang der wahrscheinlich den Hauptwasserweg der Riesenquelle darstellt.

Es wurde ein Zufluß aus dem Inneren des Gesteinsmassives entdeckt und ein syphonaler Durchfluß im Syphon Danko. Es ist möglich, daß die weitere Exploration zu der Entdeckung trockener Höhlengänge mit nur gravitativem Durchfluß führen wird.

b) Die Höhle Bystra-Kalacka. Dieses Höhlensystem gehört,

wie das Höhlensystem Kasprowa, der hydrogeologischen Einheit des Giewont-Massives an und bildet das Entwässerungssystem des linken Hanges des Kondratowa-Tales und wahrscheinlich auch des Giewont-Massives. Trotz mehrmahliger Farbversuche besitzen wir noch keine nähere Angaben über dieses System.

Die Entwässerung dieses Systemes bildet die Riesenquelle Bystra, dessen höheres, zum Teil hydrologisch aktives Niveau, die Höhlen Bystra und Dudnica bilden. Im unteren Niveau der Höhle Bystra besteht die Möglichkeit, noch unbekannte Wasserwege zu erreichen. Eine Exploration dieses Systemes ist in näherer Zukunft vorgesehen.

Zum Schluß darf gesagt werden, daß das freie Tauchen als eine Methode der detaillierter Erkundung gegenwärtig aktiver unterirdischer Karstwasserwege aufgefaßt werden kann, der nicht nur eine rein theoretische bzw. naturwissenschaftliche Bedeutung bei der Lösung verschiedener Fragen der Höhlenbildung und Karsthydraulik zukommt. Sie erlaubt auch die Lösung mancher praktischen, für die Wasserversorgung in Karstgebieten wichtiger Fragen und Probleme.

ZUSAMMENFASSUNG

In den 3 hydrogeologischen Einheiten (Abb. 1) des westlichen Tatragebirges existieren gut entwickelte, gegenwärtig aktive Karstentwässerungssysteme. In dem Rahmen ihrer Erforschung wurden in dem Höhlensystem Lodowe Źródło, in der Höhle Zimna und in dem Höhlensystem Wywierzysko Goryczkowe — Unterwasseruntersuchungen im freien tauchen erfolgreich durchgeführt.

Es werden die Ergebnisse der Exploration dieser unterirdischen Karstwasserwege näher erörtert. Sie bildeten oft die Basis einer genetischen Reinterpretation der bisherigen Auffassungen über die Entstehung der genannten Höhlen.

Das freie Tauchen bildet eine zusätzliche Methode für die Erforschung unterirdischer Karstwasserwege und erlaubt deren detaillierte Kartierung und Erkundung und bringt wichtige Anhaltspunkte über deren Hydraulik, Chemismus und Genese.

J. Giżejewski, A. Płachciński

UNDERGROUND FLOWS OF THE CAVES IN WESTERN TATRA MTS HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS AND RESULTS OF UNDERWATER EXPLORATION

SUMMARY

Well developed systems of karst flow exist in the hydrogeological units of the Western Tatra Mts.

Underwater explorations were carried out in the system of the Lodowe Źródło (Wielka Snieżna and Miętusia Caves) in the Zimna Cave and in the system of Goryczkowa — Kasprowa Niżnia.

The system of the Lodowe Źródło is inaccessible from the exurgence side and the investigations were concentrated in the terminal siphons of vertical sectors of the caves of this system. A continuation of the system of gravitational flow was observed in the Snieżna Cave.

In the Miętusia Cave large underground flows exist only slightly elevated over the spring. Main water flows leading to the exurgence were probably attained in the system of the Goryczkowa — Kasprowa Niżnia. It was stated that the water flow of the Zimna Cave is connected with a vertical system connecting the lower horizon with the upper one. This formed a basis to genetic reinterpretation. Free underwater diving activities supported classical hydrological methods and brought about new detailed data concerning the structure of the presently active system of karst drainage.

LITERATUR

- DĄBROWSKI T., 1967: Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich, Acta Geol. Pol., Vol. XVII, no. 4, Warszawa.
- DĄBROWSKI T., RUDNICKI J., 1964: Seminarium Spel. I. Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu. Kielce.
- DĄBROWSKI T., RUDNICKI J., 1967: Wyniki barwień wód krasowych w Masywie Czerwonych Wierchów. Speleologia, Vol. 3, no 1, Warszawa.
- GIŻEJEWSKI J., 1971: Eksploracja syfonów końcowych w Jaskini Kasprowej Niżniej. Speleologia, T. VI, no 1—2, Warszawa.
- PŁACHCIŃSKI A., PRZYBYSZEWSKI A., 1973: Eksploracja ciągów wodnych w jaskiniach tatrzańskich-Miętusiej, Kasprowej Niżniej i Dudnicy, w latach 1971—1973. Speleologia (in press).
- PRZYBYSZEWSKI W., 1973: Nurkowanie w syfonie na dnie Jaskini Wielkiej Snieżnej. Speleologia (in press).
- RUDNICKI J., 1958: Geneza jaskiń systemu Lodowego Zróżła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej. Acta Geol. Pol., Vol. 8, no 2, Warszawa.
- RUDNICKI J., 1967: Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. Acta Geol. Pol., Vol. XVII, no 4, Warszawa.
- RUTKOWSKI M., 1972: MW — 22 (+ Kasprowa Niżnia). Wiercicam no 20. (Bull. Spel. Club Warsaw.). Warszawa.

Ca 014

APPLIZIERTE ELEKTRONIK IN DER SPELÄOLOGISCHEN ERFORSCHUNG

Vojtěch Gregor

Mährisches Museum, Brno, ČSSR

Die komplexe speläologische Erforschung der Karstgebiete ist auf einer Synthese der Erkenntnisse gestellt, die auf der einzelnen anliegenden Wissensgebieten und Disziplinen gebaut ist. Unter diese gehört eine geologische, hydrologische Erforschung, Höhlenmikroklimaerforschung und die Erforschung der physikalischen Parameter des Höhlenmediums. Die moderne Erforschungsmethodik erfordert ein Genaumessen und eine verlässliche Registration von verschiedenen physikalischen Größen und Parameter der untersuchten Vorgänge und ihr schnelle und richtige Auswertung. Die Applikation von Schwachstrom- und Fernmeldeelektronik öffnet hier einen der perspektivsten Wege.

Der Autor befaßt sich schon eine längere Zeit, in den letzten Jahren in der Abteilung für Karstforschung im Mährischen Museum, mit der Entwicklung der Methodik und Gerätetechnik für hydrometrische Messungen (Wasserstandregistration der Karstwasserläufe und Durchflußmessung), klimatische und physikalische Messungen (Temperatur-, Luftdruck-, Feuchtigkeits-, Windstromgeschwindigkeits-, Radioaktivitäts-, Atmosphärenionisationsmessungen u. a.) und weiter mit der Entwicklung der sog. Radiotest-methode (Radiotestierungsmethode), geeignet für eine Oberflächenmappierung der gemessenen expressiven tektonischen Elementen in den Karsthöhlungen.

Der Zweck dieses Berichtes ist, einen breiten Kreis der interessierenden Beschäftigten mit der Messmethodik und den Ergebnissen der Entwicklung der Apparaten für Messungen und Registration der Karstwasserspiegelhöhe und mit den Grundsätzen der Radiotest-methode bekannt zu machen.

Die Messung und Registration der Karstwasserläufespiegelhöhe, bzw. anderen hydrographischen Objekten ist einer der Grundansprüche der hydrologischen Erforschung. Zu diesem Zwecke benutzt man gewöhnlich Schwimmerlimnigraphie auf mechanischem oder neuer auf elektromagnetischem Prinzip. Ein bekannter Nachteil dieser Einrichtungen ist ihre Ungenauigkeit, eine häufige und leichte Störanfälligkeit und ihre Dringlichkeit der regelmässigen Bedienung (Aufziehen der Uhrmaschine, Austausch der Registrationsblankette, Korelation zwischen dem faktischen Stand des Pegels und der Lage des Einschreibgerätes) direkt beim gemessenen Objekt (eine Notwendigkeit von häufigen Abstiegen in die Höhlen u. a.).

Beide unten beschriebene Messverfahren beseitigen die erwähnte Nachteile der mechanischen Limnigraphie. Eine funktionelle Wesenheit des ersten Typs der Wasserspiegelflächemessers ist die Kapazitätsmessung der Spiegelflächen-

höhe. Eine im speziellen Halter vertikal festgehaltene Stange aus einem gut leitfähigen Material (oberflächlich behandeltes Messing) entsprechender Höhe stellt den Kapazitätswandler (Geber) dar. An die Stange ist brühwarm ein 1–2 mm starker Polyethylenumschlag — Dielektrikum des Zylinderkondensators angezogen, dessen resultierende Kapazität von der Höhe der Wässersäule (also der Spiegelfläche) abhängig ist, die die zweite Beklebung des Kondensators darstellt. Der Geber ist in der Vertikalachse eines Dural-Zylinders untergebracht, dessen Kapazität gegenüber der Messungsstange die Arbeitskapazität des Gebers bestimmt, beim wasserlosen Stand der Nullhöhe der Spiegelfläche entsprechend. Die Abhängigkeit der resultierenden Kapazität des Gebers an der Höhe der gemessenen Wasserspiegelfläche ist praktisch linear. Die Wasseradhäsion zur Oberfläche des Polyethylenumschlags ist minimal, die Messung ist also nicht mit einem Fehler belasten, den das Betauen (Ausfällung des atmosphärischen Wassers) an der Oberfläche des nicht untergetauchten Teiles des Gebers verursachen könnte.

Eine längenbeschränkte Leitung — das gleichachsige koaxiale Kabel — schaltet den Geber mit dem transistorierten Kapazitätsmesser durch, der außerhalb der Griffweite des Maximalaufstauens der Hochflutwasserspiegel eingerichtet ist. Eine im ganzen konstante Lufttemperatur in den Höhlen (im Mährischen Karst durchschnittlich 7–9 °C) gestattet die Benutzung einer einfachen Einschaltung des Messers mit Einzelkippschaltung (monostabiler Multivibrator), bei der die Wärmestabilisation des Arbeitspunktes, bzw. eine Synchronisierung der Arbeitsfrequenz durch die Frequenz eines harmonischen mit Kristall gelenkten Oszillator sich als zwecklos zeigte. An einer leicht zugänglicher Stelle sind dann die Stromversorgungsanlagen — NiCd Akkumulatoren eingelagert, die mit dem Messer durch eine im ganzen beliebig lange Leitung durchgeschaltet sind. Auch die Leitungslänge zur Mess- (Zeigermesser) und Registrations- (Punktschreiber) verrichtung ist nicht viel beschränkt — der ohmische Widerstand der Leitung ist ein Teil des seriegründenden Widerstandes des Messers.

Ein funktioneller Prototyp des beschriebenen Limnigraphs war langfristig in einem Probebetrieb im Mährischen Karst — in den Jahren 1968–69 in Jalové koryto (Taupertrog) auf dem Boden des Macocha-Abgrundes (Autor mit der Unterstützung des Geographischen Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften) und in den Jahren 1969–70 im Siphon S 6 in den unteren Etagen der Slouperhöhlen. Die Ergebnisse waren in einer Wechselbeziehung mit einer Voraussetzung — bei maximaler Schwankung des Wasserspiegels 2 m bewegte sich die Genauigkeit des Lesens im Intervall $\pm 0,5$ cm.

Ein anderes Messverfahren der Wasserspiegellhöhe ist mit dem Fakt begründet, dass der elektrische Impuls, durch die Übertragungsleitung vorgehend, wird an der Stelle des sich heftig wechselndes Scheinwiderstandes zurückgeschlagen. Die beschriebene Änderung des Scheinwiderstandes entsteht, wenn sich die Dielektrizitätskonstante der Leitung, z. B. an der Stelle seiner Eintauchung in die Flüssigkeit, ändert. Das Prinzip dieser Methode und der

Grundanschluss des Gerätes nach K. Lindström, H. Kjellander und C. Jonsson (1970) wurde vom J. Humlhans (1971) veröffentlicht.

Als Messleitung wird ein koaxialer Kabel (bzw. eine einlagige schraubenwickelte Spule) angewandt, das an beiden Enden geöffnet wird und vertikal ins hydrographische Objekt, dessen Wasserspiegelniveau wir verfolgen, eingetaucht ist. Die Wassersäule füllt das Kabel in die Höhe des Außenwasserspiegels aus. An dieser Stelle ändert sich der Scheinwiderstand des Kabels und der positive Impuls, aus dem Impulsgenerator kommend, wird in der umgekehrten Phase an der Stelle des Wasserspiegels zurückgeschlagen. Der zurückgeschlagte Impuls wird am Anfang der Leitung durch ein Komparator detektiert. Der Zeitabschnitt zwischen dem Eintritt des Impuls in die Leitung und dem Rückkehr des zurückgeschlagenen Impuls ist der Wasserspiegelhöhe verhältnismäßig. Im Anschluß ist es auch möglich, einen einmaligen Generator zu verwenden, der nach dem Einzug des zurückgeschlagenen Impuls durch ein Komparator in Gang gesetzt wird. Durch diese Rückführung entsteht ein Umfang in dem die Impulsfrequenz durch die Wasserspiegelhöhe im Messkabel bestimmt ist, und die man mit hochgradiger Genauigkeit mit Ziffern messen kann. Der Vorteil der beschriebener Vorrichtung ist eine Unabhängigkeit von den physikalisch-chemischen Eigenschaften der Flüssigkeit.

Die Vorrichtung wurde für die Spezifität des Höhlenmediums hergerichtet und derzeit ist im Entwicklungsabschnitt der Versuchskonstruktion und der Arbeitsprüfungen.

In der Abteilung für die Karstforschung des Mährischen Landesmuseums befassen wir uns auch schon eine längere Zeit mit der Problematik der Funkverbindung im Karstuntergrund, mit besonderer Absicht auf die Problematik der beiderseitigen Verbindung Oberfläche — Untergrund. Mit dieser Problematik hängt in der Speläologie und Speläogeologie eine neue Applikation der Hochfrequenzfernmeldetechnik — sog. Radiotest-Methode zusammen. Die Methode kann zur Verfolgung und zur Oberflächenmappierung von bedeutsamen karstifizierten tektonischen Linien und Klüftungszonen, bewiesenen durch eigene geologische Höhlenmappierung, benutzt werden; und beziehungsweise auch zur Lokalisation der unterirdischen tektonisch praedisponierten Höhlenräumen und zur Verfolgung ihrer Verlängerungen und beiderseitigen Kommunikationen.

Bei größeren (im Mährischen Karst bis 220 m) Mächtigkeiten des Kalkstein-Hängendes über den unbekanntem Karsthöhlungen, oft in mehreren Etagen liegenden und vom labyrinthischen Durchlauf, die tektonische Schablone verfolgend, bringen die klassische geophysikalische Methoden oft schwer lösbare Probleme. Diese gehen z. B. aus der Orientation und aus der Dichtigkeit der Profile oder aus der Interpretation der gemessenen Anomalien in den gegliederten Terrains bei schroffen Lehnen der Karstmuldentäler oder im Terrain mit unbekanntem Mächtigkeiten und Qualitäten der Bedeckungen auf dem karstifizierten Gestein hervor. Die Höhlen des Mährischen Karstes werden systematisch geologisch mappiert in der Abteilung für die Karstforschung im

Mährischen Museum und schon die erste Versuchsarbeitern mit den Radiostationen haben den Verlauf in einigen Höhlen festgestellten tektonischen Störungen bewiesen und die Verfolgung bisher unentdeckten, tektonisch prädisponierten Höhlenverlängerungen hinter dem bekannten Gangabschluss heute mit den Sedimenten verstopften ermöglichten (R. Burkhardt—R. Nesrsta 1970, R. Burkhardt 1971).

Eine Voraussetzung für die Applikation der Radiotest-Methode ist eine Kenntnis des topographischen Durchlaufs des studierten Höhlensystems und seiner Lage unter Berücksichtigung des Terrains. In der Regel ist es das topographische Plan und sein Polygon, auf der Oberfläche projiziert. Mit grösseren Zeitverlusten bei der Vermessung ist es möglich, die Methode auch über den bisher nicht mappierten Höhlenräumen zu verwenden. Die weitere Voraussetzung ist eine vollführte geologische und ausführliche tektonische Dokumentation der Höhle. Diese gewährt die Grunderkenntnisse von der tektonischen Situation im Untergrund, deren Oberflächenprojektion in der Regel die Anomalien (Anhörzonen) kopieren. (Auswahl aus der Literatur: V. Fritsch 1933, 1949; D. Louček 1957).

Die Problematik der Funkverbindung Untergrund — Oberfläche in den Karstgebieten ist beträchtlich spezifisch und in theoretischer Hinsicht in der zugänglichen Literatur nur sehr wenig bearbeitet. Eine Grunderklärung der physikalischen Problematik der Verbreitung der elektromagnetischen Wellen in der Erdrinde (in den Gesteinen) gibt V. Fritsch (1963) und A. Petrovskij (1971).

Man kann im Allgemeinen sagen, daß die sich verbreitende elektromagnetische Wellen in der Erdrinde viel mehr gedämpft sind, als im freien Raum. Die Reichweite hängt vor allem von den geophysikalischen Eigenschaften des Gesteines — des Kalkstein-Hängendes über den Höhlenräumen und vor der Frequenz des zur Verbindung angewandten HF Signals ab. Die Dämpfung wächst mit erhöhter spezifischer Leitfähigkeit des Gesteines und mit gesteigerter Frequenz des Signals. Die spezifische Leitfähigkeit des Gesteines ist durch eine chemische und Mineralzusammensetzung, Porosität, Wasserinhalt und geologisch-tektonischen Bau festgestellt.

Zur Übertragung des Hochfrequenzsignals aus der unterirdischen Karsthöhle auf die Oberfläche kann im Wesentlichen auf drei Arten kommen. Durch die Durchdringung durch das Gestein (die Reichweite ist von den oben angeführten geophysikalischen Eigenschaften des Gesteines — des Kalkstein-Hängendes — dessen Mächtigkeit, und von der Frequenz des Signals abhängig), durch die freien Höhlenräume (Dome, Gänge, Kamine u. a.); durch die verbreitet sich das Hochfrequenzsignal geradlinig und durch eine Reflexion von den Felsenwänden fort. Bei höheren Frequenzen kommt im Laufe des Übertragungsweges zu vielen Reflexionen und damit auch zur starker Absorption durch das umliegende Gestein, so daß die Dämpfung reicht in vielen Fällen einen Wert, der schon nicht erlaubt die Verbindung herzustellen, aber auch längs der tektonischen Störungen und der Klüftungszonen. Es geht offensichtlich

im letzteren Fall um eine Verbreitung der elektromagnetischen Wellen an der Trennfläche zweier verschiedenen physikalischen Medien. Die Verbreitung des Hochfrequenzsignals längs der Klüftungszonen im verschiedenen Grad der Karstifizierung wurde schon vielmals experimentell auf den Klüftungen durch die Kalksteinmassive, auch 120 m mächtige, bewiesen.

Die Ausnutzung von dieser Art der Verbreitung der elektromagnetischen Wellen ist von großer Bedeutung für eine erfolgreiche Realisation der Funkverbindung Untergrund — Oberfläche. Die Grundbedeutung liegt aber in der Ausnutzungsmöglichkeit der erwähnten Verbreitungsart für eine tektonische Analyse des Karstgebietes. Durch die Realisation der Funkverbindung längs der karstifizierten tektonischen Linien kann man im Terrain ihre Oberflächenprojektion verfolgen und ziemlich genau vermessen und ihre Richtung und Neigung festlegen.

Die Vorwahl einer treffenden Frequenz für die Funkverbindung Untergrund — Oberfläche ist nicht nur durch die physikalischen Bedingungen beeinflusst, sondern auch durch die Rechtsvorschriften und Bewilligungsbedingungen im Sinne der Internationalen Vollzugsordnung für den Funkdienst und durch technische Möglichkeiten des Betriebenden. Wenn auch die optimale Trägerfrequenz für den angeführten Verbindungstyp liegt im Ultralang- und Langwellenbereich (mit dem die induktive geophysikalische Methode arbeitet), sind diese nicht für die Radiotest-Methode im hier angeführten Wortsinne geeignet. Die Radiotest-Methode erfordert die Anwendung solcher Frequenz, bei der möglich ist, die Art der Verbreitung längs der tektonischen Klüftungen von anderen Verbreitungsarten zu unterscheiden und die Stelle des Ausganges des Hochfrequenzsignals aus dem Untergrund auf die Oberfläche eindeutig zu lokalisieren.

Als die bestpassende äußert sich die Frequenz im unteren Teil des Kurzwellenbereiches, d. i. die Frequenz 2—4 MHz (150—75 m). Sehr gute Ergebnisse werden auch mit den Kommerzradiostationen der tschechoslowakischen Produktion (Tesla VXW 010 und VXW 100) und Bürgerstationen Tesla VKP 050. Diese Stationen arbeiten mit einer Frequenz von 32—34 MHz, die Bürgerstationen mit der Frequenz etwa 27 MHz. Frequenzen um 30 MHz stellen auch die Obergrenze der verwendbaren Frequenzen vor; eine höhere Frequenz ist dann für angegebene Zwecke ganz unangebracht.

Bei den im Mährischen Karst vorgenommenen Versuchen und Messungen war z. B. erfolgreich die Verbindung zwischen den Partien „Východní řečiště“ (Ost-Flußbett) in den unteren Etagen der Slouper Höhlen und zwischen den Höhlen „Černá propast“ (Schwarzer Abgrund) in den Šošůvka-Höhlen, verwirklicht durch spezielle Transceiver, arbeitende mit der Frequenz 3,7 MHz. Direkte Entfernung beider Standorte ist auf der Karte 150 m. Zur Übertragung des Hochfrequenzsignals durch eine solche Kalksteinmächtigkeit kam offensichtlich längs der parallelen, teilweise karstifizierten tektonischen Klüftungen der Richtung 20° und 50° — 60° , bzw. durch freie Räume, deren Existenz zwischen den angeführten Standorten man voraussetzen kann.

Aus dem theoretischen Gesichtspunkt ist es notwendig, das Experiment in der Hinterkapelle der Neuer Ochozer Höhle zu bemerken. Der erfolgreicher Verbindung ging eine unbedingte Dämpfung über den Partien der Alter Ochozer Höhle und des großen Teils der Neuer Ochozer Höhle vorher. Die beiderseitige Verbindung Untergrund — Oberfläche (mit den Stationen VXW 010/32 MHz) wurde erst über der Hinterkapelle erzielt, die etwa 880 m in direkter Linie vom Höhleneingang situiert ist. Die Mächtigkeit des Kalkstein-Hängenden betrug hier 50—60 m. Die Hinterkapelle ist nach der geologischen Mappierung auf einem System sich kreuzenden Klüftungen angelegt, mit dominierender Betätigung der Klüftungszone von der Richtung 120°. Diese äußert sich ausdrucksvoll.

Die Ergebnisse unserer weiteren Versuche und Messungen zusammen mit der Grundschilderung der angewandten Technik werden wir publizieren (R. Burkhardt—V. Gregor, 1973). Gleichzeitig arbeiten wir mit dem Kollegen M. Princ auf einer Konstruktion der Vorrichtungen entwickelten speziell für die Radiotest-Methode. Es handelt sich um Volltransistor-Radiostationen — Transceiver, arbeitenden mit den Frequenzen 3,5—3,8 MHz und 27—29 MHz. Für die Lokalisation und das Vermessen der Oberflächenanomalien wurde ein Intensitätsmesser des elektromagnetischen Feldes mit Rahmenantenne entwickelt. Er ist mit moderner Schaltungstechnik konstruiert, mit Transistoren FET-Typ und Integrierschaltungen.

In der Abteilung für die Karstforschung des Mährischen Museums bereiten wir derzeit ein weiteres umfangreiches Programm der Radioteste und der Versuchsmessungen vor.

- BURKHARDT R., 1971: Einige neue Methoden in der wissenschaftlichen Karstforschung. Die Höhle, Wien, 22, 3, p. 92—96.
- BURKHARDT R., GREGOR V., 1973: Hochfrequenztechnik in der Karstforschung und in der Höhlengeologie. Im Drucke Slovenský kras 1973, Liptovský Mikuláš.
- BURKHARDT R., NESRSTA R., 1970: Radiotechnika ve speleologii a speleogeologii. Sborník Okresního vlastivědného musea v Blansku, 2, p. 52—57.
- FRITSCH V., 1933: Mitteilung über die Versuche in den Punkva-Höhlen. Hochfrequenztechnik und Elektroakustik, Wien, 41/H6.
- FRITSCH V., 1944: Grundzüge der angewandten Geoelektrik. Wien, 1949.
- FRITSCH V., 1963: Električeskije izmerenija v trechmernih provodnikach priměnitělno k prikladnoj geoelektrike (Verlag). Moskva 1963.
- HUMLHANS J., 1971: Nový způsob měření výšky hladiny kapalin. Sdělovací technika XIX, 3—4, p. 115.
- LINDSTRÖM K., KJELLANDER H., JONSSON C., 1970: A New Instrument for Measurement of Liquid Level. The Review of Scientific Instruments 41, 7, p. 1083—1087
- LOUČEK D., 1957: O použití radia v jeskyních. Československý kras 10, Praha, p. 80—81.
- PETROVSKIJ A. D., 1971: Radiovolnovyje metody v podzemnoj geofizike. Izd. Nědra, Moskva 1971, 224 p.

Ca 015

THE CHEMICAL HISTORY OF SOME CARBONATE GROUND WATERS – CENTRAL APPALACHIANS

Russell S. Harmon

Department of Geology McMaster University, Hamilton, Ontario Canada

A b s t r a c t. Dissolved carbonate species; H_2CO_3 , HCO_3^- and CO_3^{2-} ; in limestone terrains are derived from two sources: an external CO_2 reservoir such as the atmosphere or soil zone, and the dissolution of limestone. Subsequently, the dissolution of limestone may occur either under conditions where the water is always in continuous contact with the CO_2 reservoir; or where the water is initially in contact with the CO_2 reservoir, but isolated from it before limestone solution commences.

A theoretical model relating bicarbonate ion (HCO_3^-) and calcium ion (Ca^{2+}) to pH at various equilibrium carbon dioxide partial pressures (P_{CO_2}) has been derived for the dissolution of limestone under these two end-member cases. This is based upon ion activities rather than less quantitative techniques utilizing ion concentrations.

The chemical compositions of recharge waters and spring discharge waters from three typical Appalachian karst drainage basins have been compared with the theoretical models to determine the chemical evolution of the waters. This comparison suggests that most limestone dissolution in conduit-type drainage networks occurs in direct, continual contact with CO_2 reservoir of partial pressure approximately an order of magnitude greater than that of the average atmosphere, whereas most limestone dissolution in diffuse-type drainage networks occurs after isolation from a CO_2 reservoir of even greater CO_2 partial pressure.

INTRODUCTION

Trombe (1952), Holland and others (1964), Thrailkill (1968), and Langmuir (1971) have all discussed models for the dissolution of limestone in terms of Ca^{2+} and HCO_3^- concentration, pH, and/or CO_2 partial pressure. These models were all constructed utilizing ion concentrations rather than ion activities which may be up to several tens of percent less than ion concentrations. In this paper a model for the dissolution of limestone is developed in terms of bicarbonate ion activity, calcium ion activity, and pH for a series of equilibrium CO_2 partial pressures also taking into account the effects of ion pairing on the solubility of calcite. Recharge waters and ground-water discharge from three typical Appalachian karst basins are compared with this theoretical model and the chemical evolution of the waters discussed.

LIMESTONE SOLUTION MODELS

In limestone terrains the dissolved species H_2CO_3 , HCO_3^- , and CO_3^{2-} are derived primarily from two sources: (1) an external CO_2 reservoir such as the atmosphere

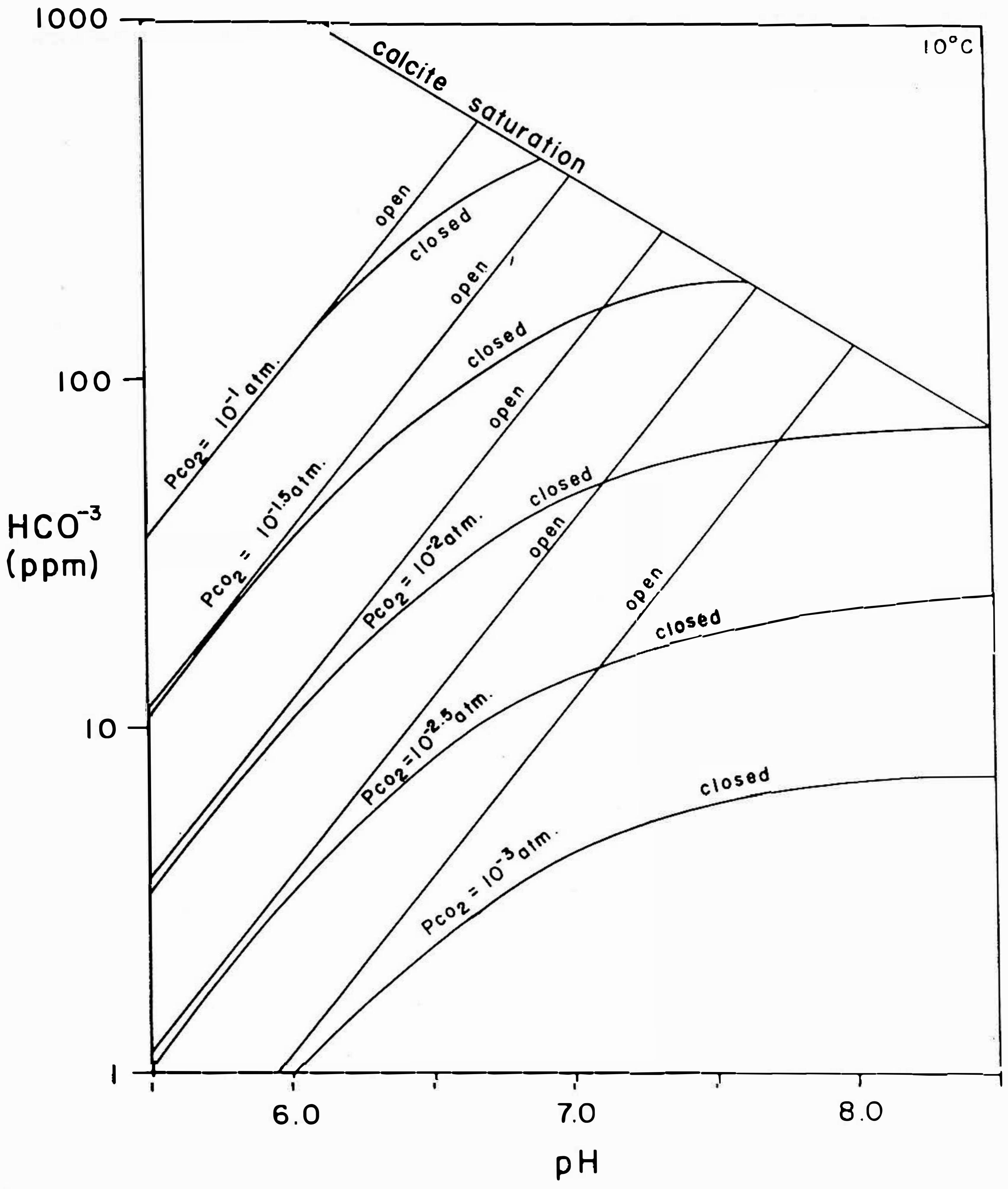


Fig. 1.

or soil zone, and (2) the dissolution of limestone. Garrels and Christ (1965) have discussed the five sets of conditions that may be considered the possible ones under which limestone dissolution may occur in most situations of geologic interest. Those two cases which are applicable to the hydrogeologic conditions present in karst terrains are (1) the dissolution of limestone by pure water in contact with a certain CO_2 reservoir of constant partial pressure, and (2) the dissolution of limestone by pure water initially in contact with a CO_2 reservoir

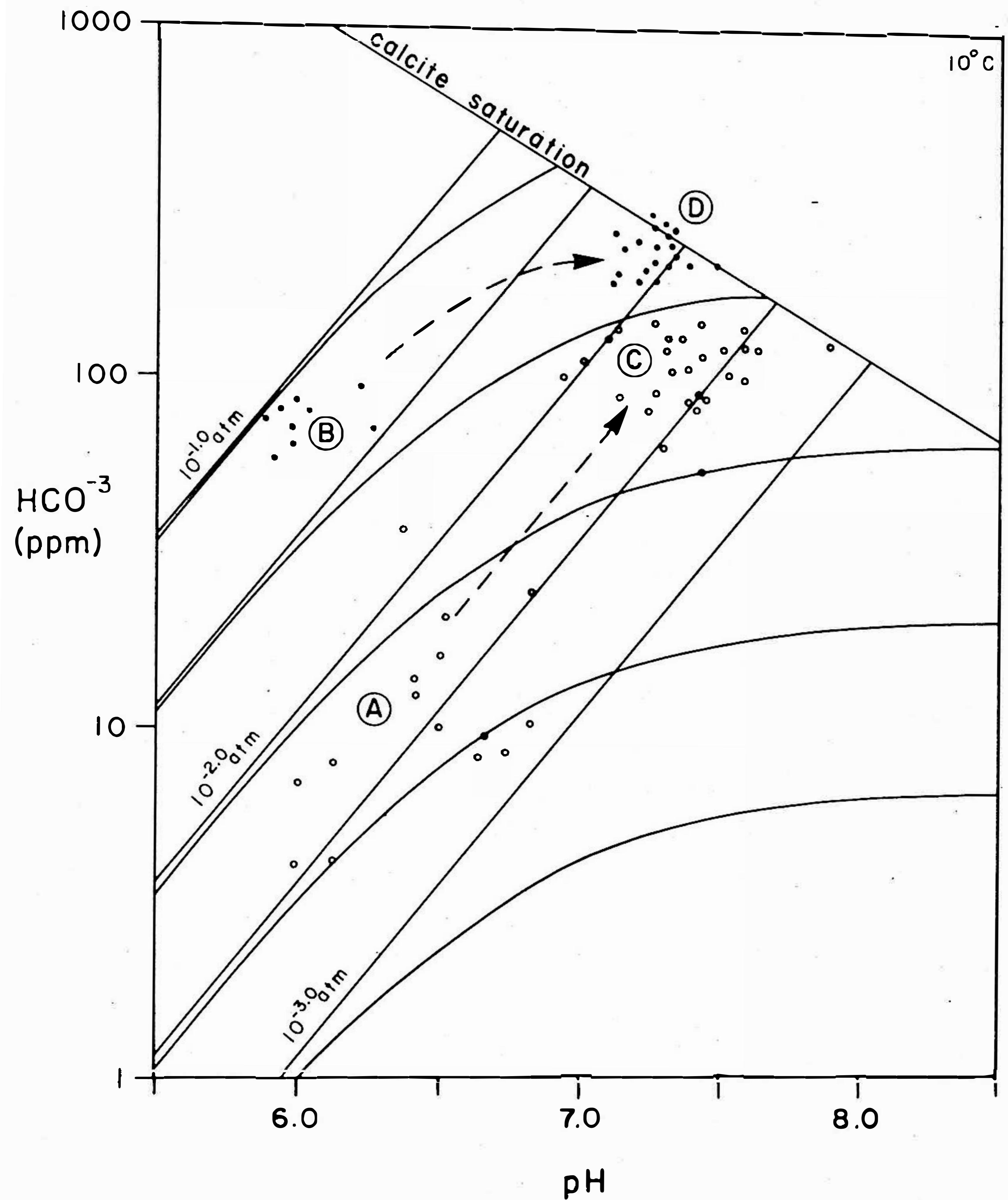


Fig. 2.

of fixed partial pressure, but isolated from that reservoir before limestone dissolution commences. The two cases are termed the “open” and “closed” system cases respectively. It should be emphasized, however, that these two extremes represent limiting or end-member cases, and that any natural situation is most likely to be of an intermediate nature.

The chemical equilibrium expressions for the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ are summarized as follows:

$$\begin{aligned}
(1) \quad K_w &= [\text{H}^+] [\text{OH}^-], \\
(2) \quad K_{\text{CO}_2} &= [\text{H}_2\text{CO}_3]/P_{\text{CO}_2}, \\
(3) \quad K_1 &= [\text{H}^+] [\text{HCO}_3^-]/[\text{H}_2\text{CO}_3], \\
(4) \quad K_2 &= [\text{H}^+] [\text{CO}_3^{2-}]/[\text{HCO}_3^-], \\
(5) \quad K_c &= [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}],
\end{aligned}$$

where brackets denote the activity of the enclosed species. The recommended values for these constants from 0° to 30°C are listed in Jacobson and Langmuir (1972).

The basic approach used in constructing the chemical model involves computing the chemical composition that a pure water will acquire when equilibrated with a CO₂ reservoir of a certain partial pressure. The water is then permitted to dissolve limestone (CaCO₃) under either “open” or “closed” system conditions under saturation with respect to calcite is achieved.

The chemical composition of a water in equilibrium with a certain CO₂ reservoir is determined as follows. For a given CO₂ partial pressure and selected initial pH, the ion activities of the carbonate species can be computed from equations 2–4. Initially assuming ion concentrations (molalities) to equal ion activities, activity coefficients (γ 's) are estimated from the extended Debye-Hückel expression

$$(6) \quad -\log \gamma_x = \frac{A Z_x^2 \sqrt{I}}{I + a_x B \sqrt{I}},$$

where A and B are constants for a given temperature and pressure, the constant a_x is a function of the effective diameter of a specific ion “ x ” in the solution, and Z_x is the charge of that ion. The values used for these constants in the computations are those recommended by Klotz (1964). The ionic strength of the solution is then determined from the theoretical expression

$$(7) \quad I = \Sigma (m_x z_x^2)^{\frac{1}{2}}.$$

The activity coefficients thus obtained are then used to compute molalities according to the relationship

$$(8) \quad [x] = \gamma_x m_x$$

where m_x denotes the concentration of species “ x ”. A second, new ionic strength is then determined, and a new set of refined γ 's computed. This iterative procedure is continued until the ionic strength remains constant. Concentrations of the various dissolved carbonate species are then determined directly from the relationship

$$(9) \quad mC_T = m\text{H}_2\text{CO}_3 + m\text{HCO}_3^- + m\text{CO}_3^{2-}.$$

1. The Open System Solution of Limestone

For the “open” system case a small amount of limestone is dissolved by

incrementing pH, the activities of OH^- , H_2CO_3 , HCO_3^- , and CO_3^{2-} determined from equations 1–4, and Ca^{2+} concentrations computed from the condition of electroneutrality, where

$$(10) \quad m\text{Ca}^{2+} = \frac{1}{2} (m\text{HCO}_3^- + 2m\text{CO}_3^{2-} + m\text{OH}^- - m\text{H}^+).$$

Ionic strength and new activity coefficients are then estimated and refined by iteration, and molalities of the carbonate species determined. This procedure is continued for a series of increasing pH values up to the point of calcite saturation ($SI_c = 0$), where the calcite saturation index SI_c (Jacobson and Langmuir, 1972) is defined according to the expression

$$(11) \quad SI_c = \log \left(\frac{[\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}]}{K_c} \right),$$

where the ion activity product $[\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}]$ is corrected for the ion pairs CaHCO_3^+ and CaCO_3° (Wigley, 1971).

The results of a series of such computations for pH vs HCO_3^- and Ca^{2+} over the range $P_{\text{CO}_2} = 10^{-1}$ to 10^{-3} atm. are shown in Figure 1 and indicate the changes occurring in the chemical composition of a pure water as limestone is dissolved under “open” system conditions at these different CO_2 partial pressures. For example, a water which dissolves limestone in the presence of a CO_2 reservoir of 10^{-2} atm. will, at pH = 5.50, have an HCO_3^- concentration of 3.5 ppm and Ca^{2+} concentration of 1.1 ppm. Upon continued dissolution HCO_3^- and Ca^{2+} concentrations are 35 ppm and 11 ppm respectively at a pH of 6.50. The water finally becomes calcite saturated ($SI_c = 0$ and limestone dissolution ceases) at pH = 7.36 at which point $\text{HCO}_3^- = 252$ ppm and $\text{Ca}^{2+} = 82$ ppm.

2. The Closed System Solution of Limestone

In the “closed” system case the chemical changes during limestone dissolution are determined as follows. A pure water is equilibrated with a CO_2 reservoir of certain partial pressure and the concentrations of the resultant dissolved carbonate species computed from equation 9. The water is then isolated that CO_2 reservoir and a small amount of limestone dissolved by incrementing pH. The total dissolved carbonate in solution (mC_T') must then be equal to the total carbonate species in solution before limestone dissolution (mC_T) plus the carbonate species derived from the dissolution of CaCO_3 which must equal $m\text{Ca}^{2+}$. Hence,

$$(12) \quad mC_T' = m\text{Ca}^{2+} + mC_T = m\text{Ca}^{2+} + m\text{H}_2\text{CO}_3 + m\text{HCO}_3^- + m\text{CO}_3^{2-}.$$

Initially ion activities and molalities are assumed equal and accurate molalities then computed by iteration as previously described. The pH value is then increased by a further small amount and new, accurate molalities determined. This procedure is continued until saturation with respect to calcite ($SI_c = 0$) is achieved.

The results of a series of such computations for pH vs HCO_3^- and Ca^{2+} over the range $P_{\text{CO}_2} = 10^{-1}$ to 10^{-3} atm. are shown in fig. 1. The model indicates

that a water which dissolves limestone under "closed" system conditions after equilibration with a CO_2 reservoir of 10^{-2} atm. will attain respective HCO_3^- and Ca^{2+} concentrations of 1.1 ppm and 0.3 ppm at $\text{pH} = 5.50$; $\text{HCO}_3^- = 16$ ppm and $\text{Ca}^{2+} = 5$ ppm at $\text{pH} = 6.50$, and $\text{HCO}_3^- = 65$ ppm and $\text{Ca}^{2+} = 21$ ppm at $\text{pH} = 8.54$ when calcite saturation is reached.

Because the differences in chemistry for water dissolving limestone under the "open" and "closed" system conditions are substantial and increase with decreasing initial CO_2 partial pressure, it should, under the right circumstances, be possible to determine which set of conditions has most affected a carbonate spring water during its passage through a limestone aquifer.

RESULTS AND DISCUSSION

As pointed out by Shuster and White (1971) and Drake and Harmon (1973) ground water flow networks in the Appalachians tend to be of two basic types; either 1. the conduit flow system or 2. the diffuse flow system. Conduit flow systems are visualized as consisting of turbulent flow through a network of large pipes and tubes. The cave-spring systems are generally located in the vadose zone and tend to act as discharge points for locally derived drainage. Their discharge is usually low and highly variable. Diffuse flow systems, on the other hand, are conceived as consisting of diffuse seepage in laminar flow along interconnected series of joints, fractures, and bedding planes. These systems commonly discharge from the phreatic zone and tend to act as points of regional ground water discharge. Their flow volume can be large or small, and is usually very stable.

The $\text{pH} - \text{HCO}_3^-$ relationships for several recharge waters and discharge waters for three typical Appalachian karst drainage basins are compared with the theoretical model in fig. 2. The sinking stream and soil waters labelled Type *A* are known to recharge the conduit type springs here designated Type *C*. Similarly, the soil waters classed Type *B* recharge the diffuse type springs labelled Type *D*. From the figure it is seen that the path *A-C* generally falls within the boundaries of the $10^{-2.0}$ to $10^{-2.5}$ atm. "open" system P_{CO_2} lines, whereas the path *B-D* roughly follows a path between the $10^{-1.0}$ and $10^{-1.5}$ atm. P_{CO_2} lines for the "closed" system.

Thus it can be seen that most limestone dissolution in conduit type drainage networks occurs in prolonged contact with a CO_2 reservoir of about $10^{-2.5}$ atm (mean atmospheric $P_{\text{CO}_2} = 10^{-3.5}$ atm), whereas most limestone dissolution in diffuse type drainage systems occurs after equilibration with and later isolation from a CO_2 reservoir with partial pressure greater than 100 times the atmospheric value. This result could have been predicted considering the hydrogeologic nature of these two kinds of drainage systems. Conduit type systems, consist of turbulent flow through vadose networks of large tubes and thus commonly have a free-air surface. Thus continuous replenishment of the CO_2 lost through limestone dissolution from the overlying soil zone is to be expected via air filled fractures, joints, and fissures intersecting these shallow caves. Diffuse type

systems are, however, phreatic and thus do not have a free-air surface where CO₂ replenishment can occur. One would therefore expect limestone dissolution in diffuse flow networks to occur under conditions approximating those of a "closed" system.

A c k n o w l e d g e m e n t s

Sincere thanks are due T. M. L. Wigley, J. J. Drake, and D. C. Ford, for their critical review of this manuscript. Stimulating conversations with R. L. Jacobson and W. B. White also added significantly to the theoretical aspects of the work. The funding for the research was provided by a grant from the Pennsylvania State University, Section of Mineral Conservation.

REFERENCES

- DRAKE J. J., HARMON R. S., 1973: Hydrochemical environment in carbonate terrains. Water Resources Research. (In press.)
- GARRELS R. M., CHRIST C. L., 1965: Solutions, Minerals, and Equilibria. Harper and Row, New York.
- HOLLAND H. D., KIRSIPU T. V., HUEBUER J. S., OXBURGH U. M., 1964: On some aspects of the chemical evolution of cave waters. J. Geol. 72: 36—37.
- JACOBSON R. L., LANGMUIR D., 1972: An accurate method for calculating saturation levels of ground waters with respect to calcite and dolomite. Transactions of the Cave Research Group of Great Britain, 14: 104—108.
- KLOTZ I. M., 1964: Chemical Thermodynamics. W. K. Benjamin, New York.
- LANGMUIR D., 1971: The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. Geochemics Cosmochimics Acts 35: 1023—1045.
- SCHUSTER E. T., WHITE W. B., 1971: Seasonal fluctuations in the chemistry of carbonate springs. A possible mean of characterizing carbonate aquifers. Hydrol. 14: 93—128.
- THRAILKILL J. V., 1968: Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. Geol. Soc. Bull. 79: 19—46.
- TROMBE F., 1952: *Traité de Speleologie*. Paris.
- WIGLEY T. M. L., 1971: Ion pairing and water quality measurements. Can. J. Earth Sci. 8: 468—476.

Ca 016

GEOCHEMISTRY OF KARST WATERS IN NORTH AMERICA

Russell S. Harmon

Department of Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada,
Cave Research Foundation

John J. Drake

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

John W. Hess

Cave Research Foundation, Department of Geosciences, The Pennsylvania State University,
USA

Roger J. Jacobson

Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, USA

Derek C. Ford

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

William B. White

Cave Research Foundation, Department of Geosciences, The Pennsylvania State University,
USA

John Fish

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

Julien Coward

Department of Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario,
Canada

Ralph Ewers

Department of Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario,
Canada

James Quinlan

National Park Service, Mammoth Cave, Kentucky, USA

A karst water can be characterized by its chemical constitution. Of the various quantities obtained from chemical analysis and from calculations from the chemical analysis, the most useful are total hardness (calculated from either $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ or from HCO_3^- , saturation index (defined as $\log [\text{ion activity product/solubility product}]$) and theoretical CO_2 pressure (calculated from pH and HCO_3^-). Hundreds of data sets have been collected from karst springs and seepage waters from Canada, United States, and Mexico. These data show a large variation which can be separated into contributions from [the effect of hydrogeologic setting] + [short term seasonal effects] + [climatic effects]. The first two terms dominate the variance, and climatic influences are easily disguised. Multiple linear regression analysis allows the variance to be separated, and climatic controls on the chemistry of karst waters can be identified. By clustering data within homogeneous climatic zones and averaging these, linear relations between hardness and mean temperature can be obtained with R-factors better than 0.9.

INTRODUCTION

The relation of solutional removal of limestone to climatic factors has proved to be very much a non-trivial problem. The investigation turns on a seemingly simple question: Does the maximum rate of solution take place under arctic climates where the CO_2 solubility in water is higher, or does it take place in tropical environments where greater biological activity produces more CO_2 ? Related, of course, would be a whole series of ancillary questions: the influence of temperature on the kinetics of carbonate reactions which would promote a closer approach to equilibrium in warm or hot climates; the increased length of the growing season in the tropics and thus a proportionally longer time for the production of CO_2 ; and finally the presence of thicker and richer soils which would allow more contact between gaseous CO_2 and infiltrating water. Measurements of chemical parameters, although many have been made, lead to rather equivocal results. We hope to show that these uncertainties arise because of an inadequate separation of the many factors that influence the chemistry of carbonate waters.

The paper that we give here is the second report on a joint McMaster University-Pennsylvania State University effort to understand the chemistry of the carbonate waters of North America with a sampling program that extends from Canada to Mexico. The first report, given at the International Symposium on Karst Denudation at Oxford (Harmon et al., 1972) emphasized the importance of the "karst water type". In the present paper we provide further evidence for the "karst water type" and also the influence of seasonal variations and the importance of indexing the hydrogeologic environment. Having these factors in mind, we then take up the matter of climatic controls on carbonate water chemistry. The factoring techniques are now sufficiently refined to demonstrate statistically valid relations between various chemical parameters and regional temperatures.

CARBONATE WATER DATA

First consider briefly the parameters that are used to describe karst waters: Directly measured parameters include measured concentrations of Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- temperature, and pH. The ionic concentrations can be used alone or can be expressed as a Ca + Mg hardness or a bicarbonate hardness, both expressed in terms of effective concentration of CaCO_3 in solution. The ratio Ca/Mg is useful in indexing limestone and dolomite waters. pH has proved to be a poor parameter to use directly, but its value must be known precisely to calculate the derived parameters. The derived parameters that we have found to be most useful are the saturation index and the theoretical carbon dioxide partial pressure. Saturation index (Langmuir, 1971; Jacobson and Langmuir, 1972) is defined as the logarithm of the ratio of the ion activity product of Ca^{++} and CO_3^{-2} to the solubility product constant of CaCO_3 . By this definition the saturation index will be zero for a water at equilibrium with respect to calcite, positive for a super-

saturated water, and negative for an undersaturated or aggressive water. The theoretical P_{CO_2} is the partial pressure of CO_2 in the gas phase that would be in equilibrium with the water in question. Since CO_2 exchange is sluggish, this number has little relation to the actual gas phase over the water at the time of collection, but it does provide a minimum carbon dioxide level with which the water must have adjusted during some portion of its route.

Our sources of data are two-fold. The first is a tabulation of accurate water analyses that include precision pH measurements at the collection site. Some of these have appeared in publications and theses of the various co-authors, some have been prepared solely for this project, and some have been chosen from the literature (Alexander and Patman, 1969; Ford, 1971; Harmon, 1971; Hendrickson and Krieger, 1964; Holland et al., 1964; Jacobson and Langmuir, 1970; Langmuir, 1971; Leifeste and Lansford, 1968; Rawson, 1968; Reeves, 1967, 1969; Thrailkill, 1970). Our master data set now contains more than 300 analyses of spring waters alone. Secondly, we make use of available analyses published by government agencies such as the U.S. Geological Survey, State Geological Surveys and State Water Resource Agencies. For the most part, these do not include reliable pH determinations, and we can utilize only the hardness data without benefit of the derived parameters.

FACTORS INFLUENCING WATER CHEMISTRY Karst Water Types

In our earlier report, we offered evidence that waters within a carbonate aquifer should be segregated according to their environment. We have re-examined this question and the new results are shown in tab. 1. We identify seven categories of "types" of karst waters. Surface recharge is taken from streams that flow from noncarbonate border lands and sink into the aquifer. Soil waters are collected by lysometers at shallow depths in the soil, above the active rock-weathering zone. Vadose flows are waters collected in caves from open fissures and vertical shafts. Vadose seeps are drip waters in caves, often taken from the

Tab. 1

Comparison of water types for 249 analyses from the North-Central Appalachian Mountains. Numbers in parenthesis are the standard deviations

	Ca ⁺⁺ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	SI _c	Log P _{CO₂} (atm)	Number of samples
Surface Recharge	8 (6.6)	30 (33)	-2.66 (1.24)	-2.73 (0.75)	25
Soil Water	14 (7.4)	101 (42)	-2.58 (0.56)	-0.97 (0.29)	11
Vadose Films	33 (10)	106 (37)	-0.76 (0.36)	-2.48 (0.35)	78
Vadose Seeps	58 (21)	430 (94)	+0.61 (0.24)	-2.37 (0.11)	12
Ground Water	51 (16)	212 (35)	-0.23 (0.17)	-2.22 (0.30)	42
Discharge (Springs)					
Ground Water	67 (25)	285 (81)	-0.13 (0.11)	-2.00 (0.40)	52
Storage (Wells)					
Surface Runoff	42 (10)	143 (38)	+0.07 (0.49)	-2.89 (0.43)	29

tips of stalactites. Ground water discharge is the water issuing from karst springs. Ground water storage is water taken from wells drilled into the carbonate rock and with a few exceptions must represent the diffuse ground water body. Finally, surface runoffs are the surface streams that carry the drainage away from the carbonate aquifer.

Two direct parameters and two derived parameters averaged within each type for some 249 analyses are shown in tab. 1. It can be seen that although no one factor adequately characterizes the water, a consideration of all four parameters leads to a rather exact classification. This is confirmed by discriminant analysis (Drake and Harmon, 1972) which indicates that the categories listed are largely independent. The most uncertainty in classification is with respect to the last three types which, of course, are often mixtures of each other. To a very good degree of precision, we can use the total set of parameters as a chemical signature to classify water types. Obviously, correlations between chemical parameters and climatic or other variables should be made only for waters within the same type. Our further analysis considers only waters from springs and to a lesser extent, waters from wells.

Hydrogeologic Environments

Perhaps the next most important factor is the geologic situation of the aquifer from which the water samples are removed. By the term "hydrogeologic environment" we mean the complete assemblage of lithology, structure, stratigraphy and topographic relations of the carbonate rocks. For a complete analysis, these factors would need to be quantified by some sort of statistical measures and to date this has not been done.

Tab. 2 summarizes measurements made on waters from three aquifers that occur in the 2000 meters of carbonate rock that make up the Nittany Valley of Central Pennsylvania (Shuster and White, 1971; Jacobson, 1973). Nittany Valley is a breached anticline some 15 kilometers in width. It is floored with carbonate

Tab 2

Comparison of hardness and CO₂ pressures for well and spring waters from different aquifers in Nittany Valley. Well data are averaged from Jacobson (1973). Spring data are from Shuster and White (1971)

	Number of Analyses	Ca + Mg as CaCO ₃ (ppm)	Log P _{CO₂} (atm)	σ
Wells in Limestone	6	305	-1.77	0.48
Wells in Beekmantown Dolomite	25	312	-1.78	0.25
Wells in Gatesburg Dolomite	13	162	-2.58	0.5
Limestone Springs with Conduit Flow	129	129	-2.46	
Limestone Springs with Diffuse Flow	35	245	-2.13	
Beekmantown Dolomite Springs	35	215	-2.41	
Gatesburg Dolomite Springs	17	126	-3.02	

rocks and bounded by mountain ridges of sandstone and shale that rise some 300 meters above the valley floor. The three distinct aquifers are the Cambrian Gatesburg dolomite that crops out on the anticlinal axis, a mixed sequence of dolomites and dolomitic limestones here lumped under the dominant Beekmantown dolomite group that forms broad bands on both sides of the anticlinal axis, and finally some 500 meters of upper Ordovician low-magnesian limestones that form narrow bands along the valley sides near the base of the mountain ridges. The Gatesburg is sandy, porous and vuggy and is overlain by thin sandy soils. The Beekmantown and associated rocks are massive, fractured carbonates with thick loamy soils. The Champlainian limestones contain most of the caves of the valley and most of the surface karst including the swallow holes of many small allogenic streams that head on the surrounding mountains.

Tab. 2 shows that the cation hardness of the wells is about twice that of the springs, illustrating again the necessity of separating water types. But there is an additional factor of two depending on which aquifer the spring or well waters are taken from. It is not simply a distinction between limestone springs and dolomite springs. Because of the sandy soils and poor vegetative cover on the Gatesburg dolomite, carbon dioxide pressures are low and the total hardness

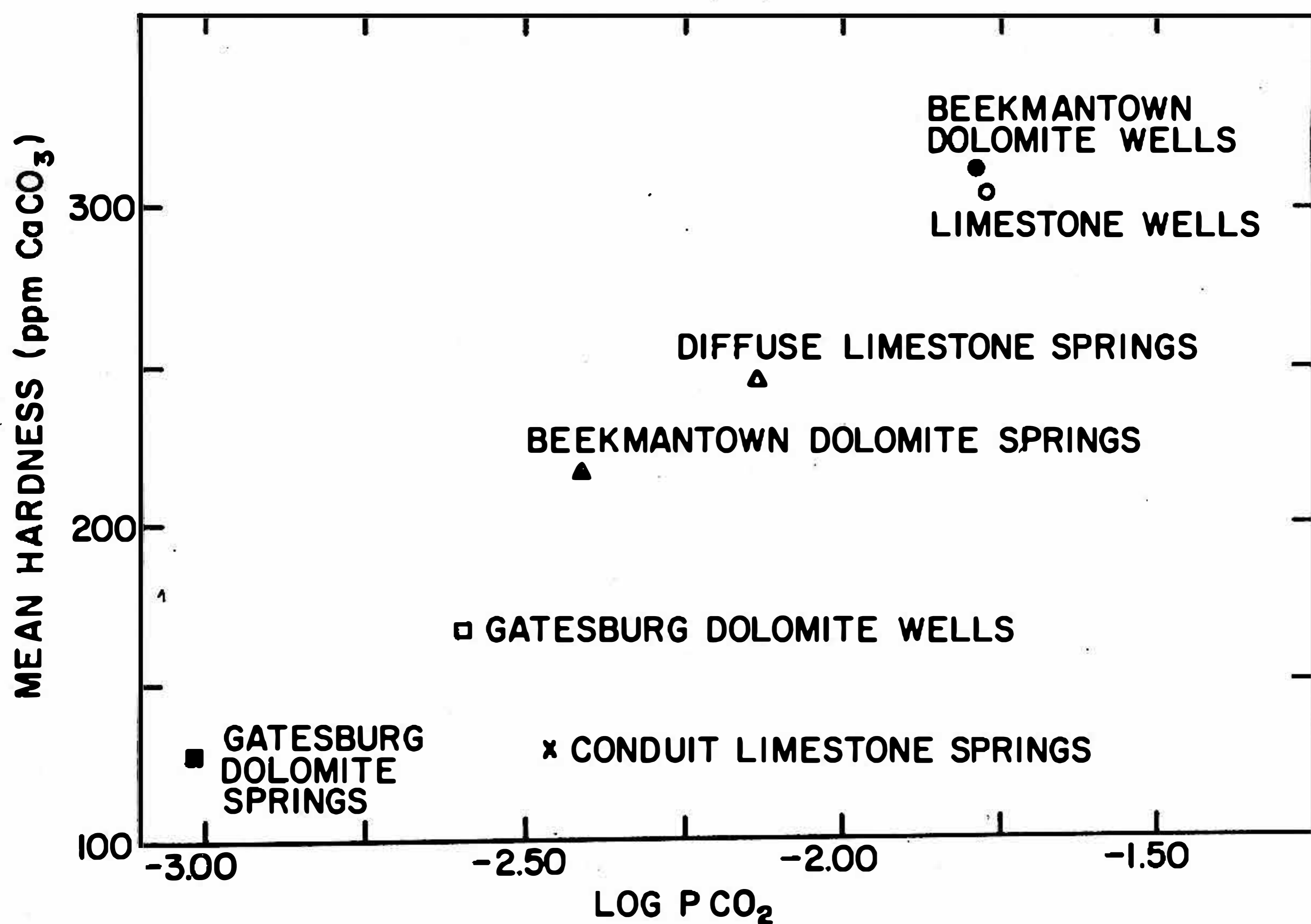


Fig. 1. Comparison of mean hardness expressed as CaCO₃ with theoretical carbon dioxide pressure for sets of wells and springs from different hydrogeologic environments in Nittany valley, Pennsylvania.

of the Gatesburg springs and wells are low. In contrast, the Beekmantown with its thick soils and good vegetative cover provides higher CO₂ pressures and higher hardness to the water from springs and wells. Among the limestone springs, there is a distinct difference between the waters emerging from conduit-flow springs (those draining cavernous zones and integrated underground streams) and waters emerging from diffuse-flow springs (those draining from zones of high permeability due to concentrations of joints and fractures). The data are plotted in fig. 1 and the contrast between the several water types is quite visible. The main group of points falls on a straight line, because most of these waters are near equilibrium and the plot follows the saturation curve for calcite. The conduit flow springs fall off the curve because these waters are highly under-saturated.

It would be valuable to compare only waters from similar hydrogeologic environments. This is a step in the analysis that we have not been able to take, because the highly detailed study of the local hydrogeology is not available. The comparison of the environments of the Nittany Valley is possible because of the concentration of research effort of carbonate terrain hydrology that has taken place there. The variation in hydrologic environment will be a source of unaccounted for variance in the climatic comparisons.

It does seem to be possible to average out some of these effects. Tab. 3 gives data for well waters from three carbonate terrains in Pennsylvania. All are roughly similar in that they occur in similar low relief topography with similar soils and types of vegetative cover, and are in folded and faulted Paleozoic rocks. The comparison is between entire data sets, so that both limestone and dolomite wells are represented. The variance is really quite small compared with that in the previous tables.

Seasonal Variations

A final set of factors to consider are the variations of chemical parameters with seasons of the year and with the amount of discharge through the system. This aspect of the problem has been extensively studied (Shuster and White, 1971;

Tab. 3

Comparison of well data for three carbonate regions in Pennsylvania

	Number of Samples	Ca + Mg as ppm CaCO ₃ σ		HCO ₃ ⁻ (ppm) σ		Reference
Nittany Valley, Central Pa.	29	260	87	265	82	Langmuir (1971)
Lebanon Valley, Eastern Pa.	50	303	75	282	64	Meisler (1963)
Lancaster Area, Southeastern Pa.	47	321	85	281	68	Meisler and Becher (1966)

Jacobson, 1973) and need not be further discussed except to note that coefficients of variation on the order of 20 to 25 % are obtained from time series measurements on conduit flow springs. Diffuse flow springs exhibit little variation throughout a water year.

CLIMATIC RELATIONS

We are now in a position to test the climatic variability of the karst water data from North America. The procedure was to select first only data on spring waters. We have lumped conduit flow springs with diffuse flow springs, because it was often not possible to distinguish them. We then group the analyses into coherent data sets. All analyses for climatically similar, geographically restricted areas form a set. These are labeled "Mexico," "Pennsylvania," etc. on the figures. This gives us a very large number of individual measurements within each set.

Our only parameter describing climate at the present time is temperature. This is unlikely to be entirely sufficient, and precipitation data will later need to be included. However, none of our data sets is from extremely arid, alpine, or tropical rain forest areas, so that temperature alone is not an unreasonable first approximation.

The chemical data were correlated to temperature of the water by simple regression analysis, using one independent variable. Complete sets of regression line coefficients and correlation coefficients are given in Table 4. Both mean air temperature averaged over ten years of record and the mean water temperature as measured by us were correlated with latitude corrected for elevation (all of our areas of measurement were on the order of a few hundred meters above sea level) and correlation coefficients of 0.996 and 0.983 were obtained. Any one of these three variables would, therefore, have been an equally good choice for the climatic variable.

The mean calcium ion concentration is shown in fig. 2. The solid circles are the spring waters; the open circles are analyses of vadose seeps. The solid curve is the calculated regression equation as described in Table 4.

The bicarbonate ion curve is given in Fig. 3. Again, a rather good regression

Tab. 4

Linear regression equations for correlation of water temperature with various chemical parameters

$Y = a + bx$				
Independent Variable x	Dependent Variable Y	a	b	Correlation Coefficient (r)
Latitude	Air Temperature	40.08	-0.70	$r = -0.996$
Latitude	Water Temperature	38.50	-0.68	$r = -0.983$
Water Temperature	Ca^{++} Concentration	-11.25	5.70	$r = 0.903$
Water Temperature	HCO_3^- Concentration	37.20	11.37	$r = 0.966$
Water Temperature	$S1_c$	- 0.675	0.024	$r = 0.839$
Water Temperature	Log P_{CO_2}	- 3.46	0.087	$r = 0.950$

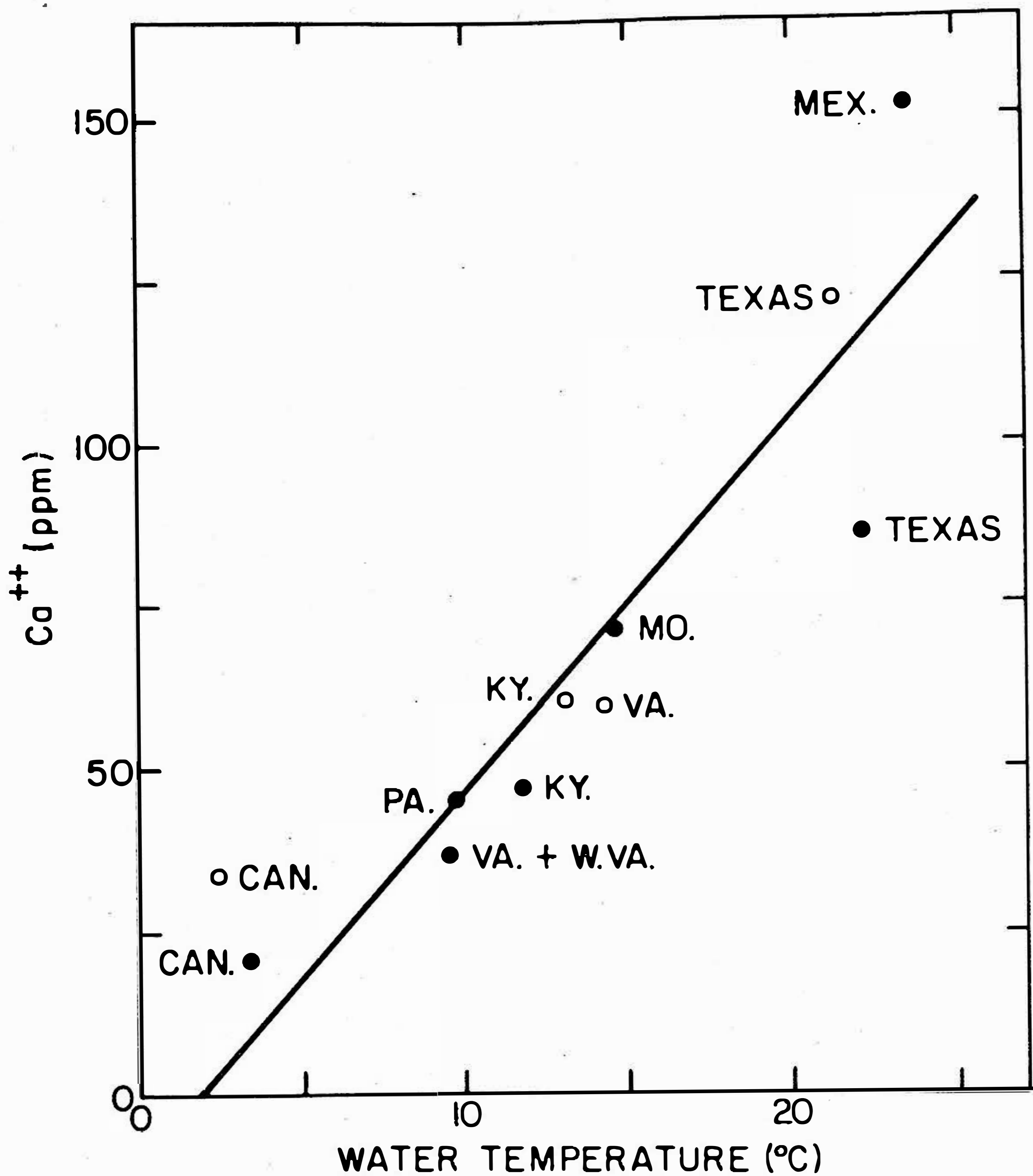


Fig. 2. Variation of mean Ca^{++} concentrations with temperature for coherent data sets grouped by geographic area. Solid circles represent spring waters; open circles represent drip waters in caves.

line using a single independent variable can be fitted. The ratios of the slopes of the lines in figs. 2 and 3 is 1.99 in good agreement with the value of 2.00 required if the data are to describe a calcium carbonate water. Although some sulfate and chloride are present in some analyses, the presence of gypsum and brine waters does not seem to strongly influence the grand averages.

More interesting are the plots of the derived parameters given in fig. 4.

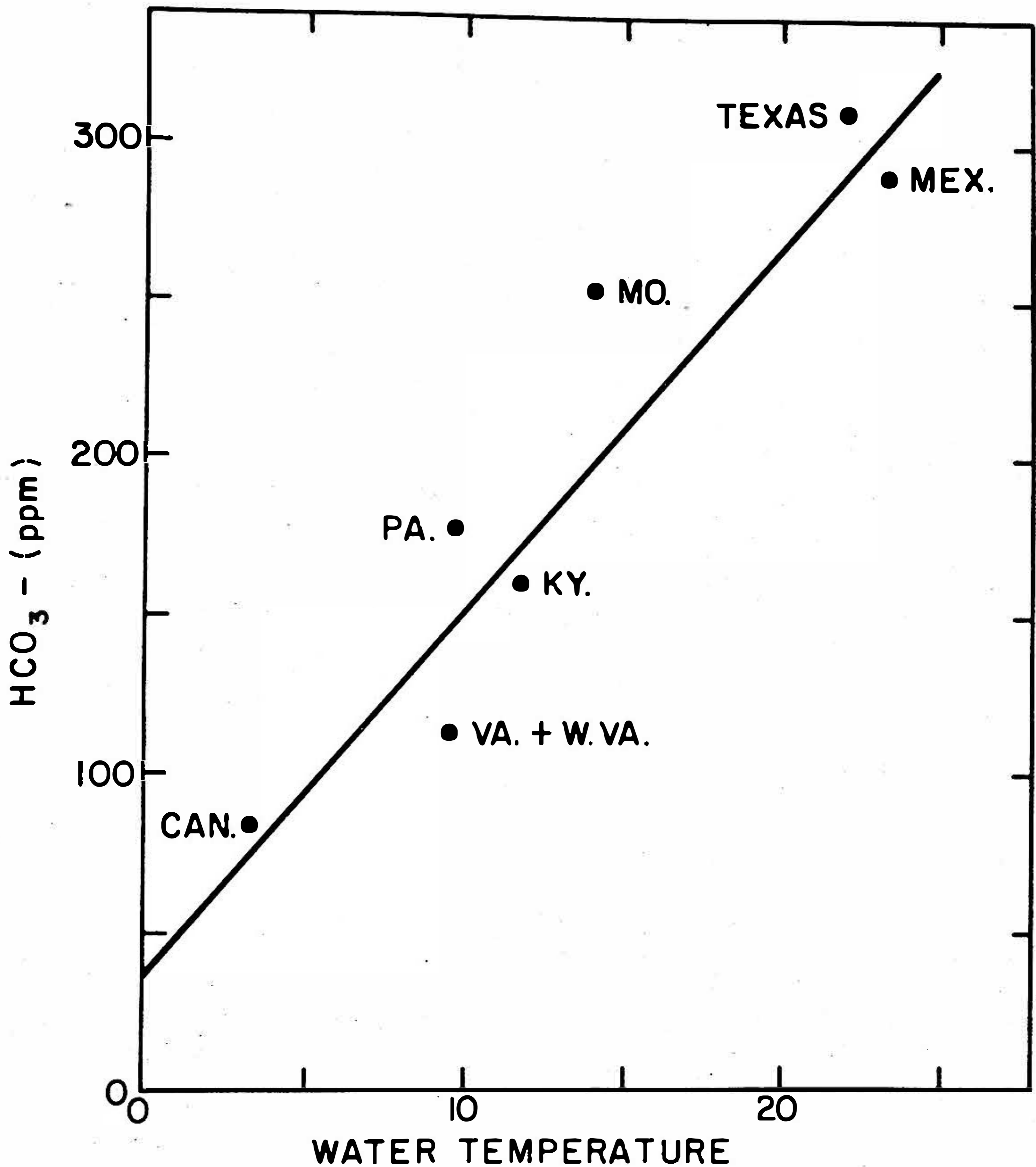


Fig. 3. Variation of mean HCO_3^- with temperature for coherent data sets from different areas of North America. All points represent averages of spring waters only.

The saturation index turns out to be a rather poor indicator of climate. The graph merely shows that the spring waters are all to some degree undersaturated, although the more tropical springs fall closer to the saturation line. The tremendous scatter in the data probably represents variance due to hydrogeologic environment to which degree of saturation is very sensitive.

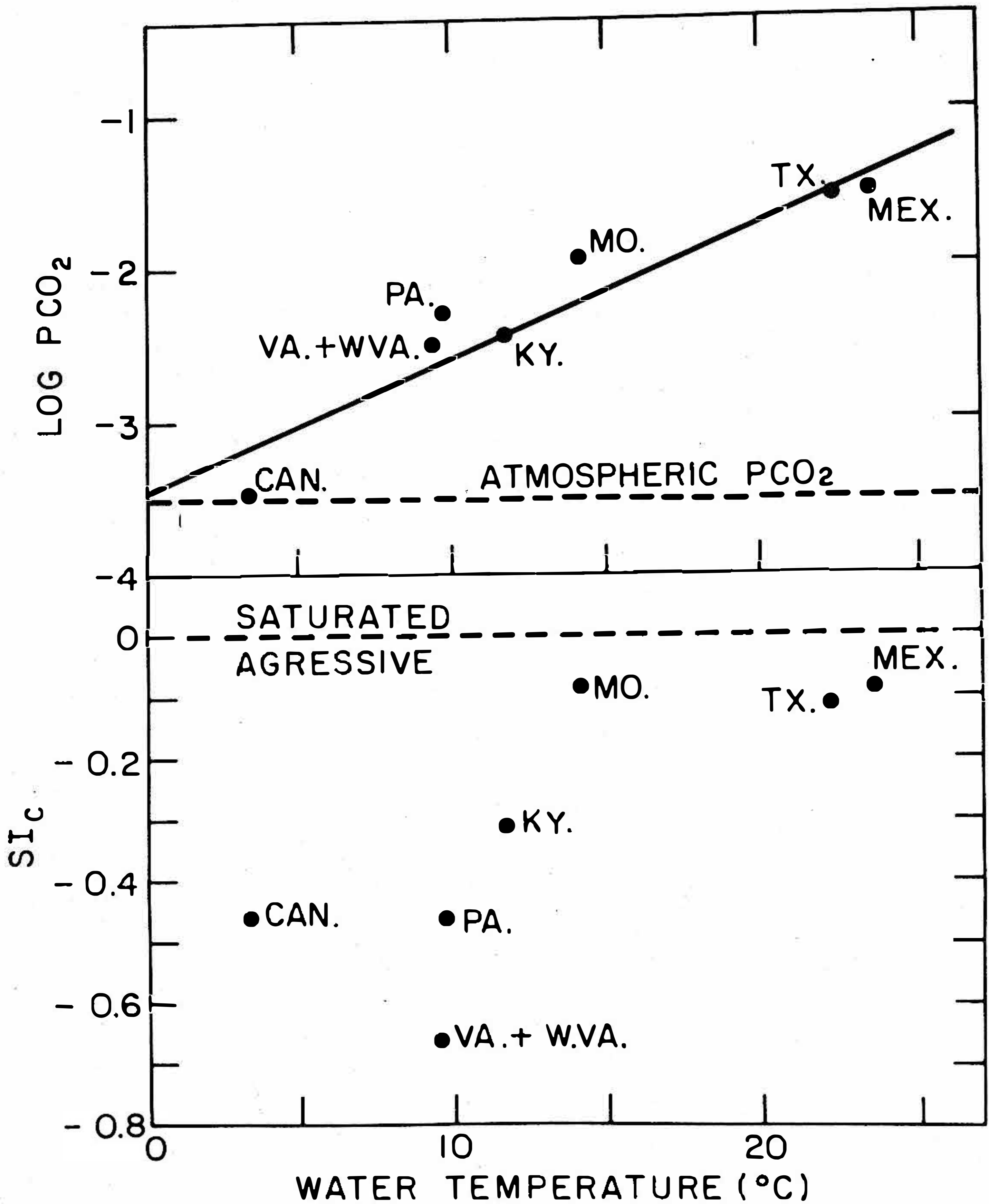


Fig. 4. Means of the theoretical carbon dioxide partial pressure and the saturation index with respect to calcite related to mean water temperature.

The carbon dioxide pressure, however, is a very good measure of the influence of temperature on carbonate water chemistry. These points fall very close to the regression line, and the correlation coefficient of 0.95 is one of the most significant that has been obtained. The CO₂ plot leaves little doubt that the rate of weathering is higher in warm climates because of the availability of CO₂, and this in turn accounts for the higher water hardness indicated in figs. 2 and 3.

To summarize then, we believe that we have now established that it is possible to factor the various influences on the chemistry of carbonate waters and to demonstrate a very clean-cut relation between the uptake of calcium carbonate and the temperature. Waters in southern or tropical climates, in fact, carry off more calcite per unit volume of water than do waters in cooler climates. The increased precipitation of many tropical karsts will amplify this effect by providing larger volumes of water. There remain several problems that will require our future attention. One is to further index the hydrogeologic factors and account for some of the variance in the data. A second is to extend the measurements into somewhat more extreme climatic conditions such as deserts, alpine regions, and rain forests, than the conditions represented in this paper. The third is to carry out a much more elaborate cross-correlation among the factors influencing the chemistry of karst waters.

REFERENCES

- ALEXANDER W. H., PATMAN J. H., 1969: Groundwater resources of Kimble County, Texas. Texas Water Dev. Board Rept., No 95, 93 p.
- DRAKE J. J., HARMON R. S., 1972: Hydrochemical environments of carbonate terrains. *Water Res.* 9, 949–957.
- FORD D. C., 1971: Characteristics of limestone solution in the Southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia. *Can. J. Earth Sci* 8, 585–609.
- HARMON R. S., 1971: Preliminary results on the ground-water geochemistry of the Sierra de el Abra Region, North-Central Mexico. *Bull. Natl. Speleol. Soc.* 33, 73–91.
- HARMON R. S., HESS J. W., JACOBSON R. W., SCHUSTER E. T., HAYGOOD C., WHITE W. B., 1972: Chemistry of carbonate denudation in North America. *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 14, 96–103.
- HENDRICKSON G. E., KRIEGER R. A., 1964: Geochemistry of natural waters of the Blue Grass Region, Kentucky, U.S. Geol. Surv. Water Suppl. Pap. 1700, 135 p.
- HOLLAND H. D., KIRSIPU T. V., HUEBNER J. S., OXBURGH U. M., 1964: On some aspects of the chemical evolution of cave waters. *J. Geol.* 72, 36–64.
- JACOBSON R. L., LUNGMUIR D., 1970: The chemical history of some spring waters in carbonate rocks. *Ground Water* 8, 5–8.
- JACOBSON R. L., LANGMUIR, 1972: An accurate method for calculating saturation levels of ground waters with respect to calcite and dolomite. *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 14, 104–108.
- JACOBSON R. L., 1973: Controls on the quality of some carbonate ground waters: dissociation constants of calcite and CaHCO_3^+ from 0 to 50°C. Ph. D. Dissertation, Geochemistry, The Pennsylvania State University, 131 p.
- LANGMUIR D., 1971: The geochemistry of some carbonate ground waters in Central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 1023–1045.
- LEIFESTE D. K., LANSFORD M. W., 1968: Reconnaissance of the chemical quality of the Colorado River Basin, Texas. Texas Water Development Board Rept., No. 71, 78 p.
- MEISLER H., 1963: Hydrogeology of the carbonate rocks of the Lebanon Valley, Pennsylvania. Pa. Geol. Surv. Ground Water Rept. W-18, 81 p.
- MEISLER H., BECHER A. E., 1966: Hydrology of the carbonate rocks of the Lancaster 15-Minute Quadrangle, Pennsylvania. Pa. Geol. Surv. Progress Rept. 171, 36 p.
- RAWSON J., 1968: Reconnaissance of the chemical quality of surface waters of the Guadalupe River Basin, Texas. Texas Water devel. Board. Rept., No. 88, 35 p.
- REEVES R. D., 1967: Ground water resources of Kimble County, Texas. Texas Water Devel.

- Board Rept., No. 60, 100 p.
- REEVES R. D., 1969: Ground water resources of Kerr County, Texas Water Devel. Board Rept. No. 102, 58 p.
- SCHUSTER E. T., WHITE W. B., 1971: Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. J. Hydrol. 14, 93 – 128.
- THRAIKILL J., 1970: Solution geochemistry of the water of limestone terrains. University of Kentucky, Water Resources Institute Research Rept., No. 19, 125 p.

Ca 017

ANALYSIS OF KARST AQUIFERS FROM HYDROGRAPHS OF KARST SPRINGS

John W. Hess
William B. White

Department of Geosciences, The Pennsylvania State University and the Cave Research Foundation, U. S. A.

The karst aquifer with its storage of ground water in small joints and fissures and in open caverns and with unfilled storage volume in the dry caverns above the ground water surface can be regarded as a black box subject to a stimulus (sudden input pulses of water from storms or snow melt) which generates a response that is measurable in the aquifer discharge at the big karst springs. From analysis of hydrographs of known short term storm events, one can deduce something of the contents of the black box. This analysis has been applied to the limestone aquifer of South Central Kentucky (The Mammoth Cave Region). Continuously recording instruments measure discharge, temperature, and electrical conductivity (proportional to hardness) of a major spring. A rain gage network measures the input. Hydrographs of specific storm events show that changes in discharge and changes in chemistry are not in phase and that the lags represent a surge of water from deep storage driven out by increasing hydrostatic head in the catchment area. Characteristic fine structure in the hardness hydrographs indicates arrival time of local inputs. The most detailed structure is observed when a very sudden pulse is injected into a nearly drained aquifer.

INTRODUCTION

A variety of techniques have been developed for evaluating the permeability, storage capacity, and water-use effectiveness of aquifers in most kinds of rocks. These include test drilling and associated pumping tests, water balance studies, and measurement of recharge and runoff characteristics. Most of these techniques are not effective in their usual form for the evaluation of maturely karsted carbonate aquifers. The caves of the area can be explored and mapped and these give a partial picture of the conduit system but do not provide much information on the smaller openings in the aquifer although in terms of the total available volume of aquifer porosity, the smaller openings may be the most important. It is therefore necessary to regard the carbonate aquifer as a black box with measurable inputs and outputs from which the internal geometry or at least the internal response of the aquifer may be deduced.

This is the approach used by Ashton (1966) and Wilcock (1968), who utilized flood pulse analysis for deducing the nature of the flow paths in the carbonate system. Brown (1972) and his colleagues in the Maligne River basin again used flood response behavior to deduce the nature of the flow path.

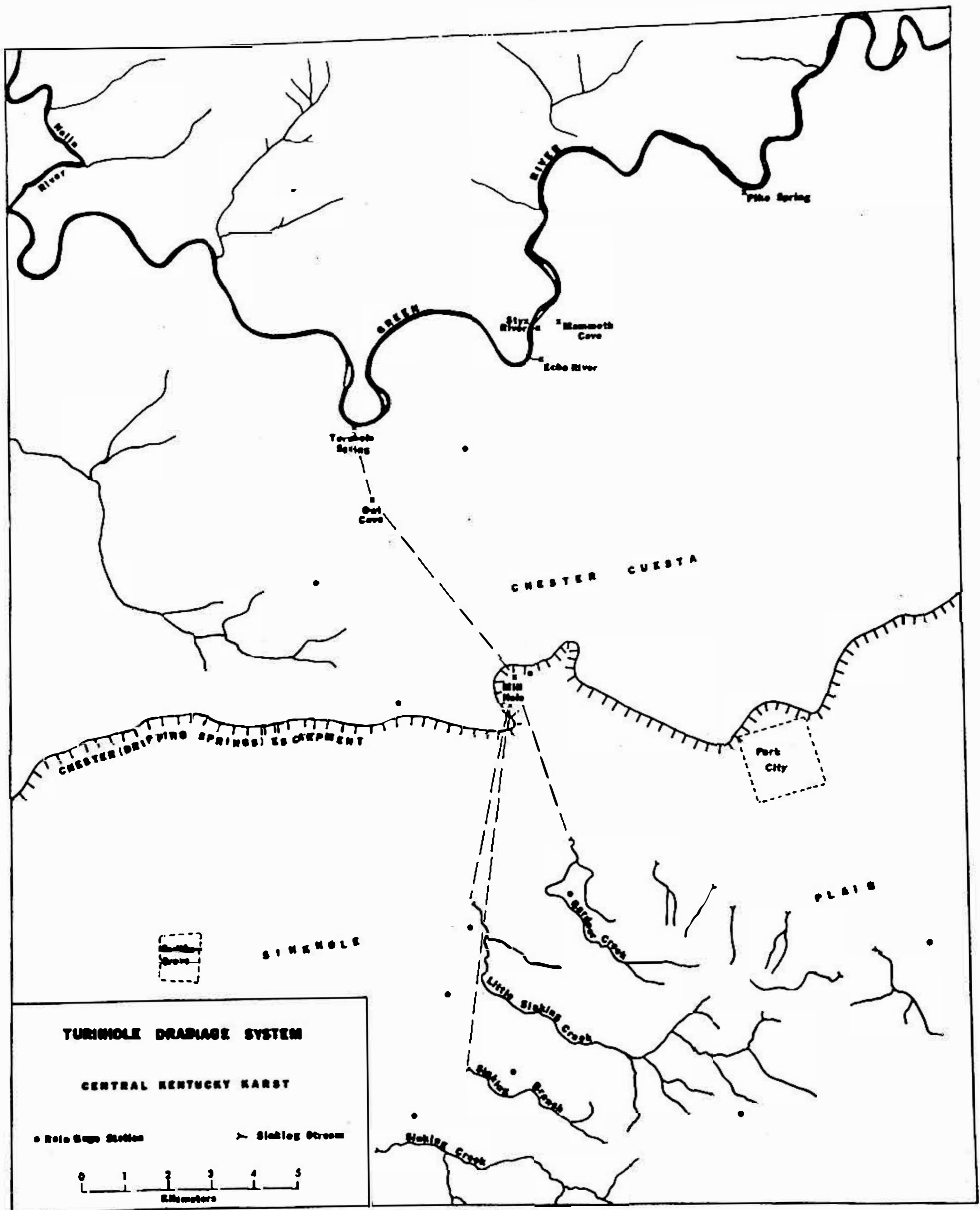


Fig. 1. Map showing catchment area and drainage lines to Turnhole Spring in the Central Kentucky Karst based on tracing experiments of Miotke and Papenberg (1972).

The study reported here is part of a rather more ambitious project of trying to determine the nature of an entire carbonate aquifer system from the time dependence of such parameters as temperature, conductivity, and discharge of the big springs draining basins of known area as a function of the precipitation. The region under consideration is the South Central Kentucky Karst encompassing Mammoth Cave National Park and associated carbonate areas. Reviews and descriptions of the geology, geomorphology, and hydrogeology may be found in the papers of Cushman et al. (1965), Brown and Lambert (1963), Brown (1966), White et al. (1970), Quinlan (1970), and Miotke and Palmer (1971).

In the present paper we restrict our attention to a specific drainage line (fig. 1). The recharge area is mainly on the Sinkhole Plain including the surface

catchment of Littel Sinking Creek, Gardner Creek, and Sinking Branch. The drainage line can be observed as a concentrated conduit flow in the karst fensters known as Mill Hole and Cedar Sink (Owl Cave). The ultimate discharge point is a large alluviated spring on the Turnhole on Green River. The drainage line examined here has been well established by the sporetracing experiments of Miotke and Pappenburg (1972). The geochemistry of the cave waters (Thraillkill, 1972) show that these waters are undersaturated throughout their underground route.

EXPERIMENTAL TECHNIQUES

The stream in Owl Cave was instrumented with a three-channel sensing device with automatic recorder. Flows in a flooded passageway of known cross-sectional area were measured with an impeller device used in Oceanographic work. Electrical conductivity was measured with a standard Beckman conductance electrode and temperature by a thermister. Electrical signals from the sensors were carried by cable to an instrument box located in the high and dry portion of the cave. The box contained power supply, necessary electronics, and the three-channel recorder. The entire package records automatically and requires attention only at intervals of a few weeks.

The data output of the sensors was processed to obtain temperatures, discharge, and effective total alkaline hardness. Temperature is obtained directly; discharge requires only multiplication by the cross-sectional area of the passage. Conductance in a carbonate water is related linearly to the carbonate hardness (Jacobson and Langmuir, 1969; Bray, 1969). Calibration for South Central Kentucky was obtained by comparing conductivity with chemical analyses on the same water samples. The appropriate equation is

$$C = 0.51 Spc - 7,$$

where C is expressed as ppm CaCO_3 and Spc is the specific conductance in $\mu\text{m-ho}$ corrected to 25°C .

To have a measure of the water inputs to the aquifer system, a rain gage network was installed throughout the Central Kentucky Karst. It consisted of 30 stations of which 10 were in the catchment of Turnhole Spring. These were small wedge-type gages and were read once a day by cooperating land owners. Data averaged from the 10 gages provide the precipitation data shown on succeeding figures.

HARDNESS-TEMPERATURE HYDROGRAPHS

The specific objective of this paper is to illustrate two interesting features that appear in the hardness and temperature plots. Throughout the water year 1972–73 there were a large number of maxima and minima in the temperature and hardness recordings that correspond to pulses through the aquifer induced by sudden rainfall inputs. Two of these pulses, shown on an expanded time scale, are shown in figs. 2 and 3. Fig. 2 was obtained on 27 September to 1 October

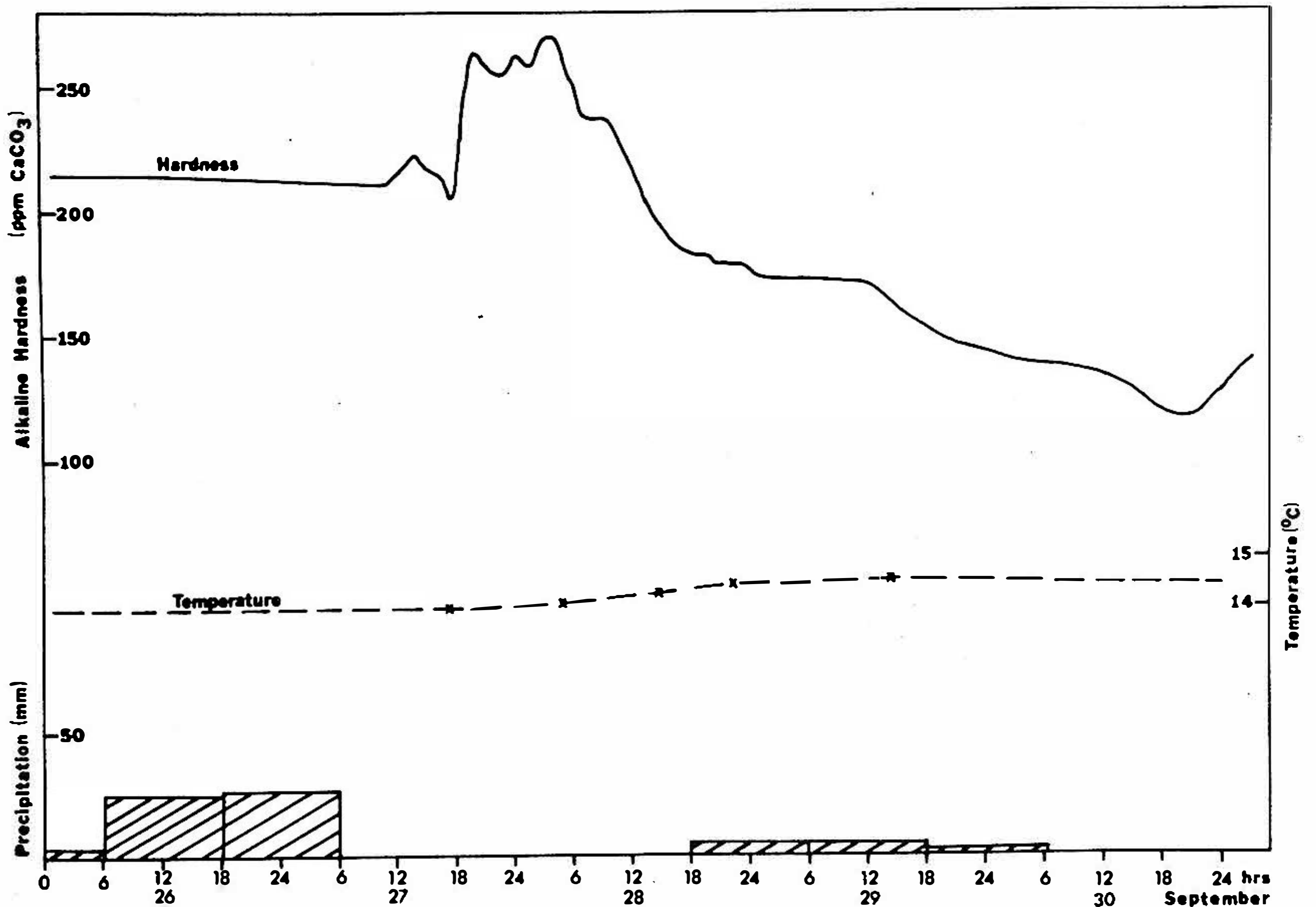


Fig. 2. Hardness hydrograph showing increased CaCO_3 pulse. Bar graph shows precipitation distribution, Temperature known from individual measurements only.

1972 and corresponds to a period in which the previous total recharge into the aquifer had been very small. The ground was dry and flow from springs was low. There came an extended period of rains which provide a fairly large amount of water into the aquifer over a several day period. The hydrograph illustrates one of the features predicted by Ashton in his theoretical treatment. The hardness of the water was initially high and remained high during low flow conditions. After a lag time of only a few hours after injection of the pulse the hardness of the water flowing through Owl Cave increased by approximately 20 %, reached a broad maximum with some ill defined structure. Hardness then began to decrease to a minimum reached three days later at which time it began to rise again and eventually recovered its normal level after a period of two weeks. This leading pulse of increased hardness which does not correspond to a great increase of discharge was interpreted by Ashton to represent water flushed out of the phreatic zone by the increased hydrostatic head due to the large amount of water injected into the headwaters region of the aquifer system. Fig. 2 shows it in times of very low flow and at such times there is a long lag time between the injection of the pulse and the minimum in hardness which corresponds to the maximum in discharge. In contrast to this, the hydrograph of fig. 3, obtained

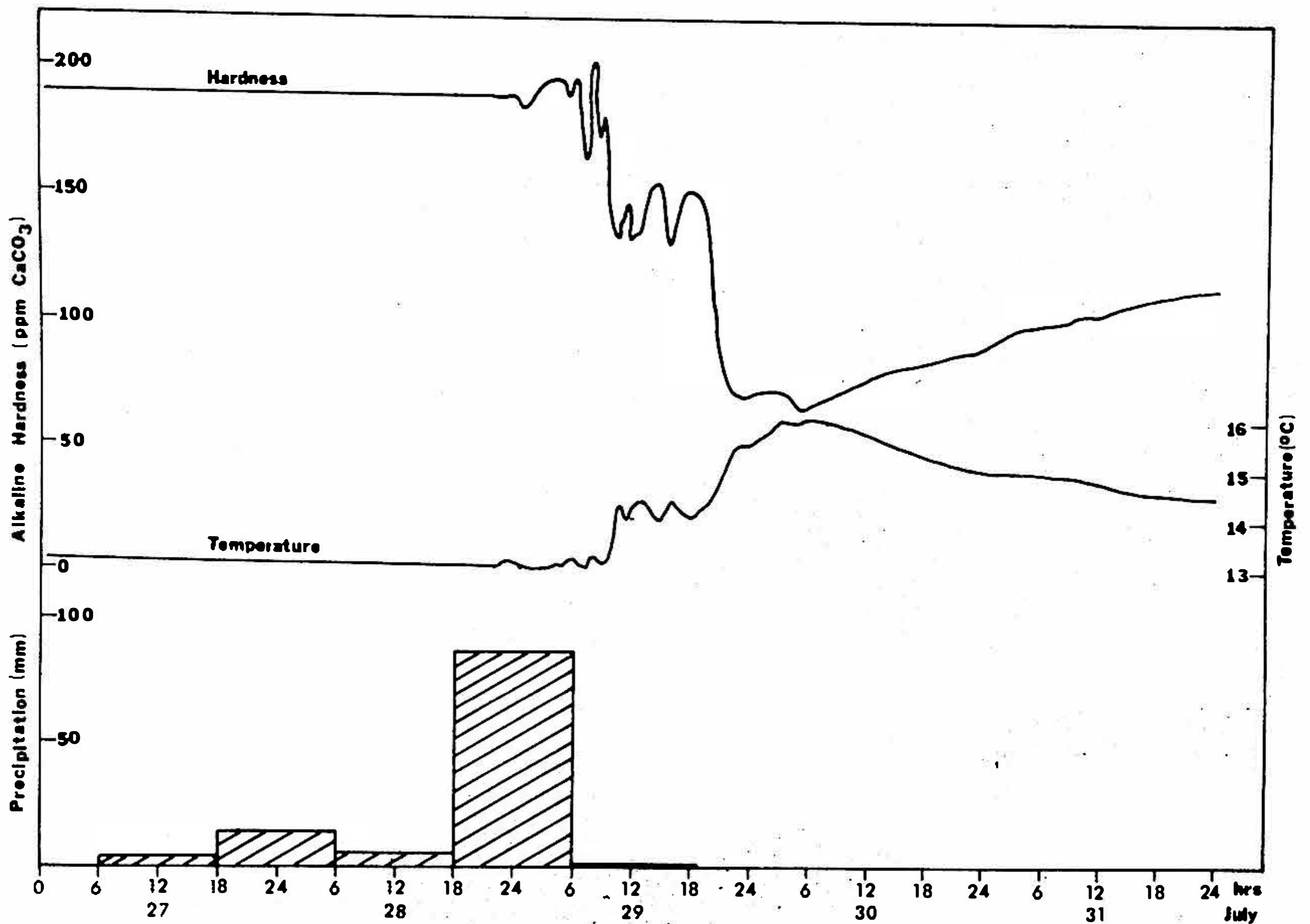


Fig. 3. Hardness and temperature hydrograph showing fine structure from arrival of local inputs.

in late July to early August, 1972, was initiated by a very sharp and intense rainfall pulse in which 75 mm of rain fell within a period of 12 hours. The hardness hydrograph of fig. 3 is distinctly different in shape from fig. 2. There is no significant rise in hardness above the normal background level. Approximately 12 hours after the input pulse the hardness began to decrease and went through a complex series of minima and maxima over a period of about 24 hours. A total of 7 minima in hardness followed by small hardness rises were observed before the hardness dropped to a minimum value only 30 hours after the rainfall pulse occurred. There then followed a long and gradual recovery to initial hardness levels over a period of two weeks.

From these two observations and many others of similar kind, several conclusions can be drawn: (i) The rise in hardness immediately following an input pulse is observed. We agree with Ashton's interpretation that this represents more highly saturated water flushed out by increased hydrostatic head. Whether this water in fact originates from the phreatic zone or whether it is flushed from lateral low-permeability parts of the aquifer may still be open to some question. (ii) The fine structure on the hydrograph which Ashton suggested could be correlated with different inputs arriving after different time delays is observed.

We add two qualifications to the interpretation. The leading pulse of high hardness water is only observed under certain restricted conditions of aquifer stage. It occurs when ground water levels are generally low and when ground water levels have been constant for an extended period of time. When the new rainfall pulse is superimposed on high ground water stages or when ground water stages have been fluctuating considerably the leading edge does not appear on the hydrograph records. When the rainfall pulse is broad and drawn out over a several day period, the fine structure on the hardness hydrograph is smeared out and is not very detailed. Contrariwise, when the input precipitation pulse is very sharp and well defined in time, a considerable amount of resolution of fine structure from the different local inputs is observed. We conclude that very sharp pulses would be necessary before this method can be used to determine much about the geometry of the aquifer system. A more complete report on this work dealing with the lag times of discharge, hydrograph shape and their interpretation will be published elsewhere.

A c k n o w l e d g m e n t s

This work was supported by the Office of Water Resources Research under Project No. B-046-PA, and by the Cave Research Foundation. We are grateful to the many land owners for their cooperation in the rain gage network and to the divers who assisted with the installation of the gaging equipment.

REFERENCES

- ASHTON K., 1966: The analysis of flow data from karst drainage systems. *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 7, 161–203.
- BRAY L. G., 1969: Some notes on the chemical investigation of cave waters. *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 11, 165–174.
- BROWN R. F., LAMBERT T. W., 1963: Reconnaissance of ground-water resources in the Mississippian Plateau Region Kentucky. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1603, 58 p.
- BROWN R. F., 1966: Hydrology of the cavernous limestones of the Mammoth Cave Area, Kentucky. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1837, 64 p.
- BROWN M. C., 1972: Karst hydrology of the lower Maligne Basin, Jasper, Alberta. *Cave Studies*, No. 13, 84 p.
- CUSHMAN R. V., KRIEGER R. A., McCABE J. A., 1965: Present and future water supply for Mammoth Cave National Park, Kentucky, U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1475-Q, 601–647.
- MIOTKE F.-D., PALMER A. N., 1972: Genetic relationship between caves and landforms in the Mammoth Cave National Park Area. Böhler, Würzburg, 69 p.
- MIOTKE F.-D., PAPENBERG H., 1972: Geomorphology and hydrology of the Sinkhole Plain and Glasgow Upland, Central Kentucky Karst: Preliminary Report. *Caves and Karst* 14, 25–32.
- QUINLAN J. F., 1970: Central Kentucky Karst. *Mediterranean* 7, 235–253.
- THRAILKILL J., 1972: Carbonate chemistry of aquifer and stream water in Kentucky. *J. Hydrol.* 16, 93–104.
- WILCOCK J. D., 1968: Some developments in pulse-strain analyses. *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 10, 73–98.
- WHITE W. B., WATSON R. A., POHL E. R., BRUCKER R., 1970: The Central Kentucky Karst. *Geograph. Rev.* 60, 88–115.

Ca 018

A KARST HYDROLOGY STUDY IN GREENBRIER COUNTY, WEST VIRGINIA (USA)

William K. Jones

West Virginia Geological Survey, Morgantown, West Virginia, USA

A b s t r a c t. Subsurface drainage basins and flow directions were studied by dye-tracing techniques and mapping of underground conduits within a 352-square-km. basin in central Greenbrier County, West Virginia (USA). The topography and surface drainage have been greatly modified by the flow of groundwater through relatively flat-lying carbonate rocks, which underlie most of the basin. All surface runoff is diverted through sinkholes or sinking streams into subsurface flow channels in the cavernous Mississippian (Carboniferous) limestones. The direction of subsurface flow is generally independent of the topography. The overall direction of underground flow routes is toward lower "base-level" streams but is influenced locally by the combined effects of: complex variations in geologic structure, lithology, vegetal cover, climate, and former surface and subsurface flow paths and the length of time the aquifer had undergone development. The basic conditions and limitations on the limestone aquifer are: (1) the limestone has only fracture permeability, (2) the limestone is underlain by relatively impermeable shale, (3) all recharge is by infiltration of precipitation by diffuse flow or by capture or surface or subsurface streams, (4) underground water continually modifies its conduits by corrosion and by deposition and erosion of clastic sediments, (5) discharge is concentrated toward base level streams through springs and seeps, (6) the aquifer is anisotropic and is not under water-table conditions in the classic sense of the term.

INTRODUCTION

Subsurface drainage basins and flow directions were studied by dyetracing techniques and mapping of underground cave conduits within a 352-square-km. sub-basin of the Greenbrier River, West Virginia (USA). The study area is located in Greenbrier County, West Virginia, and is about 27 km. long by 13 km. wide. The area is bounded to the north by Spring Creek, to the east and south by the Greenbrier River, and to the west by Brushy Ridge.

The flow of water through cavernous Mississippian (Carboniferous) limestones has disrupted the topography and surface drainage of the area. Sinking streams, extensively interconnected cave systems, sinkhole plains, and large risings at river level are characteristic features. Karst (subsurface) drainage is dominant over surface drainage.

In the parts of the study area in which limestones are exposed on the surface, the topography is rolling, with numerous dolines, sinking and resurging streams, and exposures of Karren. Scattered ridges and knobs capped by sandstone and shale rise above the karst plain, and the Greenbrier River and Spring Creek are incised to about 60 m. below the karst plain. The maximum relief does not exceed 200 m. anywhere within the area.

GEOLOGY AND CLIMATE

All of the rocks that crop out within the study area are sedimentary rocks of Mississippian (Carboniferous) age. Karst development occurs exclusively on the Greenbrier limestone. The Greenbrier formation is about 300 m. thick in this area, and is composed of 8 recognized units (Price and Heck, 1939). It is capped by Mauch Chunk sandstones and shales, and underlain by shales and lenticular limestones of the Maccrady formation. The contact between the Greenbrier and the Maccrady formation is unconformable, so the lower portion of the Greenbrier grades downward into shaley, stratified gravels.

The internal geologic characteristics of the limestone aquifer have a tremendous influence on the development of cavern systems, and thus on the underground flow routes. The greatest permeability is along fracture traces (joints, faults, and bedding plane partings). Conduit development tends to favor certain stratigraphic zones, and the presence of impervious shales may form relatively impermeable layers that parch the water for some distance.

The area lies within a synclinal basin of moderate dip. Several parallel synclines and anticlines trend roughly NE-SW through the basin, and the orientation of cave passages is often along joints parallel to the strike. Normal and thrust faulting may be locally important in controlling conduit development.

The humid, temperate climate causes a relatively high solution rate of the limestone and plentiful ground-water recharge. The mean annual temperature is 11°C and the average total annual precipitation is 978 mm.

HYDROLOGY

All recharge to the limestone aquifer is from precipitation. The aquifer is anisotropic, and secondary permeability is dominant. The surface and subsurface drainage are interrelated. In many places the only difference between the two is that the subsurface streams have a bedrock roof; the flow characteristics and channel hydraulics are similar.

The movement of water in the aquifer can be divided into three basic components—recharge, transport, and discharge. Water in the solution conduits comes from: (1) capture or diversion of surface streams into subterranean channels, (2) infiltration of precipitation through the sinkhole plain by diffuse flow, and (3) infiltration of water through vertical shafts or enlarged joints by channeled vertical flow. Water moves horizontally through the limestone aquifer primarily through solution conduits. These solution conduits must not only transmit water, but also the insoluble residues from the surface weathering of the karst landscape (fig. 1). Many of these solution conduits are interconnected above a single discharge point. Discharge tends to be concentrated through seeps and springs along local “base-level” streams.

Fourteen “dye-tracing” tests using fluorescein dye were made to determine the direction of underground stream flow and to delineate the boundaries of the



Fig. 1. Cave passage showing stream course cut through clastic sediments, Higginbotham Cave, Greenbrier County.

catchment areas for the major springs (Jones, 1973). The following general relationships were determined from this study: (1) the regional strike ($N30^{\circ}E$) influences both surface flow directions and subsurface flow directions that have been mapped, (2) concentration of caves along the Greenbrier-Maccrady contact and their strike-oriented flow patterns indicate that the Maccrady series is relatively impermeable and that flow to the east across the shale is therefore unlikely, (3) large springs occur only along the parts of Spring Creek and the Greenbrier River where the limestone is exposed, and (4) the dendritic to rectangular pattern shown by the cave maps and the alignment of sinkholes and Karren along the strike indicate that flow is channeled, rather than diffuse.

Six karstic sub-basins were delineated by examining the dyetracer results, patterns from mapped cave passages, and the geology and topography of the area. The flow was found generally to be independent of topography, although local topographic highs were used to determine catchment boundaries. About 140 sq. km. were found to drain to the north-east into Spring Creek, and about 212 sq. km. drained to the south-west into the Greenbrier River. Six major springs were found (three on Spring Creek and three on the Greenbrier River) and the approximate drainage area for each spring was determined.

The ease with which contaminants may enter and be transmitted through the aquifer is apparent from the rapid flow through times established by the dye-tracer studies (mean travel time was 22 m. per hr.) and from the "open-channel-flow" characteristics of many of the limestone solution conduits. In spite of the fact that residents of the area are using karst water for domestic purposes, widespread disposal of waste materials and sewage through caves and sinkholes is a common practice.

CONCLUSIONS

Safe utilization and development of the karst water supplies of the area will depend on a thorough understanding of the subsurface flow patterns and the characteristics of the limestone aquifer. The basic conditions and limitations on the karst aquifer are: (1) the limestone has only fracture permeability, (2) the limestone is underlain by the relatively impermeable Maccrady shale, (3) all recharge is by infiltration of precipitation by diffuse flow or by capture of surface or subsurface streams, (4) underground water continually modifies its conduits by corrosion and by deposition and erosion of clastic sediments, (5) discharge is concentrated toward base-level streams through springs and seeps, and (6) the aquifer is anisotropic and is not under water-table conditions in the classic sense of the term.

REFERENCES

- JONES W. K., 1973: Hydrology of limestone karst in Greenbrier County, West Virginia. West Virginia Geological and Economic Survey, Bull. No. 36, 48 p.
- PRICE P. H., HECK E. T., 1939: Greenbrier County. West Virginia Geological and Economic Survey, County Report, 846 p.

Ca 019

HÖHLENBILDUNG UND WASSERKÖRPER IN STILLWASSERBEREICH

Stephan Kempe

Geologisch-Paläontologisches Institut, Hamburg, BRD

Morphogenese ist die Geschichte der physiko-chemischen Bildungsfaktoren. Dort, wo heute noch Raumformen aktiv gebildet werden, muß das Studium ihrer Entstehungsbedingungen ansetzen.

Die sekundären, d. h. die Lösungshöhlen können sich in unterschiedlichen Milieus bilden: Im phrestischen und im vadosen Milieu. Der vadoso Bereich zerfällt in zwei Fazien, einmal in die des gravitativ einschneidenden Fließwassers, und zweitens in die der Sickerwasserkorrosion. Turbulenz steht Laminarität gegenüber.

Die gleiche Einteilung gilt auch für den phrestischen Raum, es gibt turbulent und laminar fließende Grundwasserströme. Beide sind nur dann morphogen, wenn ihre Lösungsfähigkeit nicht erschöpft ist. Primäre Untersättigung kommt außer in der Sickerwasserzone nur auf oder kurz unter dem Karstwasserspiegel vor, mit der Kontaktdauer nimmt die Sättigung zu. Sekundär kann es durch die „Mischungskorrosion“ zu Untersättigungen auch in tieferen Bereichen kommen. Sollte daher der nichtturbulente Stillwasserbereich seine spezifischen Raum- und Formelemente ausbilden, wird er an die Nähe des Karstwasserspiegels gebunden sein.

Diese Formelemente sind aus den Laughöhlen des Gipses bekannt, kommen aber auch in Kalkhöhlen vor. Es sind dies die auffallend ebene Decke (Laugdecke) und die abgeschrägte Seitenwand (Fazette) (s. Abb. 5). Diese Formen werden durch die lösungsdynamischen Vorgänge im Höhlenwasserkörper bedingt.

Der Untersuchung dieser Wasserkörper diente eine Forschungswoche in den Gipshöhlen des Naturschutzgebietes Hainholz bei Osterode am Südharz (BRD) im Mai 1973.

Die Genese des Karstwassers veranschaulichen die Abb. 1 u. 2. Die hier analysierten Sickerwässer (Abb. 1 a, d) wurden nach ca. 10 m Sickerstrecke und nach meist mehreren Metern Fallstrecke auf Plastikplanen aufgefangen und weisen eine sehr niedrige Karbonathärte (KH unter 5 °dH) bei hohen Gesamthärten (GH zwischen 75 und 95 °dH) auf. 1 °dH — ein Grad deutscher Härte entspricht $2,8^{-1}$ mval/l. Daß ursprünglich mehr Karbonat in der Boden- und Sickerwasserzone gelöst wurde, beweisen die viel höheren Magnesiumhärten (bis 25 °dH). Im Gips ist Magnesit und Dolomit enthalten. Beim Eintritt des Sickerwassers in den luftgefüllten Höhlenraum fällt dann ein großer Teil des Karbonates als Calcit aus, das Magnesium bleibt stöchiometrisch als Magne-

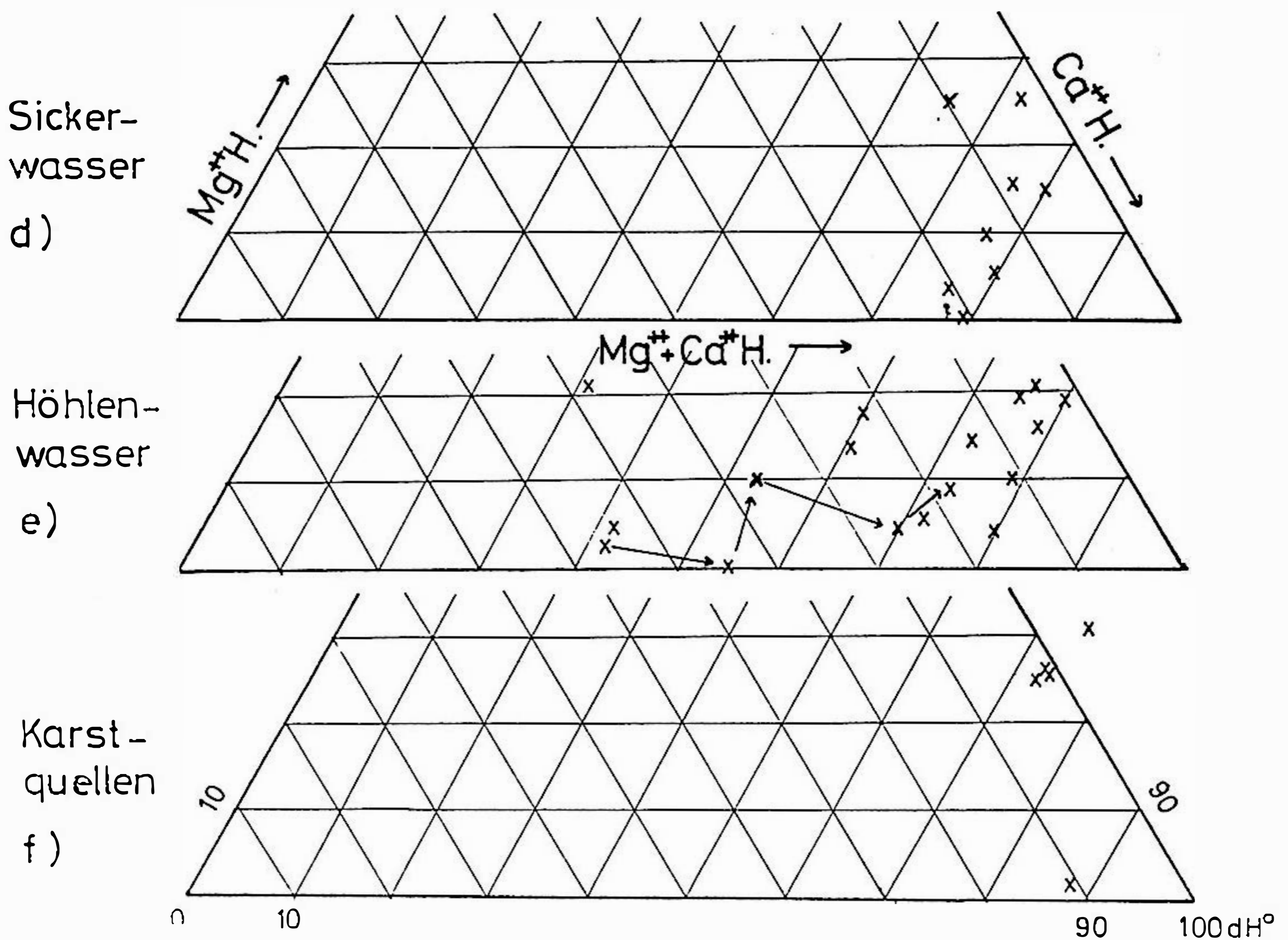
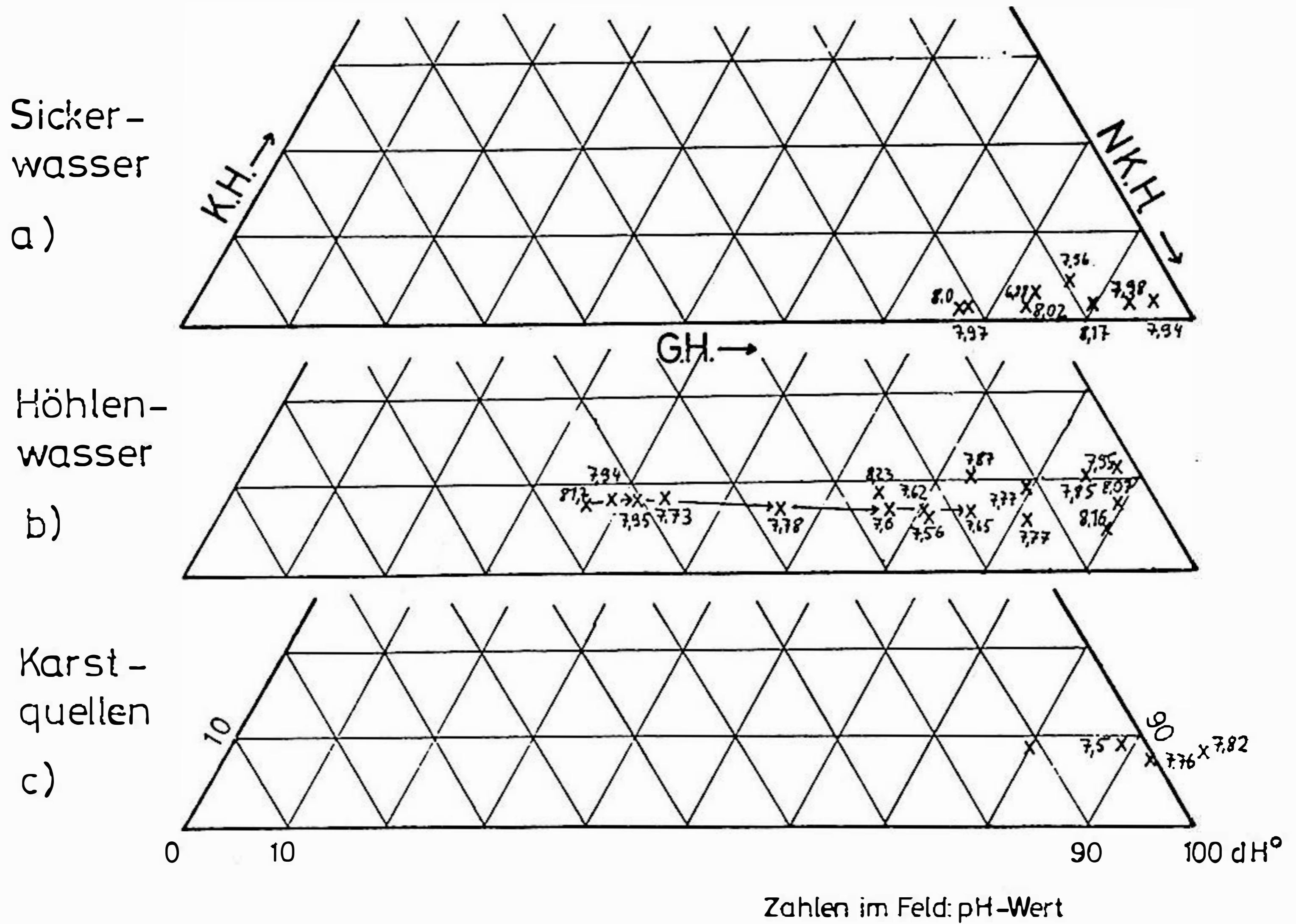


Abb. 1. Dreiecksdiagramm (nicht benötigte Bereiche ausgelassen) zur Darstellung von Karbonathärte (KH), Nichtkarbonathärte (NKH) und Gesamthärte (GH) (Dreiecke a, b, c) und Magnesiumhärte, Calciumhärte und Calcium + Magnesiumhärte (= Gesamthärte) (Dreiecke d, e, f). Durch Pfeile verbundene Punkte: Zunahme des Lösungsgehaltes innerhalb eines Teiches (Jettenhöhle, 2. Pfeilersee) mit der Tiefe. Länge der Kanten = 100 °dH, Abstand des Netzes = 10 °dH (1 °dH = 2,8⁻¹ mval/l).

Karst - und Karstwassergenese im Hainholz/Südharz

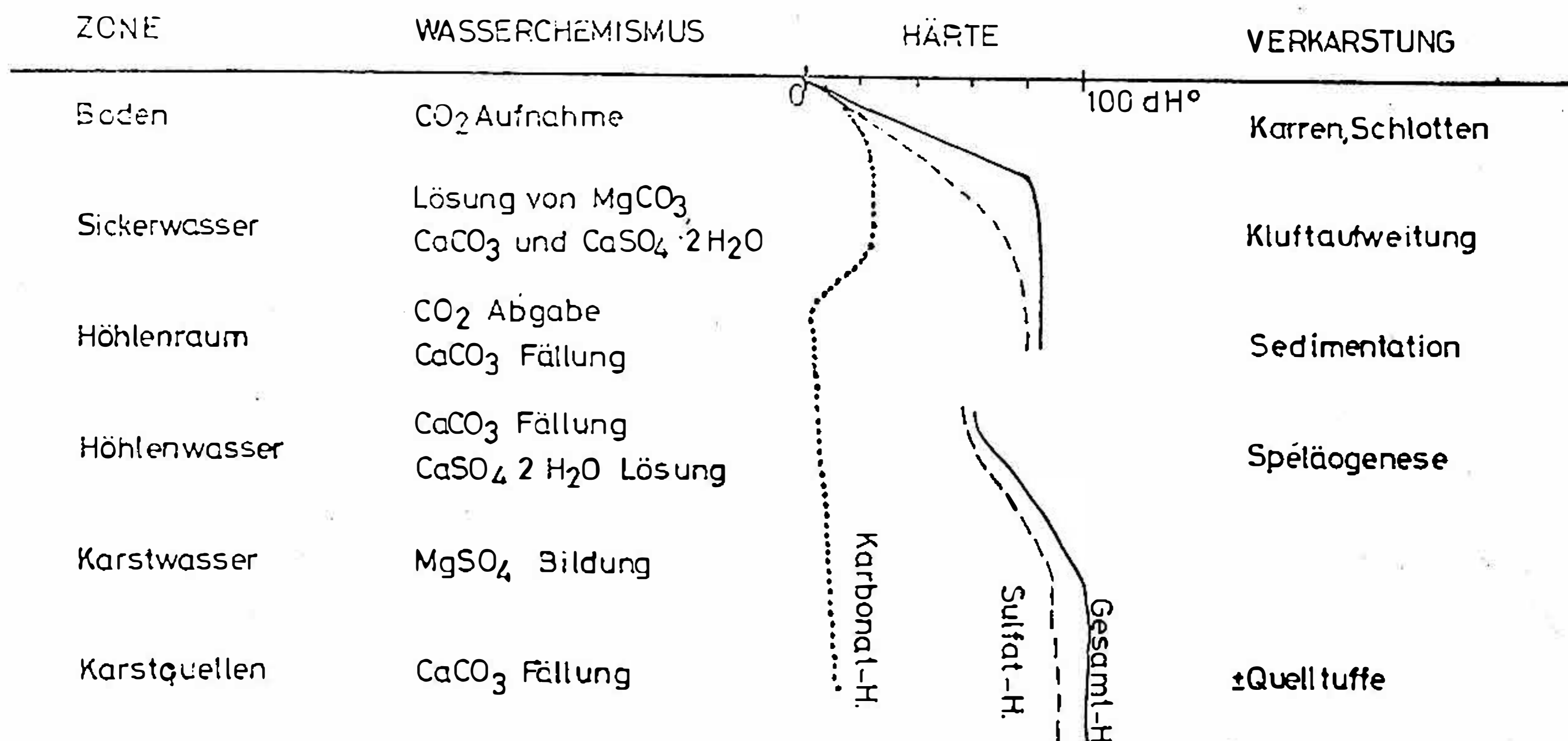


Abb. 2. Zusammenstellung der in Abb. 1 dargestellten Daten nach genetischen Gesichtspunkten.

siumsulfat in Lösung. Der Calcit bildet in der Höhle zusammen mit Lösungsrückständen aus Magnesit, Dolomit, Quarz und ungeordneten Tonmineralen meterdicke Ablagerungen

In den Höhlenwässern (Abb. 1 b, e) nimmt dann die Karbonathärte um das Doppelte zu (5–10 °dH), während die Gesamthärte zwischen 40 und 90 °dH liegt, also niedriger zu sein scheint als die der Sickerwässer. Das hat zwei Gründe, einmal kommt ein Teil des in Höhlen zugänglichen Karstwasser durch Schwenden direkt in die Höhlen, zum anderen wurden die Sickerwässer nach eine Trockenperiode gemessen, so daß die Werte nicht repräsentativ sind.

In den Karstquellen (Abb. 1 c, f) ist die Karbonathärte ähnlich hoch wie im Höhlenwasser, das Magnesium hat sich aber weiter angereichert. Die Gesamthärte beträgt um 100 °dh, in einem Fall wurden sogar 105 °dH beobachtet.

Die für die Höhlenbildung zur Verfügung stehende Lösungskraft des Wassers beträgt je nach Gewässer bis zu 50 °dH. Wie der Lösungsgehalt des Wassers mit der Tiefe der Teiche zunimmt zeigt das Beispiel des zweiten Pfeilersee in der Jettenhöhle (Abb. 1 b, e durch Pfeile verbundene Punkte).

Die Löslichkeit des Gipses beträgt bei 6 °C etwa 60 °dH. Demgegenüber weisen diese Wässer eine höhere Calcium-Härte und einen höheren Sulfat-Gehalt auf, sie sind durch die Anwesenheit von Magnesium übersättigt.

Die in den Höhlen zugänglichen Karstwasserkörper schwanken in ihrer

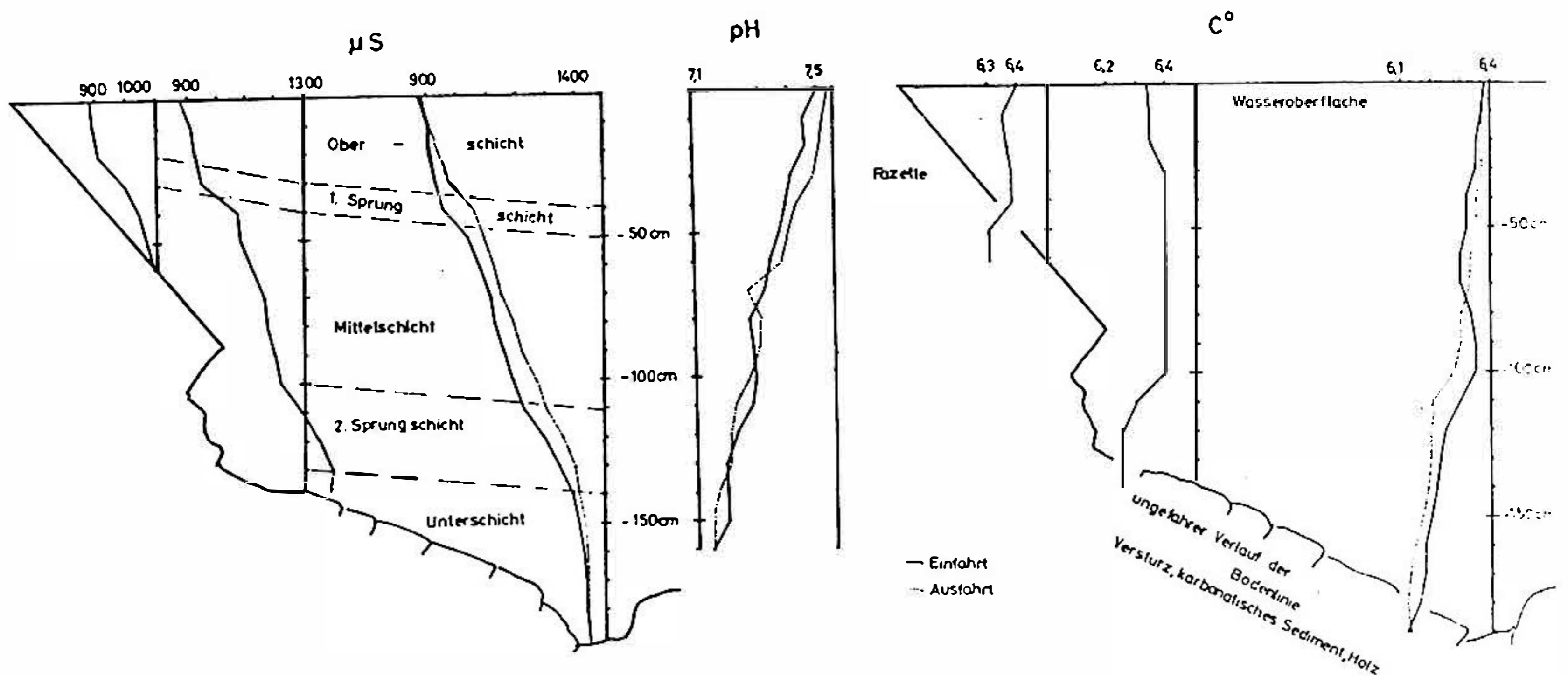


Abb. 3. Bei den Leitfähigkeits- (links) und Temperaturprofil (rechts) sind jeweils drei Meßstrecken kombiniert (senkrechte Linien), die zugehörigen Kurven befinden sich links dazu. pH-Messung in der Mitte entspricht jeweils der rechten Meßstrecke.

Größe zwischen einigen m^3 und einigen $100 m^3$. Für unsere Untersuchungen wählten wir einen Teich in der 425 m langen Jetterhöhle, den 2. Pfeilersee. Mit einer Leitfähigkeits- (WTW, Mod. LF54) und einer Temperatursonde (Tasto-Therm) wurden die Profile der Abb. 3 gemessen.

In diesem, an der tiefsten Stelle 1,90 m tiefen Teich wurden drei Wasserschichten festgestellt, die durch zwei Sprungschichten getrennt sind, in denen der Salzgehalt stärker zunimmt (linke Seite der Abb. 3). Diese Sprungschichten scheinen zum Rand, zur Fläche der aktiven Lösung hin, nach oben gebogen zu sein. Temperatur und pH-Wert dagegen nehmen mehr oder weniger kontinuierlich zur Tiefe hin ab (Mitte und rechte Seite der Abb. 3).

In der Marthahöhle wurde ein ähnliches Profil gemessen (Abb. 4), hier gab es nur eine Sprungschicht, die zwei in sich sehr homogene Wasserschichten trennte (Abb. linke Seite). Die Temperatur erhöhte sich in diesem Profil bis zum Ende der Sprungschicht und fiel dann gleichmäßig ab.

Die Interpretation dieser Ergebnisse führt zu der Vorstellung, daß in diesen Höhlenteichen mit stehendem Wasser eine Dichtekonvektion abläuft, wie sie die Abb. 5 schematisch wiederbigt. An der Fazette wird das Gestein abgelöst und eine Wasserschicht fließt an ihr zur Tiefe des Teiches bis zur Sprungschicht. Dadurch kommt eine Bewegung zustande, die das Wasser innerhalb der Schicht umwälzt.

Leitfähigkeits- und Temperaturprofile

Arge f.n.H. 28.5.73

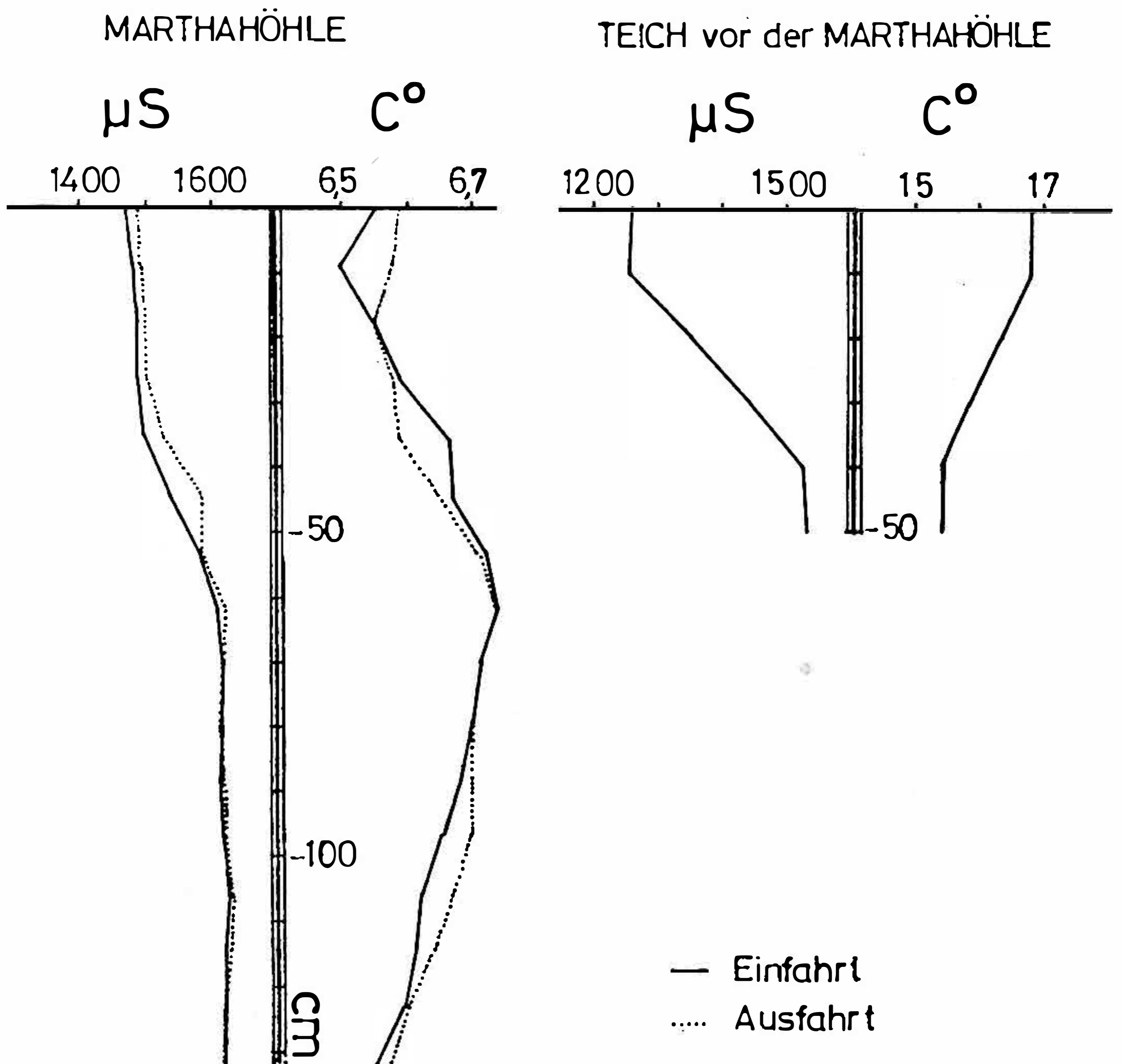


Abb. 4. Profil links in der Marthahöhle, rechts ein Teich vor der Höhle (Außenbedingungen).

Aus diesem Modell müßte sich eine randlich gerichtete Oberflächenströmung ergeben. Diese Hypothese wird durch folgendes Experiment unterstützt. Die Oberfläche eines kleinen Armes des 2. Pfeilersees wurde gleichmäßig mit Styroporkügelchen bestreut (Abb. 6). Am nächsten Tag hatten sich diese Kügelchen alle zum 40- bis 50 cm entfernten Rand bewegt und lagen dort fest

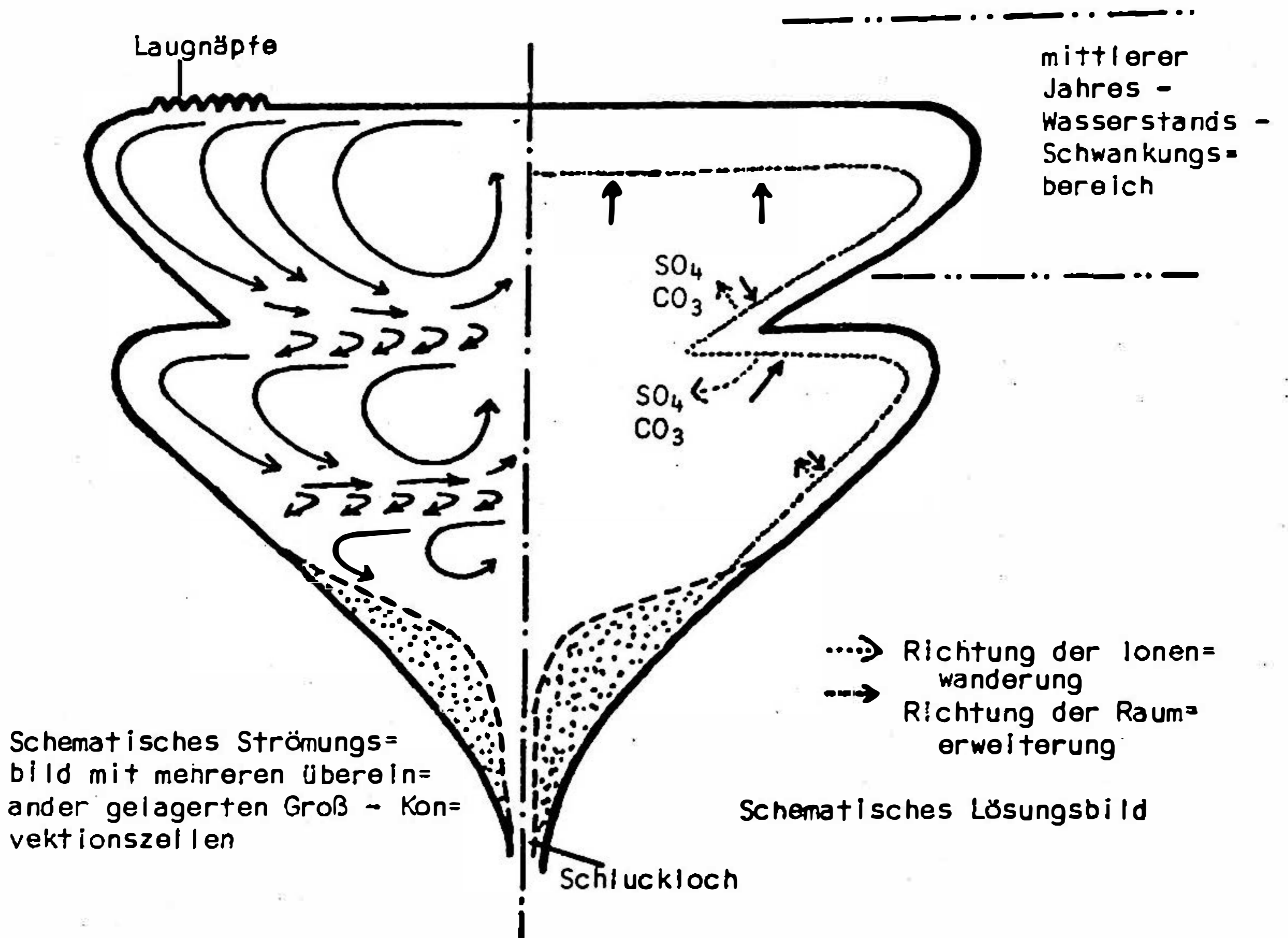


Abb. 5. Strömungsbild der Dichtekonvektion, 1. Sprungschicht mit unterer Laugdecke korreliert.

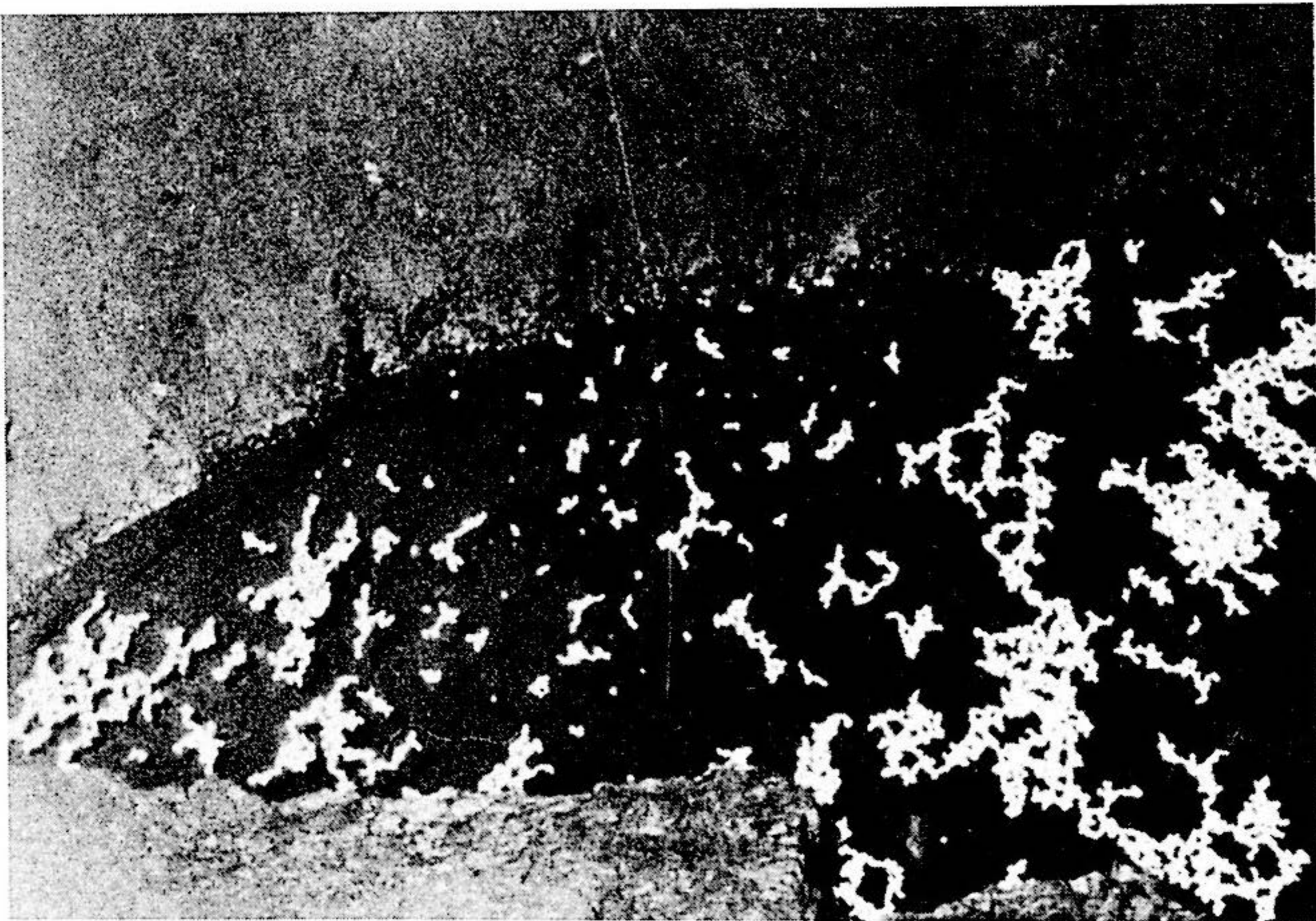


Abb. 6. Zum Nachweis von Oberflächenströmungen auf dem 2. Pfeilersee aufgebrauchte Styropor-Abdeckung, Bildausschnitt ca. 100 × 70 cm.

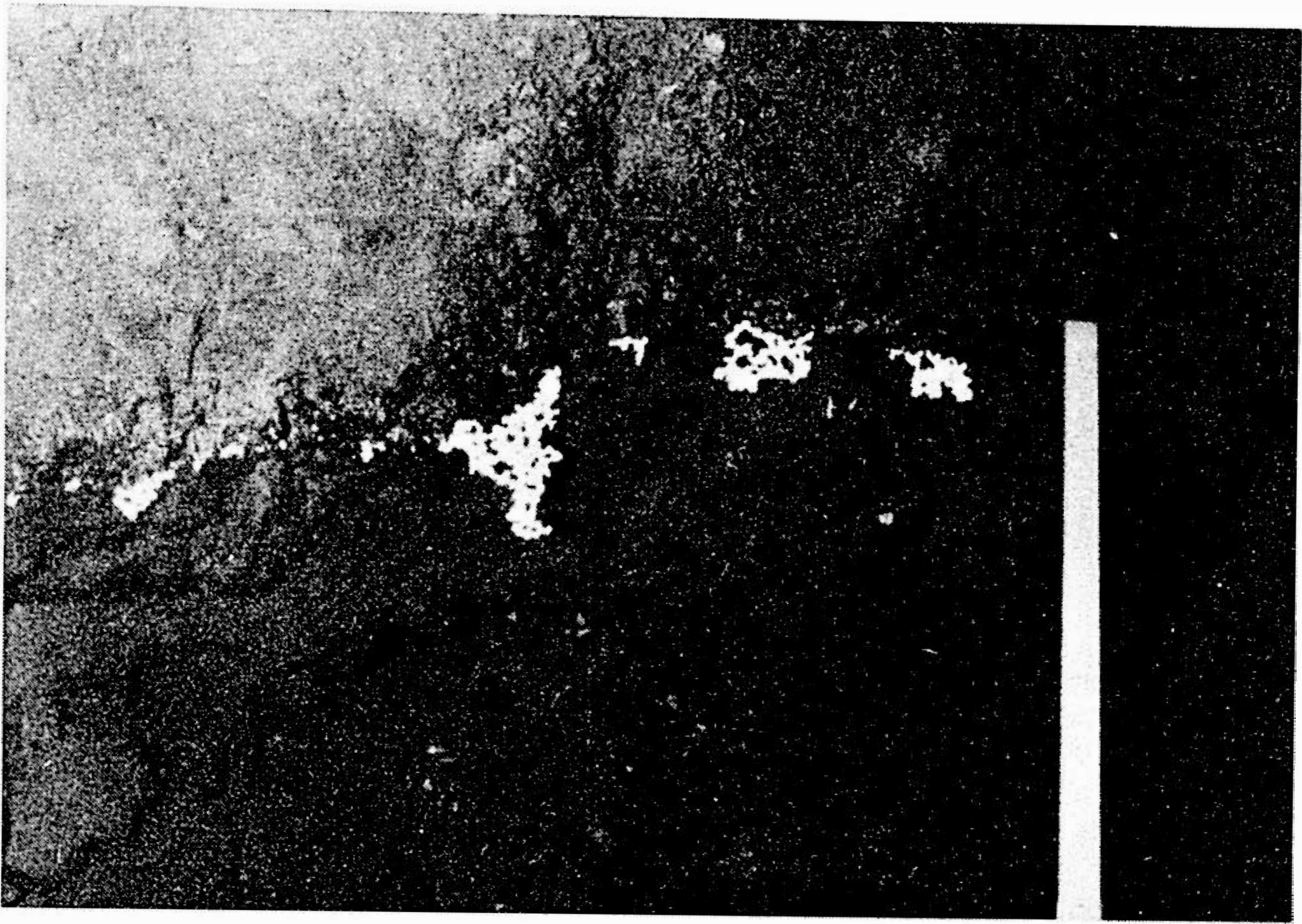


Abb. 7. Nach einem Tag haben sich die Stryroporkügelchen an den Rand angelagert, Bildausschnitt ca. 40 × 30 cm.

(Abb. 7). Um die Störung der Oberfläche durch einfallendes Tropfwasser zu vermeiden, war der gesamt Teich mit einer Plastikfolie überspannt. Nach dieser Beobachtung müßte die Strömung eine Geschwindigkeit von einigen cm/h haben.

Auch die Oberseiten der unteren Wasserschichten müßten eine randliche Strömung besitzen, mit der sie „Frisch“-Wasser zur Laugung an die Fazette führen. Diese Wasserschichtung mag auch für die Ebenheit der Laugdecke verantwortlich sein. Die Laugdecke bildet sich, wie der Name sagt, durch Lösung im untergetauchten Zustand. Sie ist daher auch unter Wasser stabil und bedarf nicht des Nivelliereffektes von eingeschlossenen Luftblasen, die zudem im klüftigen Gips schnell abziehen würden. Unter der Wasseroberfläche aber sind Sprungschichten das einzige waagerechte Bezugssystem mit dem man die Laugdecken korrelieren könnte.

Der Versuch, die Strömung mathematisch näher zu fassen, ist bislang noch nicht erfolgreich. Die Hauptfaktoren, sind die Zähigkeit des Wassers, die Diffusionsgeschwindigkeit, die daraus resultierende Dichtedifferenz einzelner Wasserschichten und die außer der reinen Lösung ablaufenden chemischen Reaktionen so wie Geschwindigkeit und Beschaffenheit des zufließenden Sicker- oder Schwinden-Wassers und die Art und Geschwindigkeit des Abflusses in den Karstwasserkörper.

LITERATUR

- D'ANS L. u. LAX E., 1949: Taschenbuch für Chemiker und Physiker, 2. Aufl., Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- KEMPE ST., 1972: Cave Genesis in Gypsum with particular Reference to underwater Conditions-Cave Science. J. Brit. Spel. Assoc., no 49, p. 1—6.
- KEMPE ST., SEEGER M., 1972: Zum Problem der Höhlengenese im Stillwassermilieu-Mitteilungen. Verband dt. Höhlen- u. Karstforscher, 18. Jg, Nr. 3, S. 53—58, München.
- KEMPE ST., MATTERN E., REINBOTH S., SEEGER M. u. VLADI F., 1972: Die Jettenhöhle bei Düna und ihre Umgebung, Herzberg.
- REINBOTH F., 1971: Zum Problem der Fazetten- und Laugdeckenbildung in Gipshöhlen. Die Höhle 22, S. 88—92, Wien.
- TRIMMEL H., 1968: Höhlenkunde. Braunschweig.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА ГРУЗИИ

Т. З. Кикнадзе

Спелеологический совет АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

Одним из основных проблем карстовой гидрогеологии является изучение движения подземных водотоков и условий их циркуляций. Особо важной проблемой представляется выделение подземных бассейнов карстовых вод. Эти проблемы сложные и для их успешного решения требуется привлечение комплексной методики, включающей: изучение литологического и тектонического строения карстовых массивов, выделение вторичных структур, исследование климатических, геоморфологических и гипсометрических условий, установление зависимостей между модулем стока и расходами карстовых источников, расчленение литологических слагающих на водоносно-карстующиеся и водоупорные горизонты, установление гидрогеологических водоразделов, роли дизъюнктивных и пликтивных дислокаций в межбассейнном распределении атмосферных вод, определение значения плоскостей разрывов и контактов растворимых пород с нерастворимыми для установления направления, скопления и разгрузки карстовых вод, изучение химической активности вод и т. д. Из этого простого перечня вопросов видна сложность и трудоемкость данных проблем.

Одним из весьма интересных и своеобразных карстовых регионов земного шара в гидрогеологическом отношении является карстовая область Западной Грузии, занимающая периферию Южного склона Большого Кавказа и северную холмистую часть Грузинской глыбы или межгорного понижения.

Карстовая область Западной Грузии сложена карбонатными отложениями верхней юры, мела и палеогена. Она расчленена эрозионными, часто каньонообразными долинами рек на многочисленные крупные и малые карстовые массивы, гидрогеологические условия которых изучены недостаточно. Из специальных работ, освещающих гидрогеологию отдельных карстовых районов Западной Грузии следует упомянуть появившиеся за последние годы труды Г. Н. Гигинейшвили и Д. Д. Табидзе (1970), Г. А. Максимовича и Т. З. Кикнадзе (1967, 1973), Т. З. Кикнадзе (1968, 1972), Д. Д. Табидзе и Т. З. Кикнадзе (1973). Интересные данные о гидрогеологии означенного региона приведены в X томе «Гидрогеология СССР» (1970).

Карстовая полоса Западной Грузии характеризуется сложными и своеобразными гидрогеологическими условиями, вызванными нахождением отдельных частей области в пределах сложноскладчатого Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Пестрота литологического и тектонического строения, разнообразный химический состав карстующихся пород, наличие

или отсутствие покровных образований, цокольных и промежуточных, а также покровных водоупоров, климатические условия, расположение относительно общего базиса карстования (впадины Черного моря) а также относительно местных базисов (долины рек и другие отрицательные формы рельефа) создают специфические для каждого отдельного карстового массива гидрогеологические условия.

В пределах карстовой полосы Западной Грузии мы выделяем следующие водоносно-карстующиеся и водоупорные горизонты (см. разрезы на рисунке).

1. Верхнеюрский водоносно-карстующийся горизонт, представлен лузитан-титонскими известняками и распространен главным образом в Западной Абхазии, на Гагрском, Бзыбском и Рихвинском массивах.

2. Нижнемеловой водоносно-карстующийся горизонт, представлен валанжин-барремскими известняками и обнажается почти на всем протяжении карстовой полосы.

3. Верхнемеловой водоносно-карстующийся горизонт, представлен турон-сенон-датскими известняками, занимая в основном центральную и восточную части полосы; в остальных местах сохранился отдельными островками.

4. Палеогеновый водоносно-карстующийся горизонт, представлен палеоцен-эоценовыми известняками и распространен по всей полосе узкой лентой; широким развитием пользуется в Восточной Абхазии и Имерети. В большинстве случаев палеогеновый горизонт вместе с верхнемеловым горизонтом создает единый водоносно-карстующийся горизонт.

В о д о у п о р н ы е г о р и з о н т ы:

1. Нижний водоупорно-экранирующий горизонт, представлен байосской порфиритовой свитой, местами келловей-оксфордскими глинами и песчаниками (в западной части) и глинистыми отложениями кимериджтитона и бата (в восточной половине).

2. Средний водоупорный горизонт, представлен верхнемеловыми (апт-альб-сеноманскими) и нижнемеловыми глинами, мергелями и песчаниками. Распространен почти по всей карстовой полосе. В Западной Абхазии средним водоупорным горизонтом служат нижненеокомские глауконитовые песчаники и битуминозные известняки, а апт-альб-сеноманский горизонт служит верхним водоупором.

3. Верхний (покровный) водоупорный горизонт, представлен палеоген-неогеновыми глинами.

Анализируя перечисленные в начале доклада условия, в пределах карстовой полосы Западной Грузии можно наметить выделение следующих подземных бассейнов карстовых вод:

I. Бассейны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, входящие в Абхазскую подзону Гагрско-Джавской зоны. Характеризуются свойствами высокогорного карста со следами вюрмского оледенения и наличием всего комплекса гидродинамических зон с преобладающим и гипертрофированным развитием гидродинамической зоны вертикальной нисходящей

циркуляции. В пределах массива Арабика, представляющего приморскую опущенную водоносную систему (по классификации Г. А. Максимовича, 1966, 1969) нами выделено 9 подземных бассейнов карстовых вод (Кикнадзе, 1972, Табидзе, Кикнадзе, 1973). Из-за наличия промежуточных водоупоров, здесь имеется этажное строение бассейнов карстовых вод, а синклиналильные структуры определяют движение подземных вод в сторону наклона мульд. В прибрежной части, моноклиналильное строение водоносных горизонтов и наклон в сторону моря определяют движение подземных вод в эту же сторону и их разгрузку в береговой полосе, в местах же погружения известняков под уровнем моря — субмаринную разгрузку.

На Бзыбском карстовом массиве выделено 2 подземных бассейна карстовых вод — Джирхва и Мчишта. Эти два источника разгружают все воды массива (Гигинейшвили, Табидзе, 1970). Мало изученный массив Рихва, расположенный севернее Бзыбского массива разгружает свои подземные воды на южном склоне в виде разновысотных вклюдозов с дебитами 1—2 м³/сек. В некоторых случаях эти источники образуют водопады высотой до 1000 м (Табидзе, 1968). На примерах данных массивов четко вырисовывается несовпадение поверхностных и подземных водосборов. К примеру, общая площадь топографических водосборов источников Мчишта и Джирхва на Бзыбском массиве 38,2 км², а фактических водосборов — 160 км².

Восточнее, в Амзаро-Мухурской подзоне краевых дислокаций представлены карстовые массивы с широким колебанием амплитуды гипсометрического развития, от 150 м (массив Гауча) и до 2000—2156 м (массивы Хвамли и Охачкуе). Наблюдается двухэтажное строение подземных бассейнов карстовых вод с преобладанием горизонтально-наклонной циркуляции. В основном представлены синклиналильные бассейны, но имеются и моноклиналильные.

В строении низкогорных массивов активно участвует покровный водоупор, часто создающий артезианские условия. Широко распространены подземные реки с большими дебитами (Амткели на массиве Цебельда — 6,7 м³/сек. Речхи, Олори, Легвешара на массиве Охачкуе с дебитом 1—2 м³/сек. и др.). Замечено перераспределение стока между бассейнами и несовпадение поверхностных и подземных водосборов (например геологический водосбор р. Речхи на 31 км² превышает площадь топографического водосбора, а р. Олори и р. Эрисцкали — меньше соответственно на 21,7 и 4,6 км²). Режим карстовых источников зависит от количества атмосферных осадков и дебит их изменяется от 0,1 л/сек до 2 м³/сек, иногда достигая 26 м³/сек (Гигинейшвили, 1969).

Карстовые бассейны Рача-Лечхумской синклинали Гагрско-Джавской зоны представлены на карстовых массивах Рачинского хребта и его отрогов. Субгоризонтальное залегание пород определило развитие в основном горизонтальной и наклонной циркуляции карстовых вод, результатом чего являются многочисленные субгоризонтальные пещеры как в гребневых частях, так и в эрозионных ущелях на низких отметках. Частые разрывы придают массивам блоковое строение, а места разрывных нарушений являются очагами разгрузки карстовых вод. Наблюдается двухэтажное строение подземных

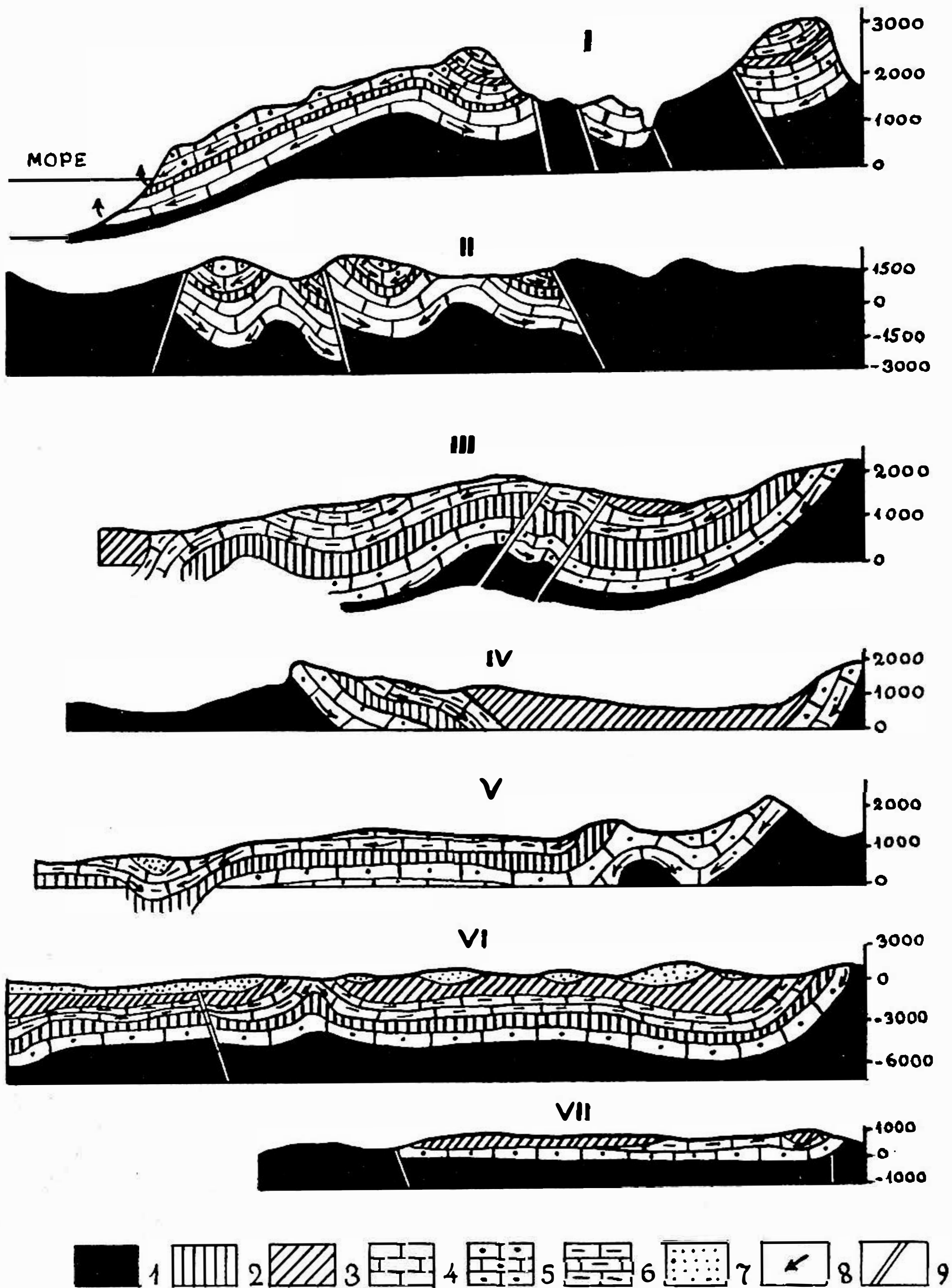


Рис. 1. Гидрогеологические условия развития карста в Грузии.

Схематические гидрогеологические разрезы карстовой полосы Западной Грузии. I. Гагрского массива, II. Бзыбского массива, III. Массива Цebelьда, IV. Массива Хвамли, V. Массива Асхи, VI. Массива Квира и Колхидской низменности, VII. Периферии Дзирульского кристаллического массива. 1. Нижний водоупор ($J_2bj - J_3km + t$); 2. Средний водоупор ($Cr_1ar + al - Cr_2cm$) в Зап. Абхазии, разрезы I—II, $Cr_1ar + al - Cr_2cm$ в остальной части полосы, разрезы III—V); 3. Верхний водоупор ($Cr_1ar + al - Cr_2cm$ в Зап. Абхазии, разрез I, Pg_2^3 в остальной части полосы); 4—7. Карстующиеся-водоносные горизонты: 4. Нижний ($J_3l - t$, разрезы I—II); 5. Средний ($Cr_1v - b$, все разрезы); 6. Верхний ($Cr_2t - cn$, разрез I, $Cr_2t - d$, разрез III, $Cr_2t - d - Pg_1 + Pg_2$, разрезы IV, V, VI); 7. Четвертичные отложения; 8. Направление подземных водотоков; 9. Разрывы.

бассейнов карстовых вод. Подземные бассейны изобилуют подземными реками (Шаора-Шараула, Хеори, Цивцкала и др.), выходящими на дневную поверхность на разных гипсометрических высотах, что обусловлено их приуроченностью к верхнему или нижнему водоносно-карстующимся горизонтам.

II. Бассейны карстовых массивов Грузинской глыбы (Асхи, Урта, Унагира, Цхалтубо, Окриба-Аргветский, Верхне-Имеретское плато) характеризуются преобладающей горизонтальной циркуляцией карстовых вод (за исключением северной части массива Асхи) и наличием этажнорасположенных карстовых пещер. Многочисленны подземные реки (Ткибула-Дзеврула, Тоби, Чери, Рачха, Турчу и др.). На Грузинской глыбе карбонатные отложения глубоко погружаются к югу под уровнем моря и перекрываются мощными покровными водоупорными отложениями. Здесь циркулируют уже карстовые воды глубинной циркуляции и созданы артезианские условия.

В карсте Западной Грузии доказано существование обособленных подземных карстовых водотоков, что особенно наглядно прослеживается в горноскладчатых массивах Южного склона Большого Кавказа. В платформенном типе карста намечается единый уровень карстовых вод. Тенденция постепенного перехода режима обособленных водотоков к режиму грунтовых вод вырисовывается на Даркветском нагорье, составляющей части Верхне-Имеретского плато (Тинтилозов, 1963) и особенно четко — в Чиатурском районе.

Зарождение и развитие подземных бассейнов карстовых вод в Западной Грузии следует рассматривать на фоне истории геологического развития области. На границе плиоцен-плейстоцена валахская орофаза вызвала сводовое воздымание Большого Кавказа и его отрогов. Образование в это же время Черноморского грабена, сильные палеогеографические перестройки вызвали ослабление поверхностного стока и его перемещение в глубину (Буачидзе, 1970). Дальнейшее опускание означенного грабена, а также разнообразные тектонические движения создали благоприятные условия для подземной циркуляции и дренирования карстовых вод. Особая роль в образовании подземных бассейнов карстовых вод принадлежит пликативным дислокациям (в пределах Южного склона Большого Кавказа), создавших обособленные водотоки, и дизъюнктивным дислокациям (в пределах Грузинской глыбы), создающих единый уровень карстовых вод.

Карстолого-гидрогеологическое изучение подземных бассейнов карстовых вод Западной Грузии начато сравнительно недавно и дальнейшие исследования в этой области смогут выявить весьма интересные особенности развития карста. (Рис. 1).

T. Z. Kiknadze

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE KARST DEVELOPMENT IN GEORGIA

ABSTRACT

An attempt is made to reveal large and small underground karst water basins. The existence of separated underground streams in the karst of Georgia.

ЛИТЕРАТУРА

- БУАЧИДЗЕ И. М., 1970: Основные закономерности формирования и распространения подземных вод Грузии и их зональность. В кн. «Гидрогеология СССР», т. X, «Недра», Москва.
- ГИГИНЕЙШВИЛИ Г. Н., 1969: Новые данные о подземном водообмене в карстовых массивах Грузии. Тез. докл. науч. сессии ин-та Географии им. Вахушти АН ГССР. Тбилиси.
- ГИГИНЕЙШВИЛИ Г. Н., ТАБИДЗЕ Д. Д., 1970: О подземных водосборах Бзыбского карстового массива. Сообщ. АН ГССР, 60, № 1.
- ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР, 1970: Грузинская ССР, т. X. «Недра». Москва.
- КИКНАДЗЕ Т. З., 1968: Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика. Proc. 4th Int. Congr. Speleol. Yug., Vol. III.
- 1972: Карст массива Арабика. Изд. «Мецниереба», Тб.
- МАКСИМОВИЧ Г. А., 1966: Некоторые особенности геоморфологии и гидрогеологии горных районов. Кратк. содер. докл. VI науч. сессии спелеологов. Тбилиси.
- 1969: Основы карстоведения. Т. II, Пермь.
- МАКСИМОВИЧ Г. А., КИКНАДЗЕ Т. З., 1967: Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья. Сообщ. АН ГССР, т. XLVII, № 3.
- 1973: Гидрогеологические особенности карстового массива Арабика. «Пещеры Грузии», т. 5.
- ТАБИДЗЕ Д. Д., 1968: О карстовом массиве Рихва. Кратк. содер. докл. VIII науч. сессии спелеологов. Тбилиси.
- ТАБИДЗЕ Д. Д., КИКНАДЗЕ Т. З., 1973: О подземных бассейнах карстовых вод известнякового массива Арабика. «Пещеры Грузии», т. 5.
- ТИНТИЛОЗОВ З. К., 1963: Карстовые пещеры ущелья р. Джрочула. «Пещеры Грузии», т. 1.

Ca 021

KARSTWASSERUMLAUF UND KARSTWASSERHAUSHALT IM TRANSDANUBISCHEN MITTELGEBIRGE

Sándor Láng

Universität von Budapest, Abt. für Physische Geographie, Budapest, Ungarn

Das Karstwasser des Transdanubischen Mittelgebirges besitzt zwei, jedoch miteinander völlig zusammenhängende und ineinander übergehende Niveaus. Das eine, das *o b e r e* — Die Donau-Erosionsbasis — ist in einer Höhe von ~ 100 m über dem Meeresspiegel, ein strömendes, dynamisches, oder sich auffüllendes, herabsinkendes Karstwasser, das heute über der Höhe von 100 bis 280 m liegt. (Das uhrglasartig sich aufwölbende Hauptkarstwasser-Niveau des Mittelgebirges bildet die obere Grenze seines Niveaus.) Das andere ist die untere, d. h. unterhalb des vorigen liegende (statische) *T i e f k a r s t w a s s e r - Z o n e*, die von einem Niveau 100 m bis unter das Meeresspiegel reicht, dem Vorhandensein von aufspeichernden Karstgesteinen (Mezozoeozen Kalksteinen, Mezozoon-Dolomiten, sowie Kalkhaltigen Mergeln) entsprechend ganz bis an die Wasser absperrenden Kristallschiefer-Palezoonschichten, oder seitlich hin bis an die Deckgebirgmassen, gleichsam mit mehr abdichtendem Charakter. Die strömende — sich auffüllende Karstwasserzone stellt nur eine etwa 5—10 m dicke Kruste, oberhalb der tieferen Zone des statischen Karstwassers, dar.

Dementsprechend gibt es im Transdanubischen Mittelgebirge in der tieferen Zone von der etwa 5000 km² großen 100 m ü. d. M. liegenden Karstfläche in das porose Sediment des Deckgebirges nur sehr wenigen Karstwasserverlust — er kann nur etwa auf 1—2 % der einsickernden Wassermenge geschätzt werden — da ein größeres Auftauchen des Wassers auf die Oberfläche nirgends aufzufinden ist. (Zu diesem Typ kann nur höchstens der am Rande der Kalkgebirge entstandene Moorenkranz gezählt werden.) Nur Karstwässer mit vorwiegend *h e r a b s i n k e n d e m* *C h a r a k t e r* springen aus den etwa 70 Karstquellen hervor. Ein kleinerer Anteil dieser Quellen (Quellen der Budaer Thermal-Linie, die Quelle des Héviz-Sees, Pétfürdő, Dunaalmás, usw.) ist eine Mischung von kälteren Karstwässern und nicht karstartigen Wässern in geringer Menge, bzw. von mehr oder weniger tiefer Herkunft (nach Horusitzky, F. ist das letztere: profundus Wasser).

In diesem Sinne gleicht der Karst des Transdanubischen Mittelgebirges von Budapest bis zu Héviz — der liefer liegende sogar über diese Grenzzone hinaus — einem *e i n h e i t l i c h e n*, *g r o s s r ä u m i g e n* *K a r s t - w a s s e r s p e i c h e r - G e f ä s s*, dessen Grundfläche, ganz bis zum basalen Kristall-Grundgebirge hinab (nach den Daten von Kassai, F.) etwa 500—1000 m in der Tiefe, $\sim 10\,000$ km² beträgt. Im Verhältnis zu dieser großen Fläche bilden seine, auf die Oberfläche auftauchenden Teile nur winzige

Flecken das Keszthely-Gebirge, das Balaton-Hochland, das Süd-Bakony, das Nord-Bakony, das Ost-Bakony, das Vértes-, das Gerecse und schliesslich das Buda-Pilis-Gebirge. Ihre Gesamtfläche überschreitet nicht die Fläche von 1250 km², selbst wenn wir die nur einige dicke, hie und da auffindbare, junge bedeckungsartige Sedimentendecke zurechnen; d. h. die Oberfläche überschreitet — mit den deckgebirgischen Karstoberflächen zusammen — 1500 km² nicht. Das nehmen wir zu Grund als eine *e i n s i c k e r n d e K a r s t f l ä c h e*, die im Durchschnitt 25—30 % des Jahresniederschlags aufnimmt.

So ist also unser oben genanntes Karstwasserspeicher-Gefäß im Mittelgebirge vom Wasser wohl besättigt und die erwähnte jährliche 25—30%-ige Einsickerung kann in der Regel über die tiefsten Schorten dieses Gefäßes an der Erosionsbasis auch *ü b e r s t r ö m e n*, leider ist aber die Menge dieser Einsickerung — nach unseren heutigen, modernen Kenntnissen — und die der fast ebenso grossen Überströmung, infolge der nicht zu feuchten Klimaverhältnisse, verhältnismässig gering.

Wenn also zu unseren Zeiten dem hauptsächlich künstlich schon abgezapften Karst um ein wenig mehr Wasser abgepumpt wird, als die Überströmungsmenge, so *h ö r t b a l d d i e g e s a m t e Ü b e r s t r ö m u n g*, die Tätigkeit der reichen Karstquellen auf. Heute gibt es noch eine partielle Überströmung, sie hat aber eine abnehmende Tendenz, weil der Bergbau seit mehreren Jahrzehnten schon viel Karstwasser entnahm und die ehemaligen Wasserniveaus senkte. Wenn wir aber mehr Karstwasser entnehmen, als die Einsickerungs-, beziehungsweise die gleiche Überströmungsmenge, kann an der Stelle der Abpumpung ein sehr tiefer *D e p r e s s i o n s t r i c h t e r* zustande kommen, bedingt von der Tiefe der Pumpenanlage unterhalb des Wasserspiegels des jeweiligen Karstwassers. Entnehmen diese Pumpmaschinen dem Karst, über eine längere Zeit, viel Wasser, zeigt sich das Ergebnis durch Umlagerung und Sinkung des Karstwasserspiegels sehr fühlbar. Diese Sinkung betrug im allgemeinen — sogar 20—30 km von den viel Karstwasser entnehmenden Steinkohlen- und Bauxitgruben entfernt — im Laufe der letzteren 20—25 Jahre 20—25 km, hie und da sogar noch mehr. Dementsprechend ist schon, leider etwa ein Viertel der Karstquellen schon erloschen und falls der Wasserbergbau im Karst auch zunehmen wird, werden fast alle die hier genannten 70 Quellen versiegen.

Aufgrund obiger Erläuterungen ist eine der Gesetzmässigkeiten, die bei dem Karstwasser-Abpumpen sich zeigen, offensichtlich: eine volle Abzapfung, schon oberhalb der erwähnten 100 m tiefen Erosionsbasis — z. B. das Entnehmen von mehr als die ganze Menge des jährlich eingesickerten Wassers — verursacht die Herabsinkung des Karstwasserniveaus und das Aufhören der Überströmungen. Wenn man aber den meistens unterhalb des Niveaus von 100 m liegenden, sog. *B a s i s w a s s e r - V o r r a t* (statisches Karstwasser) — in kleinerem Masse — abzapft, wird sich eine Karstwassersinkung auf dem Gebiet des ganzen Karstwasserspiegels des Mittelgebirges stufenweise, aber nicht gleichmässig, zeigen. Ist die Abzapfung dieses Basis-Vorrates schon

so gross angelegt, dass sie auch in Menge die jeweilige Einsickerung überschreitet, (eine solche Situation gibt es z. B. seit 1968 im Transdanubischen Mittelgebirge), wird neben Entstehung von riesigen Depressionstrichtern auch das allgemeine Karstwasserniveau überall, das ganze Transdanubische Mittelgebirge entlang, stürmisch sinken, außer wenn tektonisch auch gut wahrnehmbare Isolierungs-Zonen die Stauungen einzelner kleinerer Teile fördern. (Ein gutes Beispiel für letzteres bietet das Balatonhochland zwischen B. almádi und Révfülöp.)

Als Folgerung obiger Schilderungen könnten wir den Grundsatz vorschlagen und empfehlen, daß die Verbesserung der Wasserversorgung der Hauptstadt, bei Benutzung der Karstwasser-Basis so gelöst werden sollte, dass die zu benutzenden und in das Wasserleitungssystem zu speisenden Wassermengen die massgebende Einsickerungsmenge der anschliessenden Karstgebirgsgebiete im Jahresdurchschnitt nicht überschreiten sollten. Dadurch könnte man das Versiegen der Karstquellen in Budapest, in Héviz und eventuell auch anderswo, vermeiden. Um irgendeinen Sicherheitsvorrat zu bilden wäre es zu empfehlen, nur das 95—97 % der massgebenden einsickernden Wassermenge zu verbrauchen, da die Schwankungen von mehreren Jahrzehnten nicht selten eine negative Tendenz aufweisen.

Das Mass der Einsickerung beträgt — in unseren Mittelgebirgen nach Kessler, H. (1954) — das 30—40 % des Jahresniederschlags. Die in den Hydrographischen Jahrbüchern publizierten Berechnungen schwanken aber — einige Karstquellen mit gut umgrenzbaren Karstwasser-Sammelgebieten betreffend — zwischen 20 und 50 %, abhängig davon, ob das hydrologische Winterhalbjahr — mit seiner wenigen Verdampfung — an Niederschlag reich, oder arm gewesen ist. Im Jahresdurchschnitt fällt dieser Wert — auch nach unseren Berechnungen — etwa zwischen 25 und 30 %. Auf diesem Grund beträge — nach unseren Berechnungen — die durchschnittliche jährliche Einsickerung der Karstgebiete des Transdanubischen Mittelgebirges — mit 660 mm hohem durchschnittlichem Niederschlag — im Durchschnitt mehrerer Jahre 180 mm pro Jahr. Dies beträgt $180,10 \text{ m}^3/\text{km}^2$, dessen Speicherung bei einer 1%-igen durchschnittlichen Hohlbildung eine 18 m dicke (18 Millionen m^3) Gesteinschichte benötigt. Bei einer 2%-igen Hohlbildung — mit diesem Wert rechnet Kassai, F. — ist zur Speicherung des durchschnittlichen jährlichen Niederschlags nur 9 Millionen m^3 Gestein, als Wasser aufbewahrender Gesteinumfang, (d. h. eine 9 m starke Gesteinplatte) nötig. Auf diesem Niveau zwischen 9 und 18 m liegt — dem Wasserhaushalt trockenerer, bzw. feuchterer Jahre entsprechend — die dynamische Karstwasserzone. Die Lage dieses Niveaus ändert sich — wie wir es schon angedeutet haben — im Verhältnis zu einem gewissen Mittelwert — \pm einige m — je nach der Situation der extrem trocknen, bzw. extrem feuchten Jahre.

Was die Niveaus des Karstwassers anbetrifft, wurde also das sog. Hauptkarstwasser-Niveau — wie wir es heute

wissen — bis zu den 40-er Jahren festgelegt, das eine, über das Niveau der Erosionsbasis (im NO die Linie der Donau, im SW, im Bakonygebirge der Mórer Graben, die Depression der Sárrét-Gebiete, des Balatons und des Marcal-Beckens) mehr, oder weniger — wie schon erwähnt — uhrenglasartig sich aufwölbende Oberfläche darstellt. Es ist also als einheitliches Hauptkarstwasser im Grund der Gebirge Vértes, Gerecse, Pilis und Buda vorhanden, mit zentralen Aufwölbungen, die fast die Höhe von 150—180 m (ü. d. M.) erreichen, im Kern der Gebirge, während die Abzapfungen am Rande, in Budapest 100—105 m, anderswo 110—150 m ausmachten. Heute erreichen die zentralen Aufwölbungen des Karstwasserspiegels — infolge der großen Depressionen durch den Bergbau — kaum die 130—140 m Höhe, wie das die Karstwasserkarte vom Jahre 1972 (1. Jan.) andeutet. Außerdem haben sich diese Aufwölbungen unter das Nord-Mezöföld hin verschoben, wo noch die nicht sehr tiefe Ausbreitung der Mezo-zoon-Karstwasser aufbewahrenden Gesteine der Mittelgebirge unter der Oberfläche vorhanden ist. Demgegenüber erreicht das Karstwasserniveau unter den Bergen Vértes-Gerecse-Pilis-Buda, auf Einwirkung der großen Depressionen nur eine Höhe von 110—120 m, es wölbt sich also kaum auf und wenn das Tempo des Wasserentnehmens seitens des Bergbaus nicht nachlässt, wird es im Laufe eines Jahrzehntes unter die 100 m Höhe sinken und auch die Thermalquellen in Budapest werden dadurch versiegen.

Eine andere, grosse Karstwassereinheit bildet das Bakonygebirge, dessen Hauptkarstwasser-Niveau, der Isolierungszone der literischen Breschenverschiebung angelehnt, heute noch zwischen Tótvázsony und Szentgál das Niveau von 250 m ü. d. M., überschreitet die Wasserentnehmungen am Rande (Iszkaszentgyörgy, Várpalota, Ajka, Halimba, Nyirád) senken aber auch hier Jahr für Jahr stürmischer Weise das Wasserniveau und schon auch den von lange her aufgespeicherten sog. statischen Wasservorrat. Jährlich wird ja manchmal das Vielfache des sich auffüllenden (dynamischen) Karstwassers auf je einem erwähnten Bergbaugebiet entnommen. (Tab. 1, 2.)

Zur Berechnung der Einsickerungsgröße (M) haben wir die Formel von Kessler, H. (1959) verwendet. Diese Formel wurde im Rahmen des Studiums der Karstwasser-Erträge der Karsquelle Tettye, in Stadt Pécs, als auf einem Versuchsterrain, entwickelt. (Neuerlich wurden auch die Normen des Wasserhaushaltes der Tettye-Quelle wieder geprüft, das Ergebnis ist aber bis jetzt nicht publiziert worden.)

Tab. 1

Karstwasserniveaus im Transdanubischen Mittelgebirge (m ü. d. M. s) (Láng, S.: 1972)

	1946	1.1. 1972	Sinkung d. Karst-Was- serniveaus (m) △
Budakalász-Bohrung 2	112,5	—	—
Solymár-Solymármine	138	118,4	-19,6
Pilisvörösvár	138	112,8	-25,2
Pilisszentiván-Erzsébetmine	137—38	—	—
Dorog-Neumine	131,3	109	-22,3
Reimannmine	131	108	-23
B-Mine	131	108	-23
Samu-Mine	131,3	108	-23,3
Tömedék-Mine	132	108	-24
Tokod, Vilmos-Mine	131	109	-21
Ebszőny Fördermine	(J. 1931) 131	110	-21
Tát — Bohrung 17	115,4	110 (M—97)	-5,4
Sárisáp-Langyos-Quelle	131	(versiegt)	-21
Nagysáp-Bohrung 2	188,075	110 (NS—61)	-78
Tatabánya, Minen VI—VII	139,5	110	-29,5
Tatabánya, Viz-Mine	139,5	110	-29,5
Tata, Quellen Fényes, Vak	132	123	-9
Cseke-See	140	123	-17
Oroszlány, Mine 1.	140	(Pokol-Bohrung) 123,7	-16,3
Nagyegyháza, Bohrung 3	139,5	(0,1—1761) 118,8	-20,7
Alcsut, Vért-Tal	140	(Nh—1)• 137,5	-2,5
Zámoly (△139,4 m) nördlich			
Quellen nach 3,4 km	155	140	-15
Gánt- Wassermine	158	140,3 (Gánt—1)	-17,7
Csákberény Badsee	185	138 (Csb—1)	-47
Csókakő, vom + 228,3 nach W, 2 Quellen	180	135,8 (Csk—1)	-44,2
Bodajk, Bodajk-See	146	138	-8
Fehérvárurgó, Meluzinabad	130	60	-70
Duzzogó-Bad	127	90	-37
Forrófő-Bad	132	80	-52
Csór, Csabafőviz	124,5	~100	-24,5
Inora, -Boda-, Sár-, Farkaskutbad	147,6— 154,2	98,4 Mine in d. Kraftwerk Kolonie	-56
Csetény-Bohrung 22	169,1	148 (Q—232)	-21,1
Dudar, Bohrung 14	164,3	149,1 (D—218)	-15,2
Várpalota	147	~100	-47
Veszprém, Laczkó-Quelle	240	240	∅
Héviz	109	109	∅
Tapolca, See-Höhle	124,2	124,2	∅
Nyirád, Bauxitgrube	150	115	-35
Ajka	204	~170	-34
Jolán-Mine	247	232,3 (V 235)	-14,7
Városlőd, Kálvária-Tal	314	~250	-64
Gyepükaján, warmes Wasser	170	154,6	-15,4
Attyaer Quellen	178	157 (Pk, Mine)	-20,5
Tapolcafő	180	157,5 (Pk, Mine)	-22,5
Sümeg, Wasserwerk	147	142,8	-4,2
Öcs, Kinder-See	185	182,8	-2,2
Véndek, Szentkut	165	130,7 (HgN 29)	-34,2

Tab. 2

Erstreckung des Karstes des Transdanubischen Mittelgebirges (km²) (Láng S.: 1972)

Bezeichnung des Karstgebietes	Fläche (km ²)	Bezeichnung des Karstgebietes	Fläche (km ²)
B a k o n y		D u n a z u g - V é r t e s	
1. Nord-Bakony	300	4. Vértes	180
2. Ost-Bakony	350	5. Gerecse	150
3. Südbakony und Balatonhochland	400	6. Buda-Gebirge	100
Σ	1050		Σ 430

$$M = M' + k, \text{ wo } M' = \frac{\text{Niedersch. (Mon. 1-4)} \cdot 100}{\text{Jahresniedersch.}}$$

$$M = \frac{\text{Niedersch. (Mon. 1-4)} \cdot 100}{\text{Jahresniedersch.}} + k.$$

k = Korrektionsprozent, ist folgendermassen zu berechnen: man nimmt das Abweichungsprozent des Niederschlags in Monaten 9–12 vom normalen Niederschlag, das ist der Korrektionsniederschlag: k im %

beträgt K:

0–5 %
6–15
16–25
26–35
36–45
46–55
56–60
61–65
66–70
>70

beträgt die Korrektionskonstante k im %:

0
1
2
3
4
5
7
10
13
15

Was die tatsächlichen Ausmasse des Wasservorrates anbelangt, sollte vorangehend noch erwähnt werden, daß die mittlere Höhe des Transdanubischen Mittelgebirges, namentlich zwischen Hévizfürdő und Budapest nur etwa 280–300 m erreicht, das mittlere Niveau des Karstwassers im Bakonygebirge zwischen 150 und 200 m liegt (heute z. B. höchstens 280 m), in den Gebirgen Vértes, Gerecse und Buda-Pilis beträgt es — sogar gegen die Mitte dieser Gebirge — nur 110–120 m. Aufgrund dieser Daten mag auf den genannten Gebieten die sog. *einsickernde und herabsinkende (dynamische) Karstwasserzone* — bis an die Donau-Balaton-Erosionsbasis hinan — im Durchschnitt heute nur im Bakonygebirge etwa 120–150 m stark sein, während sie im Vértes-Gebirge und auf den Gebieten des Gebirges Dunazug nur 10–20 m stark ist. Die ganze Karstformation des Mittelgebirges ist hingegen durchschnittlich 1200–1300 m stark. Ihr Karstwasservorrat

schaut — laut der Tab. 3 — folgendermassen aus. (In die Berechnung herbeigezogen wurde hier nur eine Fläche von ungefähr 5000 km², die mit der Oberfläche in größerer Wasserumlauf-Verbindung steht.)

Tab. 3

A. Karstwasservorräte und Speicherkapazität im Mittel-Dunántul (Schätzungen, Berechnungen) Láng S.: 1972

Für 1972	Fläche (km ²) / Tiefkarst stat. Zone	Porosität (%)	Gebirge Umfang (km ³) (über 100 m)	Kartwasser (km ³)	
				dynam. (100 m ü. d. M.)	stat. (100 m ü. d. M.)
1. Bakony	3000	1	600	~0,25	6
2. Vértes- Dunazug Geb.	2000	1	350	~0,10	3,5
3. Für 1945 Bakony, Vértes Dunazug insges.	<u>5000</u>	<u>1</u>	dasselbe	<u>~0,35</u>	<u>10,5</u>

B. Die durch den Bergbau und die Wasserwerke entnommene gesamte Karstwassermenge und der Wasser-Ertrag der Quellen in Millionen km³ in den Jahren 1931–45, 1946–60, 1961–72

	(Schätzung 1931 1934	Berechnung 1946 1960	1961 1972	i. J. 1971	Σ	Wassermenge der Quellen		
						1931/ 1945	1946/ 1960	1961/ 1972
						Pilisvörösvár (Steinkohle)	—	6
Dorog (Steinkohle)	110	350	660	40	1120			
Tatabánya (Steinkohle)	130	280	520	52	930			
Iszkaszentgyörgy (Bauxit)	—	40	250	29	290			
Várpalota (St. koh.)	150	56	80	8	286			
Balinka (St. koh)	—	—	40	9	40			
Dudar (St. koh)	—	5	10	1	15			
Urkut (Mangan)	25	30	30	2	85			
Ajka (St. koh.)	100	130	140	13	370			
Halimba	—	10	30	4	40			
Nyirád	—	20	700	110	720			
Kleinere Wass. werke aus den Karstminen	200	85	100	10	385			
	715	1012	2565	278	4292	3640	2950	1200
Jahresdurchschnitt:	48	68	214		108	243	196	100**

* Insgesamt mit den Daten vor 1931.

** Im J. 1971 nur 63.

Die entnommenen, in ihrer Endsumme riesigen Karstwassermengen haben letzten Endes die statischen Karstwasser abgezapft, wodurch das Hauptkarstniveau — auch die Tiefkarsten des Mittelgebirges miteinbegriffen — bis zu dem Grundgebirge um etwa 40 m sank. Das bedeutet — mit einem 1%-igen Aushohlprozeß gerechnet etwa 0,4 Millionen m^3/km^2 Wasserverlust, d. h. einen 4 km^3 grossen gesamten Wasserverlust in den letzten 50—100 Jahren, in abweichendem Masse je nach Grubenstellen. Mit einer 2%-igen Porosität gerechnet wäre die Sinkung nur 20 m tief. (Es ist schwer zu entscheiden, welches von den Daten der Wirklichkeit näher stehe, weil das Innere der Gebirgen betreffend — keine Daten für die Lage vor mehreren Jahrzehnten des Karstwasserniveaus uns zur Verfügung stehen).

Da ungefähr die Hälfte des Mittelgebirges ein 100—200 m starkes, mit lockerem jungem Sediment bedecktes Deckgebirge-Terrain ist, kann uns nur eine etwa 28%-ige jährliche Einsickerung-, ungefähr 180 mm je auf eine Fläche von etwa 1500 km^2 gerechnet — zugrunde liegen. Mit der Hilfe dieser Berechnung können wir das Alter des Karstwassers feststellen: die volle Sättigung des Karstes geht (geologisch) schnell voran, das heißt: es gibt keine sog. Triaswasser (Wässer, die aus diesem Zeitalter stammen). Folglich beträgt die Menge der Einsickerung im Jahresdurchschnitt $180\,000 \text{ m}^3/\text{km}^2$, d. h. eine 0,18 m starke Wasserschicht. Das ist z. B. — die heutigen Klimaverhältnisse zu Grund genommen — während 1 Mill. Jahre eine 180 000 m starke (180 km) Wasserschicht. Schon diese enorme Zahl schließt die Annahme des sog. Ur-Karstwassers (Trias-Wassers) aus, also das Vorhandensein von Wässern aus früheren geologischen Zeitaltern, in dem Sinne, daß in den unteren Teilen des Mittelgebirges etwa nur aus dem Mesozoikum zurückgebliebene Wasserschichten vorhanden wären. Im Laufe von 50 Millionen Jahren aber — also etwa seit dem Ende des Eozen-Zeitalters — wäre die gesamte Wasserschicht einer, nur unseren heutigen Klimaverhältnissen entsprechenden Einsickerung 9000 km stark. Diese Summe kann — den Wasser austauschenden Einfluß der auf diesem Gebirge-Gebiet vorkommenden hydrothermalischen Prozesse in Betracht genommen (Entstehung von Aushöhlungen, hydrothermale Mineral-Assoziationen, Kalkstoffbildung, Auftriebkraft von Gasen, Gesteinauflösung) — sogar im Laufe einer so langen Periode auch noch einen mehrtausendfachen Wasseraustausch bedeuten. Auch aufgrund der obigen ist die Möglichkeit des Zurückbleibens von Karstwässern aus dem Trias ausgeschlossen.

Aus diesem Aspekt der gegenwärtigen Gestaltung des Karstwasserhaushaltes betrachtet ist auch die ausgleichende Wirkung des einsickernden Niederschlags auf die kleineren oder größeren Depressionen — von der Karstwasser-Absaugung des Bergbaus hervorgerufen — beachtenswert. Die ausgleichende Wirkung des einsickernden Niederschlags kommt bei der Auffüllung der eben erwähnten groß angelegten Absaugungsdepressionen nur teilweise zur Geltung. Unsere Karstgebirgen sind nämlich an Niederschlag nicht reiche Gebiete — auch wenn sie um ein wenig feuchter sind als die trockene Alföld — und sei die Einsickerung relativ auch hoch genommen, entspricht im absoluten Wert der

28%-iger Einsickerung im Jahresdurchschnitt nur eine 180 mm starke Wasserschicht, die zwar in einer durchschnittlich 18 m starken Schicht eine im Durchschnitt 18 Millionen m^3/km^2 große Speicherfläche darstellt, das bezieht sich aber nur auf eine verhältnismäßig kleine Fläche der offenen Karste. Nach den Daten von K a s s a i (1948) beträgt im Dunazug-Gebirge die Oberfläche des Meozozoon-Grundgebirge mit offenem Karst beinahe 600 km^2 , im Bakony 1500 km^2 (beide Daten sind übertrieben!) wo im Durchschnitt eine 25–30%-ige Einsickerung erfolgt, jedoch bezieht sich auf Karstgebiete mit einer 10 m starken und noch stärkeren Deckungsschicht schon nicht, wo dieses Verhältnis auf sein Fragment rückfällt. (Nach K a s s a i kann dieses Verhältnis nur 5 % betragen, unseres Erachtens ist es noch weniger: nur etwa 3 %).

K a s s a i hält z. B. auf Grund der obigen die Wiederauffüllung durch Niederschlag, bei einem 50%-igen Einsickerungs-Verhältnis für $33\text{--}34 \text{ m}^2/\text{sec}$, beziehungsweise für $2000 \text{ m}^3/\text{Minute}$. (Wir halten das für übertrieben.) Auf eine Einsickerungs-Karstoberfläche derselben Größe wäre dieser Wert nach unseren Berechnungen, mit einem durchschnittlichen Niederschlag von 600 mm im Dunazug, 700 mm im Bakony und nur mit einer Einsickerung von 25–30 % gerechnet, etwa 258 Millionen m^3/Jahr , d. h. kaum $9 \text{ m}^3/\text{Sec}$, bzw. $492 \text{ m}^3/\text{Min}$. Auch dieser Wert ist aber zu hoch, da der Ausmass der zwangsweise erfolgten Wasserentnehmungen zur Zeit (Tabelle 3) größer ist, und das Karstwasserniveau von mehreren und beträchtlichen Karstgebieten noch immer sinkt. Es gibt ausserdem viele Karstquellen im Mittelgebirge, die, wenn sie auch noch nicht versiegt sind, — manchmal sogar 15–20 km von dem Kreis der groß angelegten Pumpensysteme auf dem Bergbaugesamt — ihre Tätigkeit betreffend kräftig geschwächt sind. Folglich müssen wir unsere Aufmerksamkeit einer noch vorsichtigeren Annäherung des Problems des Karstwasserhaushaltes und einer noch sorgfältigeren Überprüfung der früheren Berechnungen zuwenden. Wir mussten uns also den von K e s s l e r (1954) aufgestellten und uns anfangs zu karg scheinenden Flächennormen nähern, ebenso wie Flächendaten der Karstwasser-Karte von B ö c k e r - S á r v á r y niedriger sind als die von K a s s a i .

Die Ergebnisse unserer Berechnungen den Karstwasserhaushalt betreffend und die von Vituki-Viköz, halten sogar auch die von K e s s l e r aufgestellten Normen für ein wenig zu hoch. Es stellte sich nämlich heraus, daß das von Kessler bestimmte Einsickerungsprozent um ein wenig zu hoch ist, weil es etwa um 5–8 % die Einsickerungsverhältnisse in meinen Berechnungen überschreitet, obwohl letztere auf eine Serie von 120 Jahren sich stützten. Ebenso hoch und stellenweise unpünktlich sind auch die in den Jahrbüchern für Wasserhaushalt von Viköz angegebenen Einsickerungswerte, da diese sich nur auf einige meteorologischen Stationen des Mittelgebirges beziehen, und nicht auf Mittelwerte — als Basiswerte — einiger Stationen für Messung des Niederschlages auf je einer kleineren Karstlandschafts-Einheit (z. B. Buda-Gebirge, Nord-Bakony). Man kann also feststellen, daß die methodologischen Abweichungen zwischen sämtlichen Bestimmungen den einsickernden Niederschlag betref-

fend, zu jenen nicht gleichwertigen Einsickerungsdaten führen können.

Der dynamische Karstwasserumlauf — die von uns für das ganze Transdanubische Mittelgebirge im Jahresdurchschnitt in 258 Millionen m^3 berechnete Menge — ist heute schon zu wenig, um alle Lücken restlos auszufüllen, die durch die Karstwasser-Ausbeutung hervorgerufen worden sind.

Diese — im Durchschnitt von 120 Jahren berechnete Einsickerungsmenge von 258 Millionen m^3 /Jahr in den Karst — verteilt sich aber auch je nach Jahren, sogar nach Jahrzehnten so rhapsodisch, daß es wohl auch eine 20-jährige Periode geben kann, wo nur das 75–80 % dieses Durchschnittes realisiert wird. Die moderne mathematisch-statistische Verarbeitung der im Jahr einsickernden Karstwassermengen in m^3 /Min beleuchtet den rhapsodischen Verlauf der Einsickerung und die beträchtliche Streuung.

Der effektive Wasserumlauf des Karst-Speicherraums — gleichzeitig die dem natürlichen Wasserhaushalt entsprechende Karstwasser-Einnahme und -Ausgabe kann folgendermassen gekennzeichnet werden.

Der in der Einnahme-Rubrik auftretende Satz ist durchaus ein Naturfaktor: die im Jahresdurchschnitt etwa 180 mm hohe Einsickerung, die ungefähr das 28 % des durchschnittlichen Niederschlags ausmacht. Ihre Schwankung ist ziemlich gross, etwa von 5 bis 55 %, das heißt: eine Summe zwischen 85 und 1015 m^3 /Minute.

In der Ausgabe-Rubrik zeigen wir die vom Karst entstammenden Wassermengen an. Die Endsumme der Ausgabe kann auf zwei Komponenten geteilt werden. Die erste ist die natürliche, die der Gesamtertrag der Karstquellen, also der natürliche Ausfluß bedeutet, während die zweite Komponente das durch die Wirtschaftstätigkeit der Gesellschaft nutzbar gemachte, beziehungsweise entnommene Karstwasser darstellt: die Grubenwässer, sowie den Gesamtertrag der Wasserwerke.

Im Zusammenhang mit den im angegebenen Rahmen erscheinenden Daten und Ergebnissen des Wasserumlaufs — mit Bezugnahme auf die Daten der Tab. 3./B — können wir feststellen, daß durch die Wirtschaftstätigkeit der Gesellschaft — insbesondere durch den Bergbau — und gewissermassen durch die Wasserversorgung, der Grubenwasser-Ertrag und die Produktion der Wasserwerke, im Vergleich zu dem Ertrag der Periode von anderthalb Jahrzehnten zwischen 1931 und 1945, in den nachfolgenden 15 Jahren gewachsen ist. Unterdessen ist der Ertrag der Karstquellen teilweise schon auf anthropogene Einwirkung — gesunken und auch das allgemeine Niveau der Karstwässer im Mittelgebirge ist um mehrere Meter niedriger geworden. Der Ertrag der Karstquellen verminderte sich schließlich — durch die in den letzten 12 Jahren um das Dreifache der früheren 15 Jahre gewachsenen Gruben-Wasser- und Wasserwerksausbeutung (von Karstminen) — auf die Hälfte und noch fühlbarer sank das Karstwasserniveau. Die Sinkung des letzteren ist noch größer, wenn wir auch die örtlichen Unebenheiten — durch große Absauge-Depressionen — miteinrechnen. (Tatabánya, Iszkaszentgyörgy, Nyirád usw.) Vor 1931 kann von einer Karstwasserniveau-Sinkung noch keine Rede sein, denn die heutigen

großangelegten Wasserentnehmungs-Verfahren wurden zu der Zeit noch nicht angewendet.

Im Zusammenhang mit dem durchschnittlichen 258 Millionen m³/Jahr betragenden Karstwasserumlauf soll jedoch betont werden, dass es nicht gleich ist, aus welchen Komponenten diese Summe zustande kommt und auch das ist nicht gleichgültig, in welchem Verhältnis diese Komponenten — vor allem aber die Grubenwässer — zu den Karstquellen stehen.

Was die Entnahme des Karstwassers aus den Gruben und seine Weiterleitung in die Wasserwerke aus den Karstminen anbelangt, steht die folgende Gesetzmässigkeit fest: ein jeder Tropfen Wasser, der unter dem jeweiligen piezometrischen Karstwasserniveau — wo immer in unserem Transdanubischen Mittelgebirge — entnommen wird, wirkt störend auf den natürlichen Wasserumlauf aus. Wenn wir oberhalb der Haupt-Erosionsbasis Wasser entnehmen, greifen wir nur in den dynamischen Karstwasserumlauf ein und nur die Quellenenerträge werden vermindert. Greifen wir aber unterhalb derselben ein, dann greifen wir schon dem statischen Karstwasservorrat zu und rufen dadurch — bei Verminderung des natürlichen Wasserhaushaltes — das Sinken des allgemeinen Karstwasserniveaus hervor. Die Stelle des entnommenen statischen Karstwassers wird nämlich durch Nachströmung durch die nahen statischen und dynamischen Karstwassermengen auf gleicher Weise aufgefüllt.

Vor 1931 erfolgten Eingriffe in den natürlichen Karstwasserumlauf im allgemeinen nur durch den Steinkohlenbergbau, als Wassereinbrüche in kleinerem Unmass. Da auch diese Wassermengen schon die Hohlräume unterhalb des statischen Karstwasserniveaus ausfüllten, führten sie zu Sinkungen des Karstwasser-Niveaus. Letztere waren aber geringmässig und ihre Auswirkungen im Bezug des Mittelgebirges können — sogar über Jahrzehnte hinaus — nur eine Senkung um etwa einige Dezimeter ausmachen. Das dadurch erscheinende, in die Gruben eingebrochene, statische Karstwasser — das auf einige Millionen m³ zu schätzen ist — haben wir in die Daten der Jahre 1931—1945 auch miteingerechnet.

Mit dem Aufschwung des Bergbaus nimmt aber die Menge des von unterhalb des piezometrischen Karstwasserniveaus entnommenen Karstwassers ständig zu. Die Stelle dieser Wassermengen nehmen hauptsächlich auch die durch Einsickerung in die Tiefe geratenen Karstwassermengen ein, jedoch nicht in vollem Mass, teils wegen der langsamen Nachströmung, teils wegen einzelner Depressionsbildungen, die die Einsickerung um das Mehrfache übertrafen. Andersseits ist es auch auffallend, dass in den letzteren Jahren — nach unseren Berechnungen — die Mengen des entnommenen Grubenwassers und die Leistung der Wasserwerke aus den Karstminen die ungefähr 258 Millionen³/

Jahr betragende durchschnittliche Einsickerung weit überschritten haben. All dies hat zur zunehmenden Sinkung des Karstwasserniveaus im ganzen Transdanubischen Mittelgebirge geführt. Nur im Jahre 1971 betrug z. B. die Wasserentnahme der Gruben und Wasser-Werke 278 Millionen³, überholte also in beträchtlichem Masse die Karsteinsickerung.

Wenn wir schließlich alle Daten und Berechnungsergebnisse für den Karstwasserumlauf der Speicher im Transdanubischen Mittelgebirge summieren, kommen wir zur folgenden Schlußfolgerung:

Zwischen 1931 und 1972 betrug die Gesamtmenge des entnommenen Grubenwassers und Wasserleitungswassers — von unterhalb des piezometrischen Karstwasserniveaus — 4300 Millionen m³/ (4,3 km³), während der Ertrag der Karstquellen — mit kräftig abnehmender Tendenz — insgesamt 7850 Millionen m³ ausmachte, die beiden zusammen ergeben 12 150 Millionen m³, das heißt: 12,15 km³. Degegen war die Summe der durchschnittlichen Karsteinsickerung (≈ 180 mm starke Wasserschichte) während 42 Jahre nur 9,45 km³, der Mangel beträgt also auch in diesem Falle 2,7 km³. Man kann den Mangel aber auch noch höher schätzen, wenn man bedenkt, dass regelmässige und fachmässig entsprechend pünktliche Messungen der Erträge der Quellen erst vom Jahre 1951 an im Gange sind, während uns für die frühere Periode nur halbwegs gute Schätzungen zur Verfügung stehen. (Tab. 3, 4.)

Tab. 4

Jahresdurchschnitt der entnommenen Grubenwässer und Gesamtertrag der Karstquellen im Karst des Transdanubischen Mittelgebirges (zwischen Budapest und Keszthely 10⁶ m³/Jahr (Láng, S.: 1972)

	Jahresdurchschnitt in den Perioden		
	1931 — 45	1946 — 60	1961 — 72
Grubenwässer u. Wasserwerke	50	70	220**
Karstquellen	250	200	100
Σ	300	270*	330**
Karstwassersinkung in den obigen Perioden in m (Zwischen Bp- Dorog-Tata-Tatabánya) nur auf Grund der bekannten Punkte, das Innere der Gebirge ist nicht miteingerechnet	~4	~7	~15

*) Trocknere Periode als im Durchschnitt.

***) Eine beträchtliche Ausbeutung schon auch des statischen Karstwassers.

Die entnommene, 4,3 km³ große Grubenwassermenge im Tiefkarst und in dem auftauchenden Karst des Mittelgebirges, können im Laufe von 42 Jahre, auf einer Fläche von 10 000 km² im Durchschnitt einen Karstwasser-

verlust von 0,4 Millionen m³/km² ergeben. Diese, etwa 40 m tiefe Karstwassersinkung ist nicht unwahrscheinlich, trotz dem, daß es in den grossen Depressionen mit 10—15 m langen Durchmesser (Tatabánya, Dorog, Nyirád) auch 60—100 m tiefe Sinkungen gibt. Da aus den Mittelwerten unserer Tab. 1. nur eine Karstwassersinkung von 26 m sich ergibt, haben unsere Karstgesteine einen durchschnittlich 1,6%-igen Hohlraum-Umfang.

BÖCKER T., SÁRVÁRY I., 1972: A Dunántuli Középhegység karsztvitzérképe. (Karstwasserkarte des Transdanubischen Mittelgebirges.) Vituki.

KASSAI F., 1948: Paleogén szénbányászatunk, a karsztvíz és a védekezés módjai. Hidrol. Mitt. 28 (Paleogener Braunkohlenbergwerk, das Karstwasser, etc.).

PAPP F., 1940: Dunántul karsztvizei és a feltárás lehetőségei Budapesten. Hidrol. Mitt. 20 (Das Karstwasser Transdanubiens und die Aufschlussmöglichkeiten etc.).

SÁRVÁRY I., 1971: A természeti tényezőktől független karsztvízszintsüllyedés a Dunántuli — Középhegységben. Hidrol. Mitt. 51 (Die von natürliche Prozessen unabhängige Karstwassersinkung etc.).

SZÁDECZKY K. E., 1941: A dunántuli középhegység karsztvizének néhány problémájáról. Hidrol. Mitt. 21 (Einige Karstwasserprobleme der Transdanubischen Mittelgebirge).

WINKLER — HERMADEN A., 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.

KESSLER H., 1959: Az országos forrásnyilvántartás. Vituki (Das Quellenkataster in Ungarn).

Ca 022

LES SORTIES DE CERTAINES GROTTES EN MACEDOINE SONT EN LIAISON AVEC DES SOURCES ASCENDENTES

Dušan Manaković

Université de Skoplje, Faculté des sciences naturelles, Skoplje, Yougoslavie

Plusieurs sont ceux qui croient que certaines sources karstiques sont ascendentes. Pour soutenir leur opinion ils avancent les faits suivants : que l'eau à la sortie, qu'elle jaillit en grande quantité et que, ce qui est le plus important, le fond des sources est de 1 à 15 m plus profond que le polje karstique ou le lit fluvial.

Cependant, dans la plupart des cas attestés en Macédoine, l'eau n'a pas de mouvements ascendants mais elle déborde le seuil des calcaires. Nous avons en Macédoine des régions karstiques en forme d'oasis, qui datent depuis le paléozoïque jusqu'à nos jours. Les couches karstiques en ont une épaisseur et une composition différentes, comme les marbres et les calcaires. Elles se sont détachées les unes des autres par voie tectonique et on les trouve actuellement isolées, telles les oasis en formes de poutres, tandis que dans les massifs plus importants leur surface est plus grande. Certaines couches ont la forme d'une tête posée sur des roches imperméables, d'autres sont, dans la plupart des cas, bornée par des roches imperméables et alors elles forment du karst barré typique comme l'a défini P. S. Jovanović.

Lors de nos investigations nous avons pu constater, cependant, qu'en Macédoine la circulation souterraine de l'eau dans le karst se fait selon toutes les théories avancées jusqu'ici et aussi en rapport avec les sources ascendentes.

Tous les karstologues ont déjà accepté l'opinion que les formes karstiques de surface se sont constituées par corrosion. De telles formes ou pareilles, se constituent également dans des canaux souterrains, tels que les prés, vallées encaissées, marmites gigantesques et autres.

Arrêtons-nous surtout à l'émersion de l'eau à la surface alluviale (base inférieure ou locale d'érosion karstique dans notre cas). Les sources émergent à la hauteur des eaux superficielles. Il faudrait mentionner les forces extérieures qui modifient le relief de la surface terrestre — l'érosion fluviale, la décomposition mécanique des roches, la dénudation et l'oscillation des mers et des lacs, qui précipitent ou ralentissent les processus de corrosion.

La circulation des eaux souterraines dépend surtout des eaux de surface, bien que la circulation soit possible au-dessous de leur niveau. Si les eaux de surface entrent dans une région karstique, elles compromettent la circulation souterraine karstique des eaux. Si, d'autre part, il y a un profil fluvial équilibré, le cours d'eau souterrain accommode son profil longitudinal à cette base d'érosion locale.

Les eaux souterraines émergent à la hauteur des sédiments fluviaux ou

lacustres. Dans l'intérieur du karst, elles opèrent la corrosion du profil humecté des canaux souterrains, indépendamment, dans une certaine mesure, de la base inférieure d'érosion, tandis que leur cours superficiel est entièrement dépendant de la rivière de surface. Dans ces cas-là, les sources se transforment dans leur évolution ultérieure en sources pseudo-ascendentes.

A la sortie de la source, les sédiments alluviaux ne permettent pas aux eaux, maintenant superficielles, d'exercer une érosion verticale, vu qu'elles dépendent déjà du cours d'eau de surface. Cependant dans l'intérieur de la masse calcaire, le cours d'eau souterrain exerce la corrosion de tout le profil longitudinal et élargit en les approfondissant des canaux souterrains. Dans l'évolution ultérieure du cours d'eau souterrain, les canaux s'élargissent et ils contiennent des cours d'eau permanent ou intermittent aux profils inégaux. Des cascades, des courants, des lacs apparaissent alors de long de tout le cours d'eau qui partout exerce la corrosion du profil humecté. Dans un nombre important de cas, les eaux, avant leur émergence, forment des lacs. Grâce à la corrosion, le fond des lacs devient plus bas que la surface alluviale.

Dans la troisième phase la corrosion du profil humecté des lacs a dilué leur fond à ce point qu'il est plus bas que le fond du lit du cours d'eau superficiel.

Il y a un nombre important d'exemples de ce type de sources fossiles, qui actuellement constituent des entrées de grottes. On constate en effet que le fond de celles-ci est plus bas que le fond des terrasses fluviales. Nous relaterons les exemples qu'offre la Macédoine, où le calcaire a la forme d'oasis et où la circulation des eaux s'effectue selon toutes les théories en cours.

Presque 70 % de sorties de grottes se trouvant à la hauteur des terrasses fluviales, c'est-à-dire à la hauteur des anciens cours d'eau superficiels, sont remplies de morceaux de roches, d'argile et de couches culturelles. Cela ne se rapporte qu'aux calcaires, qui ne sont pas entièrement exhumés et dont l'épaisseur est plus importante.

Toutes ces grottes se sont constituées en relation avec la base inférieure d'érosion locale — anciens cours d'eau superficiels. Il faut souligner qu'il s'agit là de karst barré typique et que grâce à la circulation des eaux les parties constituant la sortie des grottes s'élargissaient et s'approfondissaient par corrosion. Dans l'évolution ultérieure le niveau des eaux karstiques souterraines baisse, les anciens canaux-lacs sèchent à cause des perturbations que la base locale a subies et se remplissent ensuite de roches écroulées, d'argile et de couches culturelles.

Dans ces cas-là, lorsqu'on mesure la profondeur des sources actuelles, on a l'impression qu'elles sont ascendentes. En réalité, leur caractère ascendant n'est qu'apparent, vu que les eaux débordent le seuil des lacs. Il faut noter que plusieurs sources émergent à la surface alluviale au-dessous des failles abruptes, à travers des amoncellements des cailloux fluviaux provenant de grands cours d'eau superficiels, et morceaux de roches écroulées par l'action des forces mécaniques. Telles sont les sources de Rašće, de Vrutok, d'Ubavica, les sources se trouvant au pied de la Suva Gora, celles de Bela Voda et plusieurs autres.

Avant le débaillage de la source de Rašće, se trouvant à proximité de Skopje

et disposant de 4—7 sec/m³ d'eau, celle-ci émergeait à travers les amoncellements que nous avons mentionnés. Après son débailage en vue de capter ses eaux on a pu constater que le fond de la source est de 10 m plus bas que le lit de Vardar, ce qui est dû au lac corrosif formé immédiatement avant la sortie de la source.

Par ce que nous avons dit nous ne voulons pas nier l'existence des sources ascendentes. Ce que nous voulons c'est de compléter en quelque sens l'image que l'on se fait des sources en général en ajoutant qu'il y a aussi des sources dont l'eau déborde les seuils des lacs souterrains.

Ca 023

SUR LA DYNAMIQUE DES TRANSFERTS EN AQUIFERE KARSTIQUE

A. Mangin

Laboratoire Souterrain du CNRS, Moulis, France

INTRODUCTION

Le Laboratoire souterrain de Moulis situé en Ariège (France) se trouve au cœur des Pyrénées, chaîne de montagne où les formations carbonatées sont bien représentées. Elles appartiennent aux étages suivants : Ordovicien supérieur, Devonien moyen et supérieur, base du Carbonifère, Lias, Jurassique, Crétacé inférieur et enfin Eocène inférieur. Ces formations constituent des ensembles généralement étroits parallèlement à la chaîne. Au niveau de la zone nord-pyrénéenne, la structure permet l'affleurement plus important de ces terrains qui réalise alors de grandes unités karstiques limitées soit par le pointement des noyaux cristallins, soit par l'envoyage des calcaires secondaires sous les formations détritiques du Crétacé moyen et supérieur.

Deux de ces ensembles ont retenu notre attention, celui du Pays de Sault à 100 km à l'Est de Moulis et celui de l'Estelas-Balaguères dont la limite sud-est est formée par la vallée du Lez où est construit le Laboratoire.

a) Le pays de Sault d'une superficie supérieure à 300 km² comprend plusieurs systèmes karstiques. Le plus occidental ou système karstique de Fontestorbes offre les caractéristiques suivantes. Sa superficie est de 83,5 km² ; l'altitude de la source est de 510,32 m ; le bassin versant à une altitude moyenne de 1 440 m pour une altitude maximale de 2 368 m. La source est équipée depuis le 21 septembre 1965 d'une station limnigraphique appartenant au Bureau de Recherches Géologiques et Minières ; l'analyse des courbes et les tarages de la station ont été effectués par le Laboratoire de Moulis. Pour la période de 1966 à 1972 le débit moyen annuel est de 2,320 m³/s, le module spécifique de 27,78 l/s/km². La source de Fontestorbes est bien connue en raison du phénomène d'intermittence dont elle est le siège chaque année lors de la période d'étiage qui s'étend en moyenne, de juillet à novembre. (A. Mangin, 1969, 1973).

b) Le massif de l'Estelas-Balaguères présente une superficie de 80 km² ; deux des systèmes karstiques de ce massif sont surveillés. Le premier, celui d'Aliou, équipé depuis le 10 avril 1969, offre une superficie de l'ordre de 12 km² son débit moyen est de 0,400 m³/s. Le second celui du Baget équipé de façon plus poussée constitue un système karstique expérimental. Sa superficie atteint 13,25 km² ; l'altitude de l'exutoire principal est de 498 m ; le bassin versant culmine à 1 417 m pour une altitude moyenne de 955 m. L'équipement de ce système, commencé en avril 1968, comprend 2 stations limnigraphiques au

niveau de l'exutoire principal, l'une en amont, l'autre en aval, et 2 stations limnigraphiques implantées sur des trop-pleins et piézomètres ; en outre, 8 stations limnimétriques complètent cet aménagement. Deux stations de terrain, pour des mesures physiques, chimiques et biologiques ont été édifiées, l'une sur l'exutoire principal, l'autre à proximité des zones de trop-plein. Enfin, le système comporte des pertes qui elles aussi ont été aménagées et surveillées. La valeur du débit moyen pour la période de 1969—1972 est égale à 0,487 m³/s, celle du module spécifique à 36,75 l/s/km².

Les résultats qui figurent dans ce texte ont été obtenus sur ces systèmes ; ils ont fait l'objet de contrôles ou de modifications à partir de données fournies soit par d'autres systèmes pyrénéens, soit par des systèmes alpins ou caussenards.

RESULTATS OBTENUS A LA SOURCE INTERMITTENTE DE FONTESTORBES

Le phénomène d'intermittence que l'on pourrait estimer comme simple curiosité naturelle, offre en fait un intérêt considérable. En effet, le mécanisme d'intermittence envoie sur le karst noyé situé en aval des impulsions dont l'amplitude et la période peuvent être connues. Le karst noyé reçoit donc une série d'impulsions unitaires simples. L'analyse de la propagation de ces impulsions est d'autant plus intéressante à Fontestorbes que le phénomène d'intermittence apparaît en étiage, le karst noyé sera en régime non influencé.

A 110 m en amont de la source de Fontestorbes existe un gouffre, le gouffre des Caoujous, dont on sait qu'il est un regard sur les circulations d'eau entre le mécanisme d'intermittence et l'exutoire. Il est donc intéressant d'analyser le phénomène périodique à ce niveau et de le comparer ensuite avec celui obtenu à la source. Cela a permis de comprendre comment le signal issu du mécanisme d'intermittence se déforme lors de sa transmission dans le karst noyé. La propagation de ce signal illustre la dynamique des transferts.

On constate que la période de l'intermittence est la même au gouffre des Caoujous et à la source de Fontestorbes. En revanche, pour une même période de 61 minutes observée dans les deux cas (29 août 1968) le temps correspondant à la montée des eaux s'effectue en 32 minutes au gouffre des Caoujous pour 20 minutes 30 secondes seulement à la source de Fontestorbes. Par voie de conséquence les temps respectifs de descente des eaux sont de 29 minutes et 40 minutes 30 secondes.

Cette constatation implique que, paradoxalement, l'onde de crue ne semble pas avoir tendance à s'amortir bien au contraire. L'utilisation comme modèle du karst noyé d'un réservoir homogène conduit à constater l'amortissement d'une onde de crue, mais non pas l'inverse.

Pour expliquer ce résultat, il faut au contraire, envisager une certaine hétérogénéité du karst noyé. On est obligé d'admettre alors que viennent se greffer sur l'axe principal de propagation de l'impulsion des ensembles indépendants les uns des autres. Ces ensembles, soit par leur capacité, soit par leur

inertie, absorbent une partie de l'impulsion ou inversement fournissent des masses d'eau emmagasinées lors des impulsions précédentes. Ceci permet de comprendre pourquoi les observations sont différentes selon que l'on se situe en un point du karst noyé ou à son exutoire.

C'est pourquoi nous avons distingué dans le karst noyé les drains des systèmes annexes. Ces derniers représentent des ensembles indépendants les uns des autres mais tous en liaison avec les drains. Les écoulements des systèmes annexes vers les drains peuvent s'effectuer tantôt dans un sens tantôt dans l'autre suivant les conditions de charge.

Il reste à préciser le rôle joué par ces systèmes annexes dans la dynamique des transferts ce qui fera l'objet du paragraphe suivant.

ETUDE DES COURBES DE CRUE, DECRUE ET TARISSEMENT

a) **Courbes de crues, décrues et tarissement.** Deux hypothèses sont généralement formulées lors de l'étude des courbes de crue, décrue et tarissement. La première est que la loi de Poiseuille est vérifiée, la seconde que la zone saturée peut être assimilée à un réservoir homogène.

Dans ces conditions, les courbes de montée comme celles de récession indiquent soit une croissance soit une décroissance exponentielle du débit en fonction du temps.

Les analyses de la plupart des courbes de tarissement d'exutoire karstique figurées dans la littérature, indiquent effectivement une décroissance exponentielle du débit en fonction du temps ; cela laisse supposer que les deux hypothèses formulées sont respectées au niveau du tarissement.

En ce qui concerne, l'hydrogramme observé à la source de Fontestorbes lors des intermittences, le problème paraît différent. A la sortie du mécanisme d'intermittence, que le réservoir se vide ou se remplisse, l'impulsion peut être ramenée à une impulsion unitaire. On observe alors que la croissance du débit avec le temps n'est plus une fonction exponentielle simple il en est de même pour la décroissance du débit. La courbe obtenue correspond à celle d'une fonction d'oscillations amorties.

Des observations faites sur le système karstique du Baget montrent qu'il existe effectivement de telles variations de débit en fonction du temps. En outre, lors de la recherche d'une fonction de transfert par déconvolution entre la pluie et l'écoulement, on obtient effectivement une fonction rappelant celle obtenue à la source de Fontestorbes lors des intermittences. Mais cette fonction de transfert ne paraît pas utilisable en période de tarissement.

Il résulte de ceci que l'hétérogénéité du karst noyé, drains-systèmes annexes, n'apparaît pas toujours au niveau des transferts. Or, on passe d'une fonction exponentielle à une fonction d'oscillations amorties à partir de l'équation différentielle classique, en introduisant un terme d'inertie dans les écoulements pour le deuxième cas. L'observation montre que le terme d'inertie apparaît lorsque les impulsions sont brutales, c'est-à-dire pour de fortes amplitudes pour

une courte durée de ces dernières.

Ceci peut être interprété de la manière suivante : lorsque une impulsion est brutale, la mise en charge dans les drains est rapide ; si certains systèmes annexes présentent avec ces drains des relations d'écoulement où les pertes de charge sont fortes, ces systèmes annexes réagissent avec retard ce qui fait apparaître une inertie.

b) **N o t i o n d e v o l u m e d y n a m i q u e .** L'étude du tarissement permet de mettre en évidence le volume des réserves d'eau qui alimentent la source pendant cette période. Or, d'une année à l'autre, ces réserves peuvent être très variables (de 1 à 4 millions de m³ dans le cas du Baget, pour un transit annuel de l'ordre de 16 à 18 millions de m³). Une telle variation devrait apparaître au niveau du bilan ; toutefois, il n'en est rien. Cela semble indiquer que l'ensemble des réserves ne participe pas toujours à la dynamique des transferts. En conséquence, il convient de distinguer dans le karst noyé le volume qui participe à la dynamique des écoulements vers l'exutoire. Ce volume variable dans le temps semble dépendre de l'importance des crues avant le tarissement et de l'importance des réserves elles-mêmes.

Outre les résultats apportés sur la constitution et les réactions du karst noyé, l'étude des courbes de crue et décrue indique qu'une grande partie de ces courbes doit être rapportée à l'infiltration.

RESULTATS RELATIFS A L'INFILTRATION

La connaissance de la fonction de transfert au niveau du karst noyé, permet d'aborder celle de l'infiltration si l'on connaît la fonction de transfert global pluie-écoulement.

A ce jour, nous n'avons pu lui donner qu'une forme empirique (A. Mangin, 1970) où apparaissent deux coefficients, l'un rapporté à la durée de l'infiltration, l'autre à l'hétérogénéité de cette infiltration.

En fait, il semble bien que ce soit ce dernier coefficient qui paraisse le plus important, caractérisant ainsi le système karstique considéré. Dans les cas étudiés la présence sur l'impluvium de terrain où existe du ruissellement de surface serait déterminante pour l'établissement de ce coefficient. Une série de systèmes karstiques du Sud de la France a fait l'objet d'une telle analyse. Lorsque le ruissellement de surface s'est révélé important sur le vassin versant, le coefficient d'hétérogénéité d'infiltration a toujours été inférieur à 1. Dans le cas contraire, il s'est avéré toujours nettement supérieur à 1. Toutefois cette hétérogénéité d'infiltration ne serait pas la seule caractéristique des systèmes karstiques.

En effet, dans le cas du système karstique du Baget, l'étude des indices d'écoulement indiquerait qu'une partie de l'infiltration peut être stockée. L'indice d'écoulement moyen représenterait 60 % environ des précipitations. Lorsque les pluies sont assez faibles, en été par exemple, l'indice d'écoulement ne correspondrait plus qu'à 10 % de celles-ci. Par contre, lors des premières crues importantes succédant à l'étiage, il peut atteindre une valeur d'environ 140 à 150 % des précipitations.

Nous ne maîtrisons pas encore parfaitement la valeur représentative des précipitations sur ce bassin versant. Toutefois les erreurs faites à ce niveau ne permettent pas d'expliquer ces résultats.

Il faut donc admettre qu'une partie de l'infiltration serait stoppée lors de son transit et stockée. La recherche du lieu de stockage a conduit à déterminer qu'il pouvait exister une zone saturée superficielle possédant parfois ses propres exutoires. Cette zone est actuellement étudiée ; nous lui avons donné le nom d'aquifère épikarstique ; il s'intègre dans un contexte plus général qui est l'aquifère eukarstique. Cette hypothèse est corroborée par d'autres faits. Une analyse récente (M. Bakalowicz et al., 1973) des valeurs d'oxygène 18 des eaux au niveau des exutoires oblige également à faire appel à l'existence de cet aquifère épikarstique.

En effet, il apparaît un stockage des eaux pendant l'été, stockage qui ne peut correspondre au karst noyé. Aussi les modalités de l'infiltration sont très variables ; l'eau de surface peut transiter rapidement vers le karst noyé ; elle peut également s'acheminer lentement donnant une infiltration retardée qui, dans certains cas, n'est autre qu'une fuite de l'aquifère épikarstique dans l'aquifère eukarstique, ce phénomène dépendant des conditions de charge du premier aquifère.

CONCLUSIONS

L'étude des systèmes karstiques situés près du Laboratoire souterrain de Moulis conduit à un certain nombre de résultats relatifs à la dynamique des transferts.

Ces résultats aboutissent à un nouveau schéma de la constitution d'un système karstique en tant qu'aquifère. Tout d'abord peut exister un aquifère superficiel dit aquifère épikarstique. Quant à l'infiltration, elle présente deux modalités d'écoulement, l'une rapide, l'autre retardée. Au niveau du karst noyé, les volumes d'eau doivent être scindés en deux ensembles dont seul l'un d'eux alimente l'exutoire en période d'étiage ; son importance est liée aux crues qui ont précédé cette période.

Au niveau de ce volume, il faut tenir compte de l'hétérogénéité due au drainage qui alimente ou qui draine des ensembles dits systèmes annexes dont la seule liaison entre eux est assurée par les drains.

Les différentes fonctions de transfert auxquelles on aboutit, rappelons le, nécessitent que la loi de Poiseuille soit vérifiée. Dans le cas où cette loi n'est pas admissible il est nécessaire de rechercher la modification apportée sur les différentes fonctions de transfert. Ceci est l'objet des études actuelles.

L'étude pluridisciplinaire entreprise au Laboratoire souterrain de Moulis sur le système karstique du Baget montre que les différentes disciplines représentées : hydrogéologie, géologie, géochimie, biologie aboutissent à un schéma semblable.

BIBLIOGRAPHIE

- BAKALOWICZ M., BLAVOUX B., MANGIN A., 1973 : Apports du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique : teneur en oxygène 18 dans trois systèmes pyrénéens. *J. Hydrol.*
- MANGIN A., 1969 : Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Bélesta, Ariège). *Ann. Spéléol.* 24, 2, p. 253—298.
- 1970 : Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Spéléol.* 25, 3, p. 581—610.
- 1973 : Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur la source de Fontestorbes. *Ann. Spéléol.* 28, 1, p. 21—40.

Ca 024

THE SUBSURFACE WATERS OF THE SIERRA DE EL ABRA OF MEXICO

Robert W. Mitchell

Department of Biology and The Museum, Texas Tech University, Lubbock,
Texas, USA

William H. Russell

The Association for Mexican Cave Studies, Austin, Texas, USA

The purpose of this paper is to detail some of the more important features of what is presently known of the subsurface drainages in the Sierra de El Abra of Tamaulipas and San Luis Potosí, México. The Sierra de El Abra is rich in caves which are populated by several species of aquatic troglobites, among them eyeless characin fishes of the genus *Astyanax*. It is not possible to intelligently consider the evolution of these aquatics without some knowledge of hydrology within the limestone of the range.

Cavern development in the Sierra de El Abra probably began during the Cretaceous resulting in a cavernous porosity which was not destroyed by later burial. This is evidenced by oil production data from the El Abra Limestone of the Faja de Oro to the southeast. Here oil has been encountered in cavernous porosities at depths of about 600 m. to 700 m. One of these wells the Aguila No. 4 Potrero del Llano had a production of 100,000 to 110,000 barrels per day, and when allowed to flow would cause an almost immediate pressure decline in other wells as far away as 5.5 km. (Boyd, 1963). Another well, Huasteca No. 4 Cerro Azul, had a production of 200,000 barrels per day (Rose, 1963). Production such as this must be essentially from an oil-filled cave, indicating that cavernous porosity can withstand burial to depths probably greater than that previously undergone by the presently exposed El Abra Limestone.

As removal of the original Méndez cover began, this porosity greatly enhanced the ability of underground water to form large phreatic caverns since it enabled ground water to easily reach areas especially susceptible to solution, even though far from point of input. As more and more of the cover was removed, the limestone took still even more water forming additional solution spaces as previously formed ones continued to enlarge. More importantly, increasing input of water finally began to integrate previously isolated caverns into larger systems. It is likely that such solution continued for a long period during Tertiary time, probably beginning at least as early as Miocene, so that pre-Pleistocene integration was extensive.

Water moving through the limestone of the Sierra de El Abra resurgences along the eastern face of the range. Resurgences which are prominent enough to have had names applied to them are but seven in number. In México these resurgences are known as "nacimientos" (birth, origin, source of a river), and the most northern one in the Sierra de El Abra is the small Nacimiento de

Riacheulo (rivulet) taking its name from the small stream which it forms. This stream shortly enters the Río Comandante just after the latter has exited the Cañon Srvilleta. Water from the Río Riacheulo thus joins ultimately the Río Tamesí System. Progressing southward, the next resurgence is found at the base of the range at a point to the west-northwest of Ciudad Mante, Tamps. This is the Nacimiento de San Rafael de Los Castros deriving its name from that of a nearby village. Its stream joins the Río Guaylejo just east of El Limón finally to enter the Río Tamesí. The Río Mante arises from the next southmost resurgence, the Nacimiento del Río Mante, the largest of the El Abra resurgences. Such is the discharge of this great spring that it may be regarded a significant water source for the lower reaches of the Río Tamesí System.

Many km of Sierra de El Abra face are passed before encountering the next spring, a small one, the Nacimiento del Río Santa Clara. The small Río Santa Clara proceeds rather indistinctly eastward to join the Río Tamesí System. Farther south on the Tamaulipas-S.L.P. boundary is the Nacimiento del Río Tantoán whose waters form a small stream flowing across the coastal plain to the Río Tamesí System. The next resurgence to bear a name is located far to the south, almost due east of Ciudad Valles, S.L.P. This, the Nacimiento del Río Choy, is the only other major resurgence discharging Sierra de El Abra water, but its discharge is only about one-third that of the Nacimiento del Río Mante to the north. The Río Choy flows at first northeastward to finally bend to the southeast whereupon it disappears into a large swampy area on the coastal plain near Tamuín, S.L.P. It reappears draining this swamp, the Ciénaga El Lavadero, to the south and shortly enters the Río Tamuín (= Río Tampaón). South of the Nacimiento del Río Choy is another resurgence, the Fuente de Taninul, whose thermal, sulfurous waters spring in part from levels far below the waters populated by the aquatic troglobites of the Sierra de El Abra.

Almost all springs along the eastern face of the Sierra de El Abra of any consequence are named; those which are not are exceedingly small and are very few in number. From flying the eastern face several times, it has been possible to discern only three such springs, one between the Nacimientos Tantoán and Choy, and two obscure ones between the Nacimiento del Río Choy and the Río Tampaón. Only two or three other suggestions of springs have been seen, but these were probably only very small areas of somewhat denser vegetation resulting from highly concentrated, local runoff down the east face. Small springs are also located in the villages of Quintero and El Abra, Tamps. The major point in emphasizing these several small resurgences are the following: 1. There are simply few resurgences of any consequence save the Mante and the Choy; 2. That there are at least a few — not one — admits to the possibility of there still being some aquifer separation in the El Abra Limestone in this range.

Most of the waters discharged from the Sierra de El Abra issue from the two largest resurgences, the Nacimiento del Río Mante and the Nacimiento del Río Choy. This clearly argues for the extensive integration of the subsurface drainage in this range. A seeming anomaly exists in the flow rates of these two

great springs. The Nacimiento del Río Mante in the north is approximately 80 m. in elevation; the Nacimiento del Río Choy in the south is at 34 m. It is of particular interest that even though the Mante is about 46 m. higher than the Choy, its discharge is nearly three times as great as that of the Choy. This unusual circumstance is no doubt a result of differential Pleistocene, and possibly Recent, uplift of the Sierra de El Abra which increases toward the north. The greater flow of water toward the north has resulted from the relatively low pre-Pleistocene elevation of the northern Sierra de El Abra which promoted the development of a large internal drainage system. Solutional development since this uplift has not yet been sufficient to reverse the greater part of the internal drainage toward the south.

That there has been uplift of the Sierra de El Abra and surrounding areas in relatively recent times is indicated by Pleistocene lacustrine deposits which cap a small hill just south of Quintero, Tamps., a short distance to the south of the Nacimiento del Río Mante (Bonet, 1963). This lacustrine limestone was probably deposited in an essentially sea level lagoon, but it now lies over a hundred m above sea level. This uplift has resulted in a relatively recent change in local base level interfering with the continuing integration of subsurface drainage and in the apparent paradox in flow rates presented by the Nacimientos Mante and Choy.

A consideration of some specific flow rate data of these two large nacimientos contributes immensely to an understanding of the hydrology of the Sierra de El Abra. As yet we lack the data for a highly detailed treatment of this problem, but at least enough data are now available to illustrate a major point or two and to pose some interesting questions. An initial problem is the precise source of the waters discharged by the El Abra's nacimientos. The narrow width and rather low crestal elevation of the Sierra de El Abra in the vicinity of the Nacimiento del Río Mante at first might suggest that the waters of this great spring derive from outside the Sierra. In fact, Enjalbert (1964, p. 42) stated, "Pour les Nacimientos du Mante et du rio Frio las zone principale d'alimentation se situé selon toute vraisemblance a 30 ou 40 km. a l'oueste sur les plateaux a entonnoirs et à poljes de la Hausteque montagnaise." He cited no evidence whatever to justify this assumption, nor are there "plateaux" ("plateau calcarie" of his map) 30 to 40 km. to the west, but only north-south trending mountains. In short, Enjalbert's interpretations of internal drainage in the Sierra de El Abra are not simply confusing, they are wrong.

Our data demonstrate a reasonable relationship between the amount of nacimiento discharge and the potential for recharge of the Sierra de El Abra aquifer occurring through direct infiltration of the El Abra outcrop and by stream capture. Approximately 700 km² of El Abra Limestone (in the Sierra de El Abra proper and in the eastern part of the adjacent Valle de Antiguo Morelos) are exposed to direct infiltration of rainfall, and there are about 50 km² of impervious substrate in the Valle de Antiguo Morelos, the drainage of which is captured by caves formed in El Abra Limestone. Thus, excepting losses through

evaporation and transpiration, the entire rainfall on an area of about 750 km² is available for recharge of the aquifer. Based upon data from several stations located in the lower areas surrounding the range, a figure of 1,200 mm. may be taken as a fair approximation of the average annual rainfall in the region of the Sierra de El Abra. Thus, about 840 million m³ of rain falls upon the infiltration area of 750 km². This figure is in close agreement with a rainfall calculation of Bonet (1953, p. 240). He cited a total area of 1,500 km² for the Valle de Antiguo Morelos (an underestimate) and calculated that upon this area fell a total annual rainfall of 1,650 million m³.

The Nacimiento del Río Mante discharges about 335 million m³/year while the Nacimiento del Río Choy about 141 million m³/year (six year averages from unpublished data, Dirección de Hidrología, Secretaria de Recursos Hidráulicos, México, D.F.). Discounting output from the remaining, small resurgences, there is an annual discharge from the Sierra de El Abra of some 476 million m³/year. The difference between the amount of rainfall and the combined Mante and Choy discharge suggests a loss through evaporation and transpiration of about 40 % which seems reasonable. Some error is introduced by failure to consider the output of the smaller, ungauged nacimientos and the fact that rainfall is probably greater in the higher portions of the Sierra, but these would tend to be offsetting biases. Although these data are rather crude, they support quite well our contention that waters resurging from the Sierra de El Abra are not derived from sources outside the outcrop.

Subsurface water movement in the Sierra de El Abra is not through small porosities in the limestone but rather through large conduits. This is suggested by the structure of the caves themselves and is further supported by some flow rate data of the two large resurgences. In August of 1936, the flow rate of the Nacimiento del Río Mante had held constant at 11.6 m³/sec. from the 14th to the 18th. On 18 August a heavy rainstorm struck the Sierra de El Abra, and on the 19th the flow rate had risen to 27.8 m³/sec. Peak flow occurred the following day at 171 m³/sec. (the greatest peak flow on record) decreasing on the 21st to 127 m³/sec. On the 22nd, flow rate dropped sharply to 62 m³/sec. and on the 25th had fallen to 36 m³/sec. At the Nacimiento del Río Choy a flow rate of 4.77 m³/sec. was recorded on 18 September 1967, and also on this same day a heavy rainfall began. The next day the flow rate was only slightly greater, 4.83 m³/sec., to be followed on the 20th by a rate of 22 m³/sec. Flow rate rose sharply on the following day to 102 m³/sec. and peaked on the 22nd at 137 m³/sec. On the 23rd the rate was still high at 130 m³/sec. There was gradual decline through the following several days where on the 29th the flow rate was 23.7 m³/sec. Many more data similar to the preceding should permit us eventually to discuss this hydrology in more detail. But for present purposes, the data demonstrate that following rainfall on the El Abra outcrop, resurgence discharge increases almost immediately, more rapidly at the Mante than at the Choy, however. The conclusions are obvious: subterranean water of local origin is moving rather unrestricted through large water passages in the El Abra Limestone, and this

movement is more rapid in the northern reaches of the range than in the southern portion.

Clearly then there is great continuity in the subterranean aquatic habitat in the Sierra de El Abra. Habitat continuity often suggests population continuity, but is this a proper conclusion to draw in the Sierra de El Abra? The answer is no as our analyses of *Astyanax* populations (Mitchell and Cooke, this volume) indicate.

LITERATURE

- BONET F., 1953: Datos sobre las cavernas y otros fenómenos erosivos de las calizas de la Sierra de El Abra. Mem. Cong. Cien. México, Cien. Fis., Mat., Geol. 5 (3): 238–273.
- BONET F., 1963: Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico (p. 36–48). In Corpus Christi Geol. Soc. Ann. Field Trip, May 23–26, 107 p.
- BOYD D. C., 1963: Geology of the Golden Lane Trend and related fields of the Tampico Embayment (p. 49–56). In Corpus Christi Geol. Soc. Ann. Field Trip, May 23–26, 107 p.
- ENJALBERT H., 1964: Phenomenes karstiques au Mexique et au Guatemala. Bull. Assn. Geogr. Franc. 324–325 (Mai–Juin 1964): 30–58.
- ROSE P. R., 1963: Comparison of the type of the El Abra of Mexico with “Edwards Reef Trend” of south-central Texas (p. 57–64). In Corpus Christi Geol. Soc. Ann. Field Trip, May 23–26, 107 p.

STREAM CAPTURE IN THE HUASTECHAN PROVINCE OF MEXICO

Robert W. Mitchell

Department of Biology and The Museum, Texas Tech University, Lubbock,
Texas, USA

William H. Russell

The Association for Mexican Cave Studies, Austin, Texas, USA

The purpose of this paper is to discuss the capture of surface drainages by subterranean solution spaces as these occur in the Huastecan Province, principally in the Sierra de El Abra, of México. The discussion is limited to those capturing caves which also are known to harbor populations of eyeless characin fishes of the genus *Astyanax*.

Eighteen of the 29 known eyeless characin caves capture streams. These caves occur, usually in clusters, where local physiography and geology provide particular requisites for capture.

The El Abra Limestone outcrop is so permeable that it supports no appreciable surface drainage of its own. The captured streams, then, are developed off the El Abra Limestone on impervious strata, principally the San Felipe Formation, but occasionally on the Méndez Formation. Capture demands that erosion deepen a streambed to the interface of the impervious stratum and the El Abra Limestone. Such streambeds have then been maintained for only relatively short distances on the El Abra Limestone before making contact with a solution space, usually a vertical shaft. The structure of the El Abra Limestone has been very conducive to the formation of such shafts, and they occur throughout the exposure both in the Sierra de El Abra (as well as elsewhere) and in the Valle de Antiguo Morelos where in the latter those associated with surface streams form important recharge sites for the El Abra aquifer. These caves with vertical entrance shafts, whether or not associated with a surface stream, are known locally in northern México as "sótanos" although in the Spanish language generally they are usually termed "simas" or, if they take surface water, "sumideros".

There are two principal groups of blind fish caves in the Sierra de El Abra which capture surface streams. These are eight of the ten fish caves of the "Los Sabinos area" (about 12 km NNE Ciudad Valles, S.L.P.) and the three of the "Yerbaniz area" (about 23 km N Ciudad Valles). Other, isolated, captures in the Sierra de El Abra are represented by the Sótano de Venadito and by La Cueva Chica. In the Sierra de Guatemala, located to the north of the Sierra de El Abra, three blind fish caves near the town of Gómez Farías, Tamps., capture surface drainages. West of the Sierra de El Abra in the vicinity of Micos, S.L.P., near the Sierra de Colmena, two blind fish caves may be regarded as capturing surface streams. Even though the majority of the known blind characin caves capture surface drainages, the captures are highly localized suggesting that very

particular conditions must prevail before this phenomenon can occur. This is true, but the conditions permitting capture differ among the different sites.

Along the western edge of the Sierra de El Abra, the El Abra Limestone disappears under the San Felipe Formation flooring the Valle de Antiguo Morelos in the south and under the Méndez Formation in the north. The thickness of these impervious formations increases progressively to the west in this valley. The slope of the eastern part of the valley dictates, for the most part, a westward direction of surface stream flow. The small streams in the mid-portion of the valley illustrate well, in a negative way, some of the requirements for capture. Since these streams trend westward, they are developed on impervious San Felipe of ever-increasing thickness. While downstream from their origin they do erode deeper and deeper, they are also becoming farther removed vertically from the underlying El Abra Limestone, and consequently they have never contacted the El Abra-San Felipe interface. Their waters, then, finally pass into larger and larger surface streams finally to enter the great Río Pánuco.

In the Los Sabinos area, the captured streams trend to the south, not to the west. The southward trend of these streams probably indicates that they were once tributaries of the stream which formed the southern El Abra pass east of Ciudad Valles. The significance of this direction of surface water movement lies in the fact that these streams, developed on San Felipe, but very near to the El Abra Limestone outcrop, did not then course over San Felipe of ever-increasing thickness as the west-trending streams. Instead, the streambeds developed on San Felipe along a route where the San Felipe cover over the El Abra Limestone is thin. This thin San Felipe cover presents ideal circumstances for capture as the eight captures here attest. It is of particular interest to note that south of the Sótano de Palma Seca (the southmost of the blind fish caves in this area), the margin of the El Abra Limestone outcrop moves slightly eastward while the south-trending drainages, captured so frequently to the north, continue on, now developed on thickening San Felipe, without another capture finally to enter the Río Valles.

Apparently there was once but a single major stream in this drainage, but it and its main tributaries were all in time captured. There are also three instances of multiple capture of the same stream segment in the Los Sabinos area. This has happened through more recent upstream capture of a stream previously captured by an older downstream opening. In the Los Sabinos area the Sotanito de Montecillos represents a very recent capture (very partial) of a stream segment completely captured by the downstream Sótano de Pichejumo. The Sótano de Joz now captures most of the water in a streambed which earlier had been captured completely by the downstream Sótano de las Piedras. The earliest stages of stream capture are represented by the Sótano de la Roca whose very small entrance takes little water, and then only at flood stage, in a streambed captured entirely by the great Sótano del Arroyo.

Within the Los Sabinos area it is possible to see everything from very ancient to the most recent of captures. Relative ages of the captures may be

seen not alone from the size to which the opening of the capturing solution space has been enlarged by the movement of water into it, but also from the structure of the bed of the captured stream. Early in capture, it may be presumed that the opening was so small that most water carried in the stream simply passed over, or by, the opening. The Sótano de la Roca and the Sotanito de Montecillos, though each is deep, are only minor openings in streambeds and are good examples of this early stage of development. Through time, the openings of other captures have enlarged taking more and more of the surface drainage, ultimately taking it all. In these later stages, there finally began to develop differential erosion of the bed upstream from the opening and that downstream from the opening. As soon as capture became complete, erosion ceased on the downstream side leaving the upstream side to continue to deepen as its waters poured into the opening. Obviously then, the streambed comes to lie at different elevations on each side of the capture, and this difference may be pronounced as at the Sótano del Arroyo where about 65 m separate the two. That side of the solution shaft beneath the abandoned downstream segment and facing the deeper upstream segment is termed the "headwall", and comparison of headwall heights offers then some relative measure of capture times (all other things being considered equal which is unlikely). Also useful as a time index to past events is the depth (or distinctness) of the streambed downstream from a complete capture. If this segment is shallow it indicates a short life of the original surface stream prior to the beginning of capture. In the Los Sabinos area, downstream segments associated with the largest and deepest sótanos are quite indistinct being most readily discernable from the air. It should also be mentioned that frequently the downstream segments immediately adjacent to the capture is subjected to back-erosion so that for a short distance this segment slopes upward from the headwall.

The Yerbaniz area captures represent a somewhat different process in the establishment of streambed contact with the El Abra Limestone. The captured streams here trend westward as do many others elsewhere which remain uncaptured for the reasons previously cited. However, in the Yerbaniz area some minor folding occurred involving both the covering San Felipe and the underlying El Abra Limestone. The streams have now eroded into these folds contacting the cavernous limestone.

The capture at the isolated Sótano de Venadito is of a rather short, isolated stream which also cut into a fold. In similar fashion, La Cueva Chica also captured a small stream.

The northern one-half of the Sierra de El Abra is without a known stream capture. Approximately the northern one-third (linear) of the El Abra Limestone outcrop is essentially limited to the Sierra proper, and further the northern part of the Valle de Antigua Morelos retains a near complete Méndez cover. This then suggests that any El Abra Limestone at lower elevations in this area is more deeply buried than in the south.

Another concentration of stream-capturing caves occurs near the base of

the Sierra de Guatemala in the vicinity of Gómez Farías, Tamps. Eyeless characin populations have been found in three of these deep caves and will probably be found in most of the others when exploration is complete. Stream capture in this area owes to the presence of a narrow ridge, upon which is built the town of Gómez Farías, surrounded by outcropping El Abra Limestone. This ridge, the Sierra de los Mangos, is formed of a Méndez base, and it has persisted because of the protection afforded by a Tertiary lava cap. The run-off from this ridge has formed several small streambeds which have been captured shortly after their entry onto the flanking El Abra Limestone. All of the blind fish caves here represent captures of small, intermittent streams which are a part of this localized drainage.

In the Micos area west of Ciudad Valles the conditions leading to stream capture are almost exactly the reverse of those at Gómez Farías. At Micos a ridge of Taninul Member limestone rises from a swampy lowland, and since the ridge is unprotected by a cover of San Felipe Formation, water directly attacks the limestone around the entire perimeter of the outcrop. The effects

of this solutional undermining are several. The flanking slopes of the ridge are frequently steepened abruptly just above swamp level. In places this contact solution has been so extensive as to cut completely through the ridge breaking the once continuous limestone outcrop into a series of narrow hills. Similarly, this solution has intercepted previously formed cavernous spaces within the limestone. Two of the three eyeless characin caves here are good examples of such interceptions. These captures take flood water from the swamp, and at one cave, Cueva del Río Subterráneo (Wilkins and Burns, 1972), a rather extensive and well-developed surface drainage exists which has eroded an arroyo leading to the cave entrance.

It is important to note that while 18 of the 29 blind characin caves capture surface drainages, few of these surface streams support fish populations today. Most of the captured tributaries contain water only very temporarily after heavy rains, and thus contain no fish fauna whatever. However, the swamp whose water drains into the Micos caves is populated by epigeal *Astyanax mexicanus* which enter the caves. The only classical capture in which the upstream segment is populated with *A. mexicanus* occurs in the Yerbaniz area north of Ciudad Valles, S.L.P.

There should probably not be too much significance attached to the fact that the majority of the blind fish caves are those which capture surface streams. One is at first tempted to conclude that this is precisely the reason why these particular caves contain blind fish populations. It is likely, however, that the correct explanation is that stream capturing caves are simply the easiest types of caves to find in the area.

LITERATURE

WILKENS H., BURNS R. J., 1972: A new *Anoptichthys* cave population (Characidae, Pisces). Ann. Spéléol. 27: 263—270.

Ca 026

UTILISATION DES EAUX D'UNE RIVIÈRE SOUTERRAINE PENDANT L'ANTIQUITÉ

Anna Petrochilou

Société Spéléologique de Grèce, Athènes, Grèce

A la côte droite d'une vallée, qui traverse le village Zygos Kavallas, se trouve la caverne Agia Eleni ou Kryoneri. Cette caverne, qui est le lit d'une rivière souterraine, creusé dans le terrain calcaire, se situe N. E. du village, à une distance d'une heure à pied.

La petite quantité d'eau qui coule pendant toute l'année dans la caverne disparaît 20 m en amont de son entrée et réapparaît, comme source, 25 m plus bas, à droite de l'entrée, qui a une largeur de 7,5 m et une hauteur de 2,5 m.

Un bloc du rocher, tombé du plafond à la partie gauche de l'entrée, l'a bloquée sur 4,0 m.

La caverne se compose de la section centrale et de trois galeries. Sa longueur, en ligne droite, n'est que 170 m tandis que la longueur du réseau entier atteint 500 m environ.

L'orientation de la caverne sur 100 m de l'entrée est N.O.O., puis S.S.E., puis S.O.O., où se trouvent trois galeries, orientées vers S.E.E.

La hauteur du plafond varie de 0,2 à 5,0 m. Le plus haut point se trouve à la troisième salle et au commencement de la galerie gauche. Le plus bas à la fin de la même galerie, où se forme un petit lac 1 m profond. La plus grande différence de niveau, depuis l'entrée de la caverne, se trouve à la fin de la même galerie gauche et atteint 10 m.

La plus grande profondeur d'eau, au lac central, atteint 2,0 m, pendant l'été, et 5,0 m pendant l'hiver. A la section centrale de la caverne se forment trois salles.

Le plancher de la première salle, qui a 75 m de longueur, 5—12 m de largeur, est incliné de gauche à droite (différence de niveau 1,3 m). Ça a été causé par la diminution de la quantité de l'eau qui coulait vers le côté droit. La différence de niveau entre le commencement et la fin de cette salle atteint 2,2 m.

Entre la première et la deuxième salle coule une cascade de 2,0 m de hauteur, les eaux de laquelle émergent du rocher par trois ouvertures. L'ouverture à gauche, 2,5 m de largeur, 1 m de hauteur, est aujourd'hui asséchée. Celle au milieu et celle à droite ont une largeur de 1,0 m et une hauteur 0,3 m. Les eaux de la cascade forment un lac (6,0 m \times 3,00 m) au pied des deux ouvertures.

La deuxième salle, 30 m de longueur et 11 m de largeur, est divisée en deux sections parallèles par un rocher compact et une série de blocks. La section gauche, de 3,0 m de largeur, est très inclinée et c'est de celle-ci que l'ouverture gauche de la cascade était autrefois alimentée. La section droite, d'une largeur

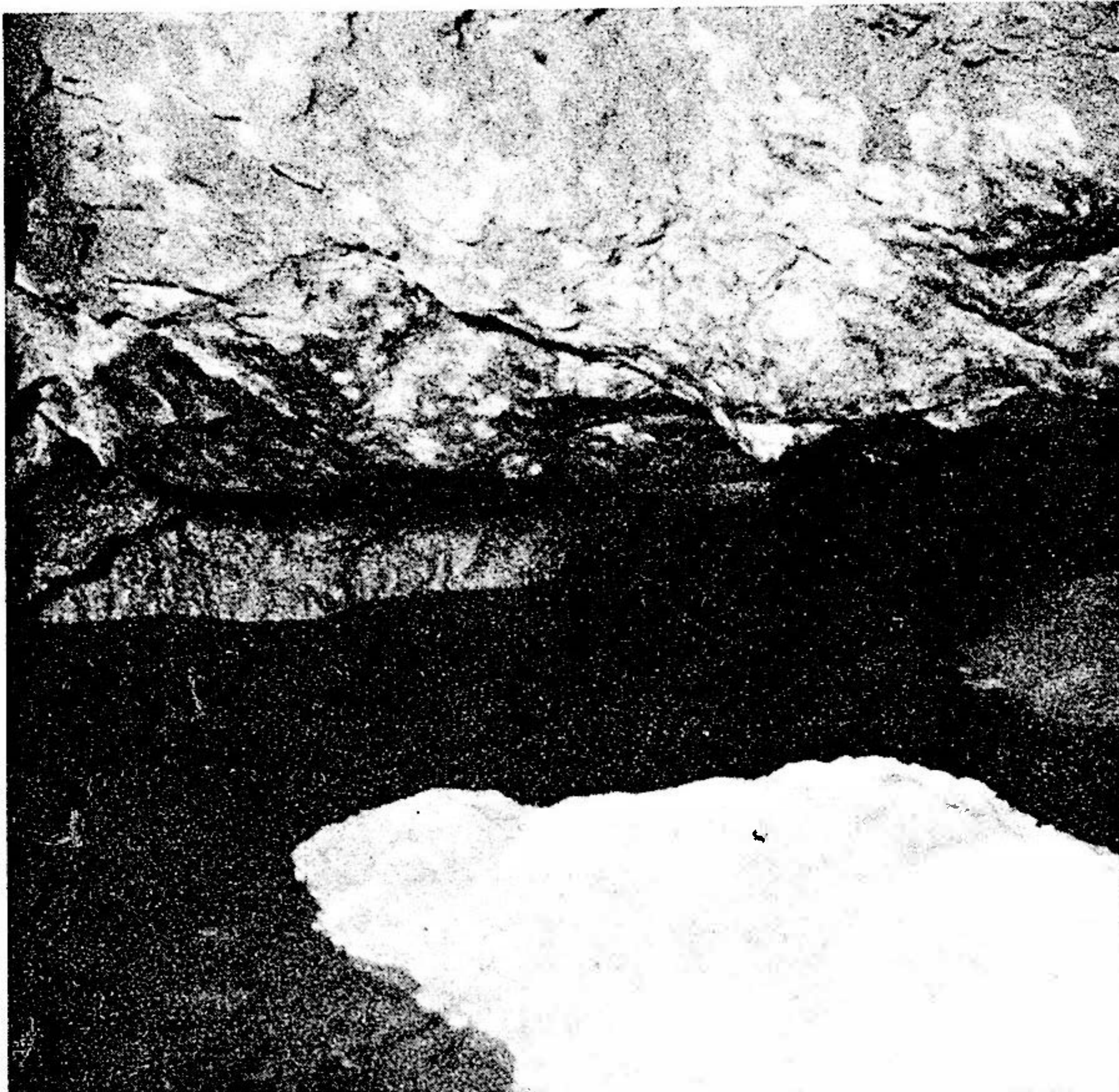


Fig. 1. Les eaux ont en forme de sipton. (Photo 1—4A. Petrochilon.).

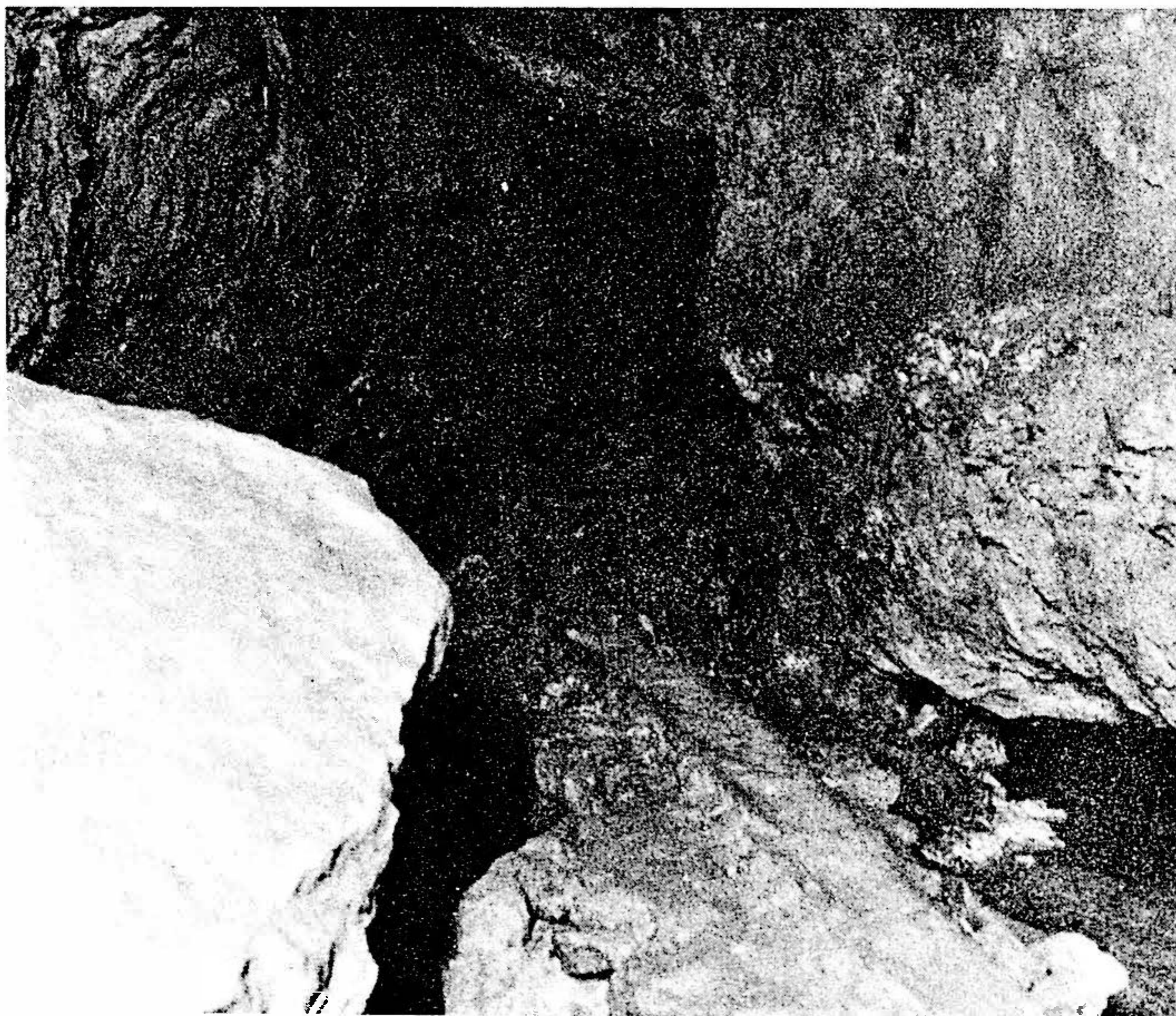


Fig. 2. Une rigole taillée sur le coté gauche de la galerie gauche.



Fig. 3. Quelques morceaux de tuyaux en terre cuite.

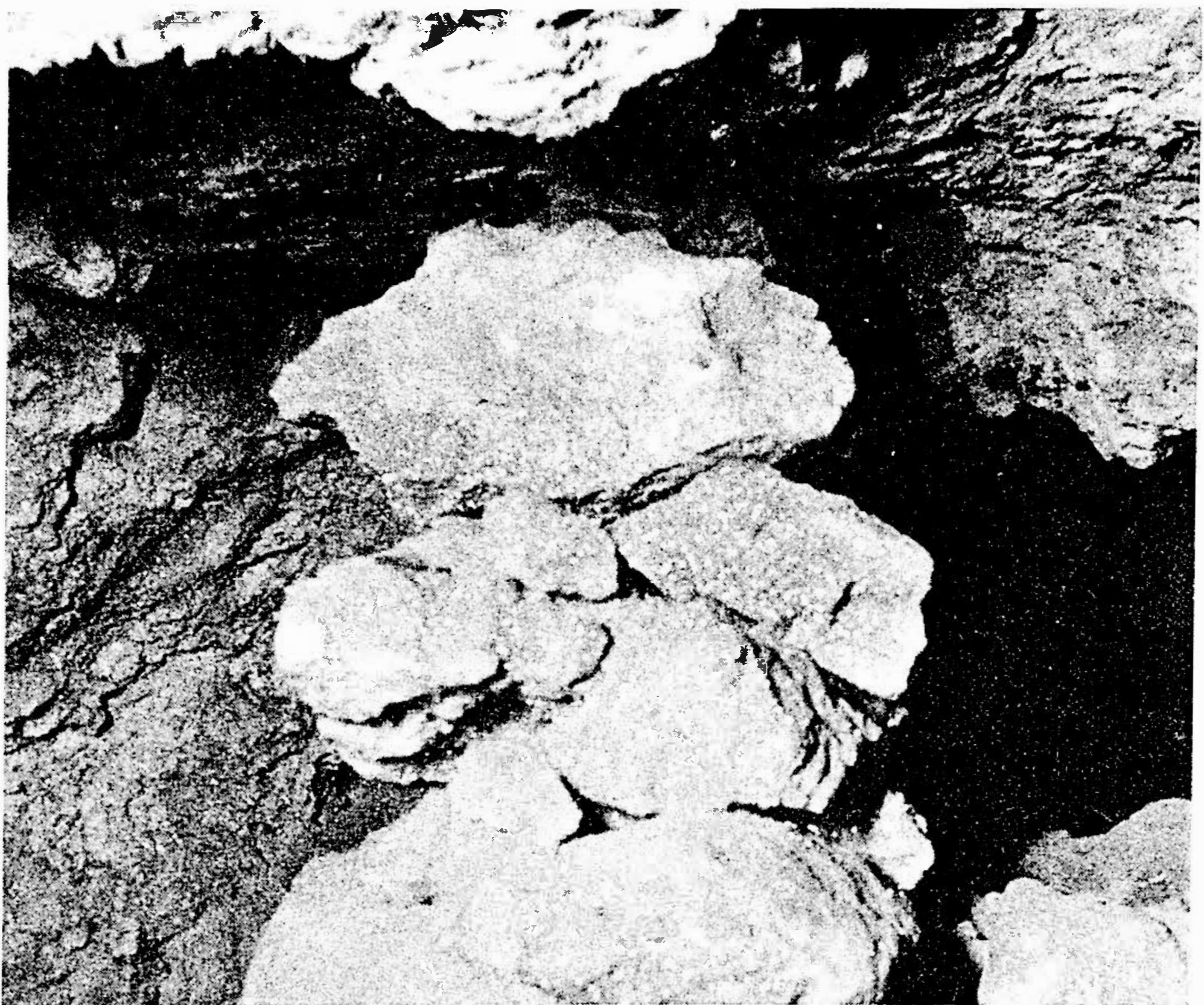


Fig. 4. Les pierres se sont souillées par une matière stalactitique.

de 8,0 m, est aussi très inclinée. Le long du côté droit coule l'eau qui alimente, par les deux ouvertures de la cascade, le lac ci-dessus mentionné.

Les eaux du lac coulent à travers les pierres déposées, réapparaissent plus bas pour disparaître de nouveau, 20 m en amont de l'entrée de la caverne.

Cinq mètres avant la fin de la section gauche de la deuxième salle, une ouverture d'une largeur de 1,5 m conduit à la troisième salle (20 m \times 9 m), le plancher de laquelle est couvert de blocs, tombés du plafond.

Les deux, des trois galeries A et B mentionnées auparavant, s'ouvrent au commencement du côté gauche de cette salle. La troisième galerie, C, commence près de la fin de la salle qui suit la précédente.

Les trois galeries alimentent en eau le lac central d'une superficie de 12 \times 19 m, et d'une profondeur d'eau 1 à 2 m pendant l'été. Ce lac se trouve au commencement de la troisième galerie C.

Les eaux des trois galeries ont la même origine, mais celle-ci est inabordable à cause de la diminution graduelle des dimensions des galeries.

Le lit original de la rivière souterraine est la première galerie A, vers la fin de laquelle les eaux inondent toute sa largeur, 1,00 m profondes. Ces eaux disparaissent à un point intermédiaire pour réapparaître à un niveau plus bas dans la galerie du milieu, B, laquelle est d'un mètre de hauteur.

Peu d'eau coule encore aujourd'hui le long du côté droit de la première galerie A, jusqu'au point de rencontre avec l'écoulement de la deuxième galerie B.

La troisième galerie C, est aujourd'hui asséchée sur toute sa longueur. Ses eaux ont évidemment creusé un autre conduit, en forme de siphon, et réapparaissent à peu de distance en amont du lac central, où finalement elles aboutissent (fig. 1).

Les Grecs anciens ont utilisé les eaux de cette rivière souterraine pour alimenter — très probablement — la ville de Philippes, située à 8 km de distance. Ça devient évident, grâce à l'existence dans la caverne de vestiges d'un système, assez compliqué, d'aqueducs, appartenant à trois époques successives.

La première installation a été exécutée évidemment en taillant le plancher du côté gauche de la première et de la seconde salle de la section centrale de la caverne à un niveau supérieur au plancher du côté droit, par où les eaux coulaient vers l'entrée de la caverne. Mais les eaux disparaissaient — comme a lieu aujourd'hui aussi — avant d'y arriver, étant conduites au nouvel lit, qui a été creusé sous le plancher de la première salle.

Vers la fin de la première salle au lieu de la rigole taillée on a utilisé des tuiles placées sur un mur en pierres pour assurer le niveau nécessaire vers l'ouverture gauche de la cascade. On voit aussi une rigole taillée sur le côté gauche de la galerie gauche, A suivie par un conduit en tuiles sur un mur en pierres pour la canalisation des eaux vers le lac central au moyen de la deuxième galerie B (fig. 2).

Plus tard on a amélioré l'exploitation des eaux en installant des tuyaux en terre cuite sous le plancher de la troisième salle, et en réparant les tuiles détruites

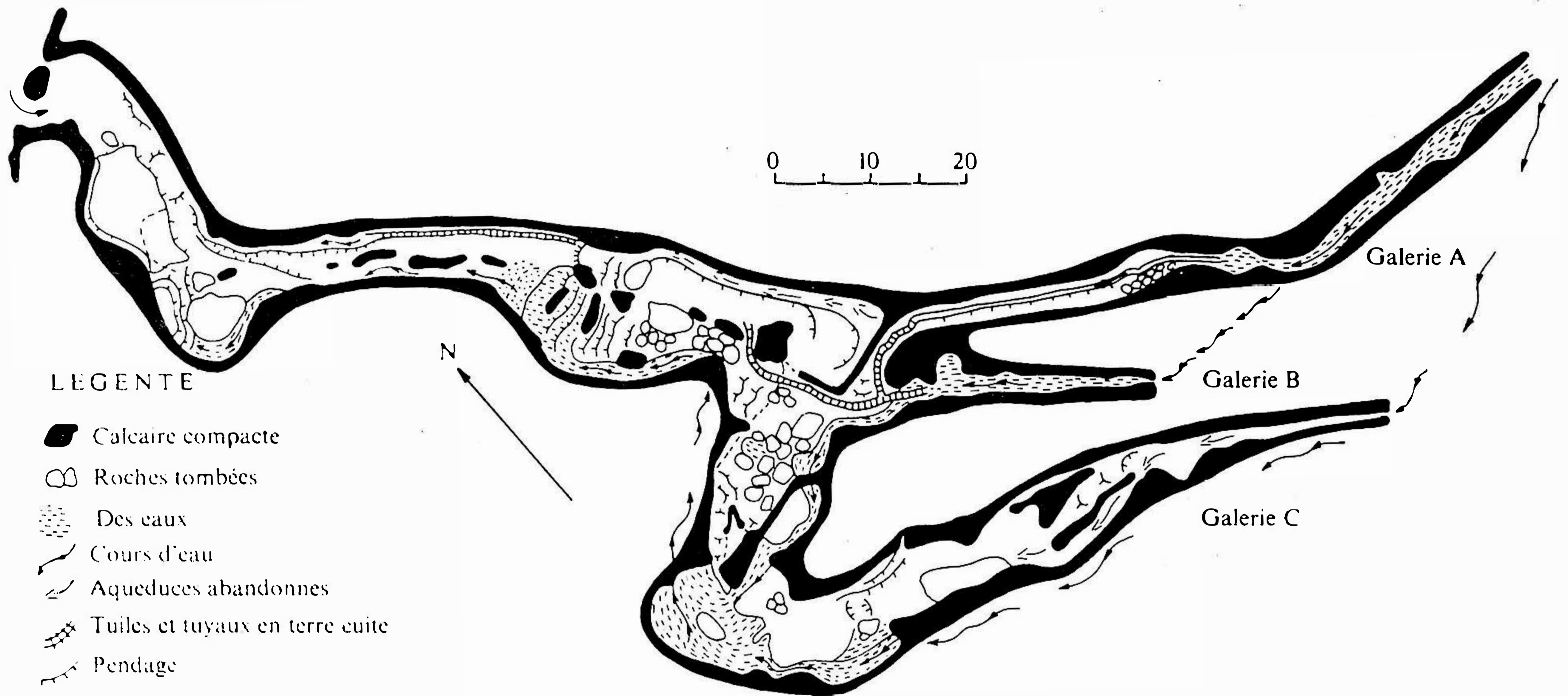


Fig. 5.

à la première salle. On voit aussi quelques morceaux de tuyaux en terre cuite (fig. 3). Tant ces tuyaux que les tuiles sont couverts par une couche épaisse de matière stalactitique.

De la même matière sont demi-bouchés les tuyaux en terre cuite.

A quelques points de la troisième salle et de la galerie droite on voit des supports en pierre du plafond, pour l'assurer contre éboulements éventuels. Les pierres se sont soudées par une matière stalactitique (fig. 4).

Il y a longtemps que les eaux ne coulent plus par l'aqueduc parceque les tuyaux sous le plancher de la troisième salle sont, pour la plupart, cassés et en même remplis de la matière stalactitique.

Les eaux de la première et de la seconde galerie A et B, qui coulaient autrefois dans ces tuyaux, ont ouvert un nouveau lit, le long du côté gauche de la troisième salle, et sont conduites par un siphon à une petite salle pour aboutir au lac central. De là les eaux coulent, par un siphon évidemment, vers la cascade (fig. 5).

Nos observations pendant les diverses saisons de l'année montrent que :

1. Le plus bas niveau du lac central a lieu en automne.
2. Pendant la saison de pluies et jusqu'au printemps la salle, où se trouve le lac central, est pleine d'eau et devient inaccessible. Les eaux s'évacuent, au rythme lent, par le siphon vers la cascade et de là vers le premier lac pour émerger finalement en aval de l'entrée de la caverne, comme la source mentionné auparavant.

Ca 027

HYDROGEOLOGICAL RELATIONS AND INTERDISCHARGE INTO THE TREBIŠNJICA RIVER BED IN POPOVO POLJE

Borislav Petrović

Željko Žibret

Energoinvest, Hydro and Civil Engineering Department, Sarajevo, Yugoslavia

INTRODUCTION

The Popovo Polje is one of the largest typical enclosed karst fields which extends in the same direction as the Dinaric mountain range an elevation of 220 to 250 meters above sea level, situated in eastern Herzegovina at a distance of approximately 10 km. from the Adriatic coast. Until recently, the Trebišnjica River flowed into it with an average discharge of approximately 100 m³/sec., and for a length of about 60 km., where it then completely disappeared through sink-holes under ground, becoming the largest underground river in the world. Discharge of the Trebišnjica River over the year is very uneven. During the rainy periods of spring and autumn the discharge is considerably higher than average and it used to flood the lower half of the field, while in summer periods the entire discharge would sink into the sink-holes downstream from the town of Trebinje, and the river bed of the Trebišnjica in Popovo Polje was then completely dry.

With construction of the Trebišnjica hydroelectric power plant, the major part of water in the Trebišnjica River is stopped up by the Gorica dam before it enters Popovo Polje, and its power is being used in the Dubrovnik hydroelectric power plant at the coast near Cavtat. A part of the excess water from the Trebišnjica River, as well as the interdischarge into the Trebišnjica River in the area of Popovo Polje, is projected to use in the Capljina hydroelectric power plant with intake at the lower part of Popovo Polje. The hydroelectric power plant is to be situated in Hutovo Polje.

This method of water power utilization settles also a great agricultural and water power engineering problem of this region — irrigation of the Popovo Polje valley without the necessity of constructing large and lengthy water supply lines from Gorica to the tillable agricultural surfaces downstream from Poljice, and at the same time it prevents eolic and torrent erosions of the tillable soil in the valley.

This paper provides an outline of the hydrogeological conditions in the karst area along the bed of the Trebišnjica River through Popovo Polje where the Trebišnjica River has until recently entirely disappeared underground. It also deals with a method for estimation (determination) of interdischarge along the river bed through Popovo polje in conditions of partial floods, sinking of free flow, and under conditions of discharge from springs and estavelas. Finally,

the paper shows a principal (fundamental) solution for capturing and conducting of this and excess water from the Gorica dam through the Trebišnjica River bed a cross Popovo Polje down to the intake of the Čapljina power plant.

DISCRIPTION OF THE RIVER BED SITUATION AND GEOLOGICAL CONDITIONS

From the dam profile at Gorica, the Trebišnjica River flows westwards to Trebinje, turns South through Trebinje, and hence to the North-West, keeping the general Dinaric direction to the end of Popovo Polje. The total length of its course along this part is 67 km.

For the first eight kilometers the Trebišnjica River flows mostly through alluvium deposits, and stone emerges at the surface of the river bed only at a few spots. For the next 27th kilometers (to Poljice) the river bed is cut into rock mostly covered by gravel deposits in the form of sandbars in front of numerous dams for water mills. From Poljice downstream until it submerges, the Trebišnjica River flows through alluvial deposits, which have occasionally started to bind, transforming them into conglomerates. Discontinuous layers of clay can be found in these deposits.

Along the entire length of the river bed, in view of the surrounding materials, erosion is extensive both in the bed and particularly along the banks of the river. The river banks are also eroded due to numerous estavelas at the sides of the river bed as well as to short streams coming from the field formed by water, flood waters in retreat, or by water from intermittent sources around the skirt board of the field.

The average width of the river bed bottom is about 50 m., and the water width for a flow of 150—250 m³/sec. is about 65 m. Inclination of the longitudinal profile of the river bed ranges from 0.2 to 1.2 ‰, the average being 0.75 ‰.

Geological structure of the soil accommodating the Trebišnjica river bed consist exclusively of chalk dolomite, except for several kilometers of dolomites in the region of Zavala. Because of tectonic disturbances as well as chemical and physical effects of water the limestone is very karstified and therefore permeable over the entire course of the watercourse.

It can be seen from the map that there are many abysses and other karst occurrences in the Trebišnjica River bed through which water disappears into subterranean streams.

There are 155 recorded occurrences of the sort. They are more or less evenly distributed along the whole length of the water course, but certain groups can be noticed in the zones of greater permeability. These zones usually have more tectonic faults and the south western side of the river bed is more karstified.

Zones of stronger tectonic damage can be noticed in the region of Pridvorci, Desin Selo, Staro Slano, Dobromani, and Tulja in the rocky part of the river bed, and downstream in the region of Ravno, Provalija, and other locations. The clefts generally extend southwards. In the region between Trebinje and Poljice they take an obvious direction towards the Ombla source of Dubrovačka

rijeka. Using dyes in the sink-holes in the river bed of the Trebinje area proved that the underground water from there goes in the direction Ombla. This, as well as other geological and hydrogeological considerations indicate that all the water sinking in the Trebišnjica river bed in the area from Trebinje to Poljice goes towards Ombla. Downstream from this area the ground water heads partly towards the Adriatic coast but mostly towards the Neretva river valley. It is likely that the extensive dolomite deposits in the region of Zavala are the watershed of the South-East and North-West parts of the field.

WATER BUDGET

As previously mentioned beside the water of the Trebišnjica River, Popovo Polje receives waters from its own catchment area which is by no means small. Part of the water coming from the carstic underground comes to the surface through estavellas along the skirt board of the field and the estavellas along the skirt board of the river bed. The major groups of estavellas are situated at the northern skirt board of the field, in the area of Dračevo and Strujići.

The purpose of this paper is to calculate the sum of the tributaries to the Trebišnjica River downstream from the town of Trebinje in the rainy period when there are floods in the bottom of Popovo Polje. The observation period involves 1954 — 1963 when the Trebišnjica River had a natural, undisturbed regime.

The interdischarge to the Trebišnjica River, Q_m , has been obtained as the difference between discharge in the bottom of Popovo Polje and the flow at the entrance point of the measuring level at the Arslanagić bridge gauge station, Q_{am} , plus the losses along the unsank course of the river, Q_{gub} :

$$Q_m = Q_d - Q_{am} + Q_{gub} \quad (1)$$

Discharge at the end of the field Q_d is defined by a summary equation of the surface of the artificial lake, i.e. total consumption of sink-holes under the lake Q_{gp}^{cs} , and the difference between the accumulated or discharged part of the lake $\pm Q$.

$$Q_d = Q_{gp}^{cs} \pm \Delta Q, \quad (2)$$

which makes the following interdischarge equation

$$Q_m = Q_{gp} \pm \Delta Q - Q_{am} + Q_{gub}. \quad (3)$$

The magnitudes of Q_{am} and $\pm Q$ are known, while those of Q_{gp} and Q_{gub} are unknown.

Q_{am} is obtained through the flow line at the Arslanagić Bridge gauge station. $\pm Q$ is obtained from the changes in the lake volume both at the beginning and the end of the daily measuring unit.

$$\pm Q = \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1} = \pm \frac{\Delta V}{\Delta T}, \quad (4)$$

where V_1 and V_2 are determined out of the volume curve in the lake surface

level function.

Q_{gub} , representing total losses in flow along the unsubmerged course of the river is unknown and has to be determined out of additional conditions.

As a start a hypothetical function with a physical basis has been taken. Namely, the losses along the course expressed as a function of the river bed saturation rate, indicated by the flow at the Arslanagić Bridge Q_{am} , and the water saturation of the underground, which may be approximated by the prior rainfall index I_{pp} , the elements of evapo-trans, and the season as a component in cyclical charging and discharging of underground watercourses and evapo-transpiration N_{m} , and finally total length of the unsubmerged course of the river L_{x} .

$$q = f(Q_{\text{am}}, I_{\text{pp}}, N_{\text{m}}) = A_1 + A_2 Q_{\text{am}} + A_3 I_{\text{pp}} + A_4 N_{\text{m}}, \quad (5)$$

where q is specific loss per K_{m} of the river bed.

Losses total to:

$$Q_{\text{gub}} = f(Q_{\text{am}}, I_{\text{pp}}, N_{\text{m}}, L_{\text{x}}) = (A_1 + A_2 Q_{\text{am}} + A_3 I_{\text{pp}} + A_4 N_{\text{m}}) L_{\text{x}}. \quad (6)$$

The input data q for establishment of the above relation are obtained by simultaneous flow measurements along the Trebišnjica River course, with a constant incoming flow coming from the upstream reservoir.

A set of equations has been formed with unknowns being the coefficients A_1 , A_2 , A_3 and A_4 . Solution of these equations by least square method resulted in this particular case in the relation required for calculation of losses along the unsubmerged river course.

$$Q_{\text{gub}} = (0,400 + 0,004 Q_{\text{am}} + 0,0012 I_{\text{pp}} + 0,0174 N_{\text{m}}) L_{\text{x}}. \quad (7)$$

Here, the prior rainfall index has been calculated through the expression:

$$I_{\text{pp}} = K_1 P_1 + K_2 P_2 + \dots + K_n P_n + \dots + K_{60} P_{60}, \quad (8)$$

where K_1, K_2, \dots, K_n are coefficients determined out of an exponential relation

$$K_t = e^{-\alpha t} \quad (9)$$

with the coefficient α , time t , and $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ as mean height of rainfall over the catchment area in the first, second, third \dots, n_{th} day prior to the observed water losses, to days back at the longest, $e^{-\alpha} = 0.95$. Season index N_{m} is an approximation of the underground charging from autumn until spring, and discharging from the beginning of summer until autumn; for the month of August $N_{\text{m}} = 1$, September $N_{\text{m}} = 2$, July $N_{\text{m}} = 12$.

The remaining unknown element of equation (3), Q_{gp} , which represents total sink-hole consumption in the flooded portion of Popovo Polje, is practically impossible to measure, and may be determined indirectly after Q_{gub} has been determined.

If a dry period is selected the interdischarge is eliminated since it is reduced to zero, and solution of the equation according to Q_{gp} makes determination of total sink-hole consumption in the submerged portion of the field:

$$Q_{gp} = Q_{am} = Q_{gab} \pm \Delta Q. \quad (10)$$

The obtained values are used for determination of the ratio of total consumption of submerged sink-holes as a function of level of the lake surface:

$$Q_{gp} = C_0 + C_1 H + C_2 H^2 + C_3 H^3. \quad (11)$$

In this particular case the consumption equation is as follows:

$$Q_{gp} = -9.863 + 0.204 H - 0.0000875 H^2 + 0.0000000174 H^3. \quad (12)$$

The above method gives an average interdischarge for the period 1954 – 1963:

$$Q_m = 24.2 \text{ m}^3/\text{sec}.$$

The calculations have been entirely computed on Energoinvest computer Gamma 30.

SOLUTIONS

The above description and the attached map present the bed of the Trebišnjica River, from Gorica downstreams, all the way to the far end of Popovo Polje, for a length of 67 kms, which is strongly karstified and highly permeable. Losses in water along that part of the course amount in dry periods to as much as 70 m³/sec.

In order to make the water available for use in the Čapljina hydroelectric power plant appropriate technical solutions should be found which would take the water across Popovo Polje to the power plant, and within limitations of economic justification.

Alternative solutions for taking the water from Gorica to the compensation basin in the bottom of Popovo Polje other than through the existing bed of the Trebišnjica River, e.g. by pipeline or a canal, have not been developed, for such solutions would not cover the entire interdischarge. Considerations were therefore almost entirely focused on running the water through the existing river bed with possible minor deviations in order to shorten the way or avoid permeable zones.

Three alternative solutions for regulation of the river bed have been developed. First — direct closing of each sink-hole; second — direct closing of sink-holes in the upstream section, and laying and concrete paving of a low channel along the bottom of the bed in the downstream section; and third — lining of the existing bed in all the permeable zones (which constitutes almost 90 % of its total length) by some impermeable material.

A rough comparison of expenditures required for regulation of the bed and gains in power at the power plant indicates that it is profitable to guarantee as much as 95 % of the available water. This can be achieved only by the third alternative which has been accepted for the project. Spray concrete proved the most economical material for bed lining. It is to be used for bottom and side linings over about 90 % of the total length.

Given the lack of experience in this kind of operation test lining has been

made for some sections along with research on the quality and effect of spray concrete. No final conclusions have been made, but present results are satisfactory.

Beside the recorded and determined volume of interdischarge as stated in Chapter 3 of this report, there are certain quantities of water in Popovo Polje which do not appear at the surface. The catchment area of the interdischarge is mostly at the northern, upstream part of the river and the field. The major part of the water runs through underground channels below the Trebišnjica River bed, and goes towards the sea. Further regulation works, in particular grouting along the northern skirt board and in the bottom of the river will close these underground channels and bring new quantities of water to the surface which were not included in the calculations. This would provide further power volume, and reduce specific project costs. The sink-holes estavelas and tectonics indicated on the map clearly show the location of these underground channels.

REFERENCES

Project Draft for the Čapljina hydro power plant developed by Energoinvest, Sarajevo, 1970.

Plate 1.

Plate 2.

Plate 3.

Plate 4.

Plate 5.

in enclosure

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРСТОВЫХ ВОД ГЛАВНОЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА

Юурий И. Шутов

Институт минеральных ресурсов МГ СССР, Симферопол, СССР

Главная гряда Горного Крыма представляет ядро и северную часть мегантиклинория, сложенного таврическими и среднеюрскими песчано-глинистыми водонепроницаемыми (нижний структурный этаж), верхнеюрскими и нижнемеловыми, преимущественно, карбонатными породами (верхний структурный этаж).

Верхнеюрские породы слагают ряд крупных карбонатных массивов, разделенных эрозионными врезами и вытянутых вдоль южного берега Крыма в юго-западном направлении. Моноклиналиное залегание пород, падающих в северо-западных румбах, осложняется пологими пликативными и в значительно большей степени дизъюнктивными нарушениями [1]. Продольные и поперечные по отношению к простиранию пород и гряды разрывные нарушения разбивают ее на разные по величине и форме глыбы, придавая структуре массивов блоковый характер.

Геолого-структурные особенности гряды, наличие плоской платообразной вершинной поверхности на отметках 700—1200 и 1300—1500 м, значительное количество атмосферных осадков (1200 мм в год в западной части и 622 мм — в восточной) обусловили её поверхностное и глубинное закарстование, имеющее разную интенсивность на разных участках, и современную обводненность.

Сток трещинно-карстовых вод тесно связан со структурным планом территории и трещиноватостью карбонатных пород. Результаты маршрутно-полевых работ, ограниченного бурения на периферии массивов и, особенно, гидрогеологических работ при проходке Ялтинского гидротоннеля [3, 4] показывают, что сток в карбонатных массивах осуществляется вдоль узких зон трещиноватости и закарстованности, сопровождающих разрывные нарушения. Изоляция обводненных зон обеспечивается наличием блоков слаботрещиноватых пород, иногда окаймленных закольматированной трещиноватостью и брекчий. Наряду с этим в пределах каждой обводненной зоны может существовать своеобразная этажность стока с изоляцией более нижних погруженных частей зоны. С такой этажностью связана разновысотность источников на склонах гряды. Этажность обусловлена: дифференцированными проявлениями тектонической трещиноватости в различных породах, перестройкой ранее сформировавшейся тектонической трещиноватости в связи с орогеническими поднятиями в антропогене, наличием внутриформационных литологических

водоупоров в геологическом разрезе и заиливанием трещинно-карстовой полости нерастворимым остатком выщелачивающихся карбонатных пород.

Перечисленные факторы наряду с заглубленностью нижних частей карбонатных блоков в водоупорный цоколь, обуславливают формирование здесь зон замедленного водообмена.

Указанные геологические и гидрогеологические особенности определяют специфику гидрохимической зональности трещинно-карстовых вод. Наиболее изучен в этом отношении Ялтинский горный массив [3], в основании которого пройден 7,2 километровый тоннель на глубине до 1 км от поверхности. Формирование химического состава подземных вод здесь как и в остальных массивах происходит в процессе их перемещения от области питания к пунктам разгрузки. В общем ходе метабенеза подземных вод на различных стадиях участвуют следующие типы вод (в скобках указана средняя минерализация): 1. атмосферные осадки (44,7 мг/л); 2. конденсационные воды (0 мг/л); 3. инфильтрационные воды на глубине 100 м (244,9 мг/л); 4. инфлюационные (258,0 мг/л); 5. воды непроточных озер (290,3 мг/л); 6. пещерные льды и снег (149,0 мг/л); 7. пещерных водотоков (325,7 мг/л); 8. родников (416,0 мг/л); 9. изолированных трещинных систем (403,5 мг/л); 10. зон затрудненного водообмена (836,4, 1396,9, 2061,2 мг/л в разных зонах).

В геологическом разрезе горного массива до глубины в среднем 200 м (эта величина может широко меняться в зависимости от природных условий) присутствуют первые 8 типов вод, перечисленных выше. Значительные количества углекислоты в воздухе карстовых полостей (фоновое содержание её в пещерах Крыма 0,1—0,5 %, максимальное 1,1—7,5 %) обеспечивают направленность ведущего процесса — коррозии, типичного для этой первой от поверхности гидрохимической зоны. Здесь, преимущественно, распространены гидрокарбонатные кальциевые воды, не насыщенные карбонатом кальция.

Ниже, в пределах глубин 200—700 м, где воды находятся в равновесии в отношении карбоната кальция или перенасыщены им, преобладают процессы аккумуляции и коррозии смещения. Здесь преимущественно распространены гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды изолированных трещинных систем (9-й тип), в нижней части переходящие в сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды. Это вторая гидрохимическая зона.

В нижней, третьей от поверхности, гидрохимической зоне преобладают процессы окисления сульфидов и формируются сульфатные воды разного катионного состава (10-й тип), переходящие в хлоридные натриевые в самых низах карбонатной толщи. Следует отметить, что существование этой зоны возможно только при сочетании таких условий как наличие рассеянных в известняках пиритов и тектонической трещиноватости, проводящей обогащенные кислородом инфильтрационные воды, но в обстановке слабого водообмена. О высокой интенсивности процессов окисления в прошлом для Ялтинского массива свидетельствуют обнаруженные при строительстве тоннеля жильные выделения гипсов и ангидритов, являющихся конечным продуктом реакции.

Гидрохимическая вертикальная избирательная зональность Ялтинского массива тесно связана с гидродинамическими параметрами (скоростями движения, объемами стока подземных вод и напорами). Первая от поверхности гидрохимическая зона в известной мере совпадает с зоной аэрации (по принятой в Советском Союзе схеме Д. С. Соколова [2]), вторая — с зонами сезонных колебаний и полного насыщения, третья — с зоной глубинной циркуляции. Соотношение объемов стока в этих зонах в Ялтинском массиве составляет соответственно: $1—(0,1—0,01)—0,001$ (по соответствующим замерам дебитов разных зон при строительстве тоннеля).

Кроме вертикальной для отдельно взятых массивов прослеживается и плановая гидрохимическая зональность. Она обусловлена тем, что на одних и тех же абсолютных отметках подземные воды, двигаясь вдоль зон нарушений, изолированы друг от друга. Так как в пределах каждой обводненной зоны условия водообмена и литологический состав пород могут значительно отличаться от соседних зон, то совпадение химического состава вод даже в соседних зонах на одинаковых отметках почти исключается. Однако, в верхах однообразного геологического разреза, где условия водообмена в связи с процессами выветривания и закарстования практически одинаковы, воды при разной минерализации повсеместно имеют гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниевокальциевый состав.

Ситуация, выявленная при строительстве Ялтинского тоннеля (1960—1963 гг.) является как бы «моментальным снимком» гидрохимической зональности массива для определенного момента развития природных процессов. Однако, после длительной эксплуатации сооружения, когда тоннель сдренировал значительные запасы вод из зон затрудненного водообмена, общая картина современной гидрохимической зональности резко изменилась в сторону опреснения самых нижних горизонтов подземных вод.

Выявленная гидрохимическая зональность не противоречит общим положением о наличии вертикальной гидрохимической зональности в любом районе земной поверхности. В то же время она существенно изменила распространенное мнение о трещинно-карстовых водах Горного Крыма как о водах с монотонным химическим составом, не изменяющимся во времени и в пространстве. Установленные закономерности могут быть отнесены к ряду блоков горных складчатых сооружений в альпийских провинциях геосинклинального карста.

J. I. Shutov

GEOCHEMICAL ZONALITY OF KARST WATERS IN THE HIGH RIDGE OF THE MOUNTAIN CRIMEA

1. A geochemical zonality of karstic waters in the carbonate rocks of High Ridge was established. There is transition from fresh upper waters to saltish waters of the lower levels. 10 types of the waters that take part in general metagenesis are revealed.

2. For the isolated mountain massif is observed the vertical and horizontal zonality that depend on the regional tectonic terminations.

3. The leading hydrochemical process that revealed the conditions of forming chemical types of water is:

for the upper part of the geological cross-section to the depth 200 m. — corrosion;

for depth 200—700 m. — accumulation and corrosion by mixed;

for the lower parts of the cross-section — the oxidation of sulphides.

4. In the work the coincidence of hydrochemical and hydrodynamical zones is shown.

ЛИТЕРАТУРА

ГЕОЛОГИЯ СССР. т. VIII, Крым, ч. 1. Геологическое описание. Изд-во «Недра», 1969.

СОКОЛОВ Д. С., 1962: Основные условия развития карста. Гостоптехиздат.

ШУТОВ Ю. И., 1966: Гидрохимическая зональность подземных вод в центральной части главной гряды Крымских гор. Бюлл. МОИП, XII(5).

— 1971: Обводненность и типы вод Ялтинского Горного массива. В сб. «Комп. изыскания при строительстве гидротоннеля в карстовой области Горного Крыма», Симферополь.

Ca 029

THE UNDERGROUND DRAINAGE PATTERN OF NORTH-WEST CLARE, IRELAND

E. K. Tratman

University of Bristol, Great Britain

The area dealt with in this paper is a small part of N.W. Clare, Ireland. There are three upland areas covered by impervious rocks, upon which the rainfall is concentrated into streams, which run to swallets and into caves around the outcrop of the Carboniferous Limestone. From the sea at Galway Bay eastwards the uplands are named Knockauns Mountain, Slieve Elva and Poulacapple. To the north and further east there is no impervious rock cover over and the limestone and drainage is by percolation to surface streams along the valley bottoms. Even here the streams from the resurgences usually sink again but into impassable caves. Only one cave, The Fergus River Cave, can be explored for more than 100 metres.

The geology of the area is simple. At the top of the exposed sequence are rocks of Namurian age comprising the Gronacort Sandstones and the Clare Shales, which rest unconformably on Carboniferous Limestone of the "D" zone. The Clare shales correspond to the Upper Limestone Shales of other areas. The swallets for the cave systems are located along the shale margins. These swallets provide the main water in the caves. The contributions of percolation water to the cave streams are very variable. The cave roofs are rarely more than 30 m. from the top of the limestone and often much less so, when there is rain, water percolates quickly into the caves and may amount to about 50 % of the total (fig. 1).

The courses taken by the caves are greatly affected by the dip, which is generally between 2° and 5° southerly. In many areas the bedding of the limestone is horizontal. The joint system particularly that along the 196° direction also affects the direction of the caves.

An extensive programme of water tracing has been carried out by members of the University of Bristol Speleological Society during yearly trips of two weeks each year to the area. Fluorescein, then Pyranine Conc and more recently Rhodamine W.T. in 20 % solution have been used as the colouring agents. Activated granular charcoal has served as a pick up for the dyes. The Lycopodium spore method has not been used because of the expense. All costs have been met from the funds of the society and no grants in aid have been made. The complications produced by flood pulses have had to be surmounted, while drought conditions, though relatively rare, have at times hindered the work of tracing the streams. The run through time is on average about 0.5 km./hr. This implies that there are no major lakes in the systems beyond the limit of exploration down to the resurgences.

The diagrams (figs. 1 and 2) show the network of established traces. It is

UNIVERSITY OF BRISTOL
SPELEOLOGICAL SOCIETY
1973

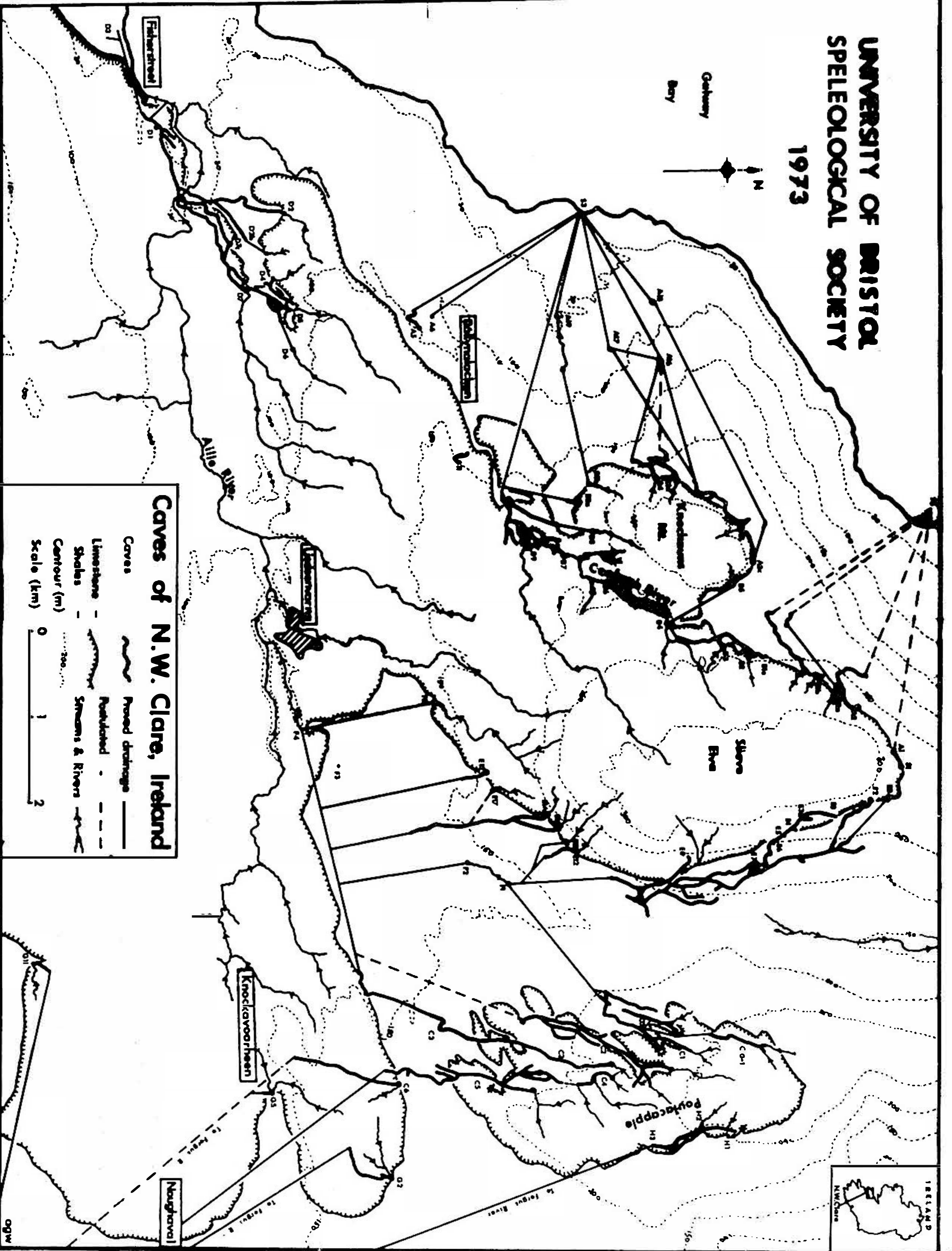


Fig. 1. Caves of N. W. Clare, Ireland.

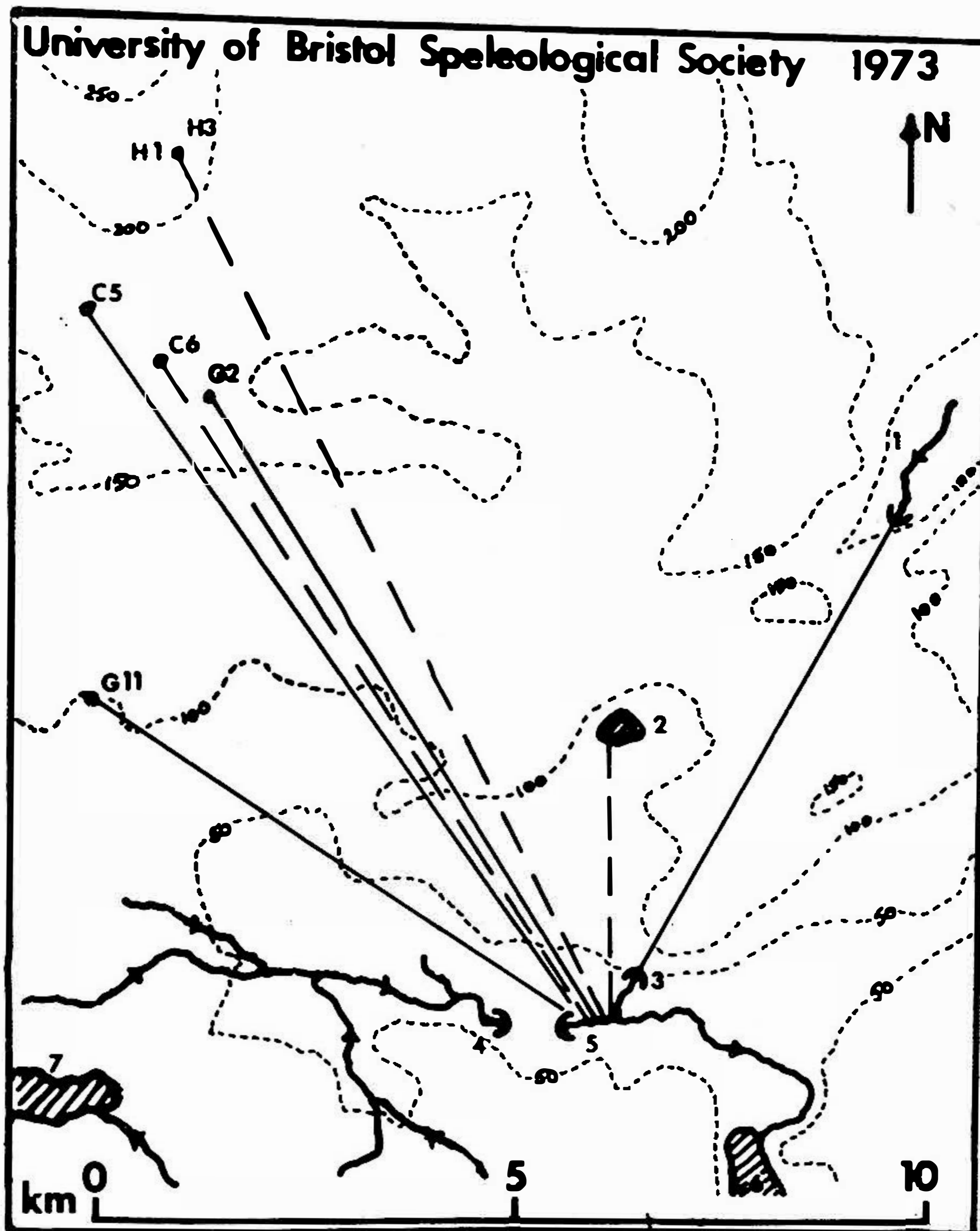


Fig. 2. 1. Caran polje, 2. Lough Aleenaun, 3. Resurgence for Caran polje through Fergus River Cave, 4. Kiltoraght swallet of Fergus River, 5. Resurgence of Fergus River, 6. Lough Inchiquin. Contours in metres. Proved drainage: continuous lines. Postulated drainage: dashed lines.

only necessary to draw attention to salient features.

Knockauns Mountain. All the water from the N.W. and W. drains to intermediate resurgences at varying levels. The detailed study of the interrelationships is not yet complete. The water remains on the surface for varying distances depending on the flow but it all sinks again to run to the inter-tidal resurgence of S3. The water from A2a and B1a can be traced to B1d but does not flow thence to S3. There would seem to be some form of underground watershed which sends the water to the sea by a different route, probably to S5.

The Coolagh River. This has a large catchment and drains to S3. It is shown as running direct from the explored end to the sea. It is however likely that the true route is related to the normally dry valley that runs down to the swallets at A5 and A6. The water from these two swallets runs to S3.

S l i e v e E l v a, N.W. The drainage from the swallets and caves of this area has not yet been traced to any resurgence. There is, though, a large fresh water resurgence in the sea at S5. About 24 hours after heavy rain on the mountain this spring flows so strongly that it appears as a large patch of peaty brown water in the otherwise clear sea. The sea bottom here is about 10 m. down. It is very likely that this spring is the resurgence for all the waters from E1 round to B1h.

S l i e v e E l v a, e a s t s i d e. Most of this area is associated with the major system of Poulmagollum-Poulelva caves. The system is about 12 km in length. The resurgence for all this water is at Killeany, F1, on the right or west side only. The water from F1 sinks again at F2 and the final resurgence is at St. Brendan's Well, F4. Under flood conditions there will be a surface river from 1 km. north of F1 to F3 and thence to F4. Other cave streams resurge at F4.

P o u l a c a p p l e. This hill has only a very thin covering of shale. Its name means "The Hill of many Holes", which is a true descriptive term. The cave systems are close together but remain separate. CO-1, CO, and C1 waters do combine and flow to F1 east side only and the waters do not mix with those of the west side till they join at the point of resurgence. C2 probably comes in along the route between F1 and F4. C3 runs south till it reaches the next shale outcrop and after a few unexpected twists turns west to run to F4. A little to the east of C3 the two separate caves of C5 and C6 continue south. There is no detectable change of dip direction here and all the beds are recorded as horizontal but it does seem likely that there is a minor change in dip, which has affected the direction of drainage and which has formed an underground watershed, which is not in accord with the surface watershed, which is a further 1 km east.

T h e D o o l i n C a v e s y s t e m. This lies S.W. of the three highland zones described above. The swallets are at the shale edge at about 70 m O.D. (above mean tide level). It is a long but simple system. The surface river Aille debouches from the gorge it has cut through the shales down to the limestone. There is a re-entrant of limestone into the shale here and limestone rock is exposed. Beneath this re-entrant are two cave passages. Their roofs cannot be more than 14 m below the river bed and may be as little as 10 m. Some of the river water is leaking into the cave here. Further downstream the river loses more water into the cave and this loss is increasing, so much so that the river bed is often dry for the last 1.5 km to the sea. As much of river water has already been through two cave systems, the first leading down to F1 and the second from F2 — F4 it is interesting to note that the water is now entering a third cave system.

The sump at the end of the cave is less than 5 m above O.D. and the level of the sump varies in accordance with the tide level. The cave water has been dye-traced to the sea once. It is possible to reach the level of this resurgence at low tide by digging in the beach sands and pebbles. Fresh water is soon found and there is a good flow even when the river bed is dry as far as 1.5 km. from

the beach.

R e s u r g e n c e s i n t h e s e a. D3 and S3 are situated between high and low tide levels. It is probable that they were originally at or more probably above mean tide level for there has been a substantial rise in sea level within the last 4000 years. This rise in Galway Bay area has been at least 4 m. The resurgence at S5 is about 10 m down and may always have been under the sea, though only marginally so.

D r a i n a g e t o t h e F e r g u s R i v e r (fig. 2). This river rises on shale and takes a complicated course down to the outcrop of the limestone at the swallet of Kiltoraght (2.4), where the river goes underground. Upstream there are no resurgences up through the shale bed from the limestone below. Even under high flood conditions the river never overflows the swallet depression to run directly down the continuation of the valley. About 1 km down the valley from the swallet the river resurges in greater volume (2.5), except in drought times, and goes on down the valley. About 1 km further a major tributary comes in on the left side, North. This tributary at its head (2.3) is carrying the water from the Carran polje (2.1) about 5 km to the north. Part of this water under high flow state runs through the Fergus River Cave. The throughput time is 12—24hrs. under average flow.

Between the resurgence east of Kiltoraght and the tributary described the Fergus River receives much more water from the north. This pours out of a series of slightly opened bedding planes at successively higher levels as the rainfall increases. Part of this water is derived from C5, G2 and G11. The throughput time for the 10 km length involved has not been accurately determined but it is of the order of 36—48hrs. It is presumed that the water from C6, the rest of the G series and H1—H3 of the east side of Poulacapple also drain into this short section of the river. There is an extensive area to the north of exposed limestone that has no proved drainage. The area includes Lough Aleenaun (2.2) and the water from this does not drain through the Fergus River Cave. So, presumably, all this area drains into the same short section of the river as indicated in fig. 2.

СТРУКТУРЫ ВОДНОГО БАЛАНСА КАРСТОВОЙ ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Л. А. Владимиров, Г. Н. Гигинейшвили

Институт географии им. Вахушти АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

Большая вертикальная протяженность Большого Кавказа (0—5000 м) обуславливает хорошо выраженную высотную поясность элементов водного баланса.

Осадки и сток везде увеличиваются с высотой, причем относительное увеличение их сильнее проявляется в более континентальной восточной части, абсолютное же увеличение достигает наибольших значений на обильно увлажняемом южном склоне Западного Кавказа.

Испарение в обильно увлажняемых областях Западного Кавказа непрерывно уменьшается с высотой, в более же континентальных частях Большого Кавказа испарение незначительно увеличивается с высотой до 1600--1800 м, а затем резко уменьшается.

В районах, где гидрогеологические условия не создают большого различия в питании рек подземными водами, относительная (в % от речного стока) величина подземного стока увеличивается от предгорий к среднегорному поясу, а выше к высокогорью уменьшается. Абсолютная величина подземного стока увеличивается от равнинно-низкогорного пояса к высокогорному, в связи с большим увеличением с высотой водоносности.

Подчинены вертикальной зональности и структуры водного баланса.

Для примера приводятся структуры водного баланса по южному склону Западного Кавказа (табл. 1).

Табл. 1

Структуры водного баланса

Высотные пояса	Площ. тыс. км ²	Осадки, мм	Сток, мм	Повер. сток, мм	Испаре- ние, мм	Подзем- ный сток, мм
Южный склон Западного Кавказа (в пределах Грузии)						
Равнинно-низкогорный (< 1000 м)	4,40	1920	1110	887	810	223
Среднегорный (1000—2000 м)	2,75	2660	1910	1266	750	644
Высокогорный (> 2000 м)	1,44	3390	2870	2183	520	687
По области	8,59	2400	1660	1225	740	435

Из приведенного в таблице примера видно, что с высотой все элементы водного баланса увеличиваются с высотой и только испарение уменьшается.

Проследим изменение с высотой структуры водного баланса на южном склоне Западного Кавказа.

В равнинно-низкогорной зоне поверхностный сток составляет 46 % выпавших осадков, а подземный — только 12 %. Вся остальная влага (42 %) расходуется на испарение.

В среднегорном поясе, покрытом лесной растительностью, поверхностный сток составляет 48 % выпавших осадков, подземный же — 24 %. И, следовательно, испаряется всего 28 % выпавшей влаги.

В высокогорном поясе речной сток слабо зарегулирован. Поверхностный сток здесь составляет 65 % выпавших осадков, а подземный — 20 %; испаряется небольшая часть выпавших атмосферных осадков — 15 %.

Иные структуры водного баланса в карстовой области южного склона Западного и Центрального Кавказа, где наиболее развиты карстовые процессы. Отличительной чертой структур водного баланса карстовой области является то, что в одном и том же высотном поясе они могут сильно различаться в зависимости от степени закарстованности, зарегулированности подземных вод, подземного водообмена и путей движения подземных вод, которые характеризуются сложностью и неустойчивостью.

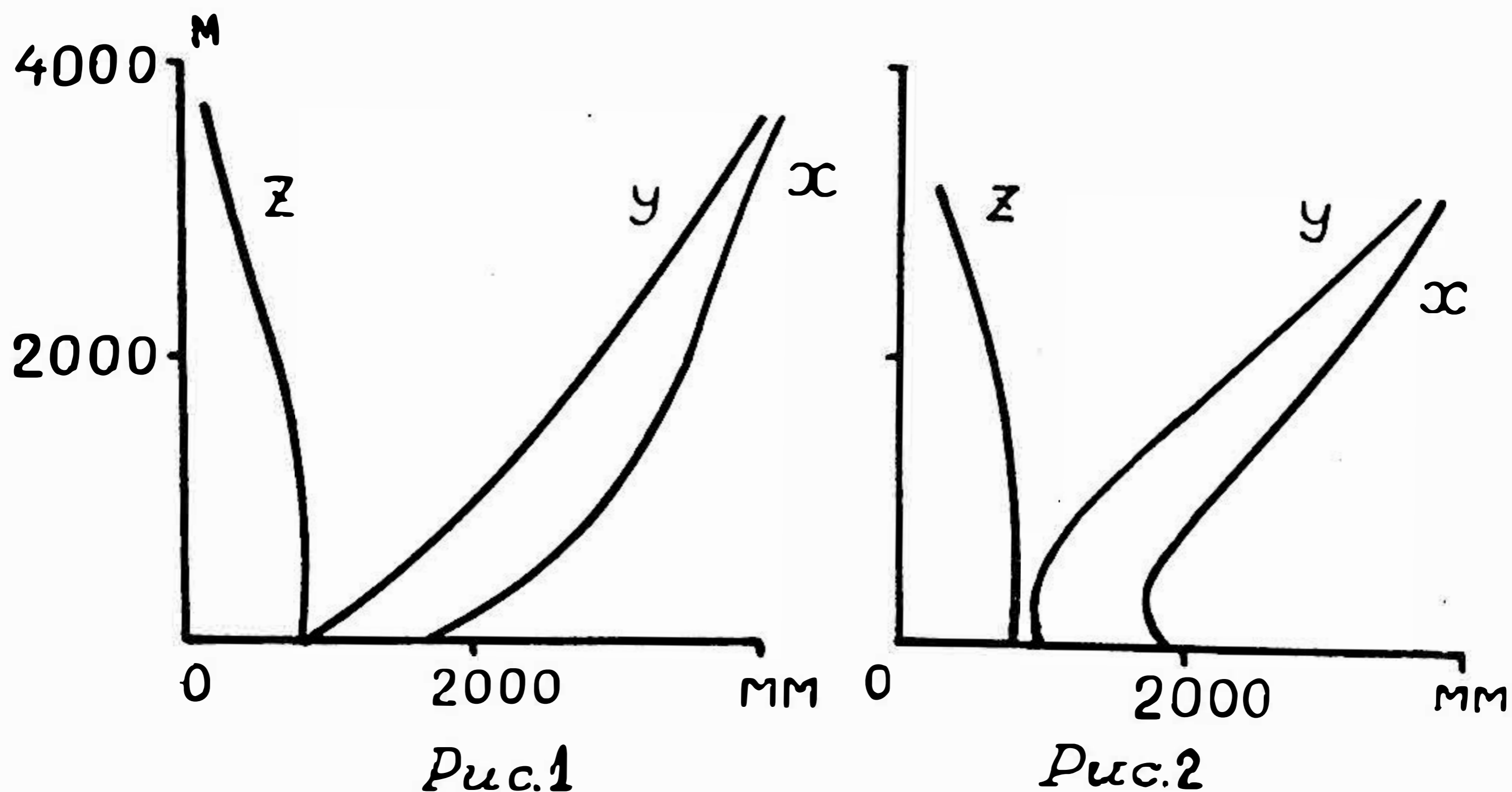
Вертикальная зональность структур водного баланса в карстовой области совершенно нарушается и структура зависит от расположения областей поглощения атмосферных осадков, линий разгрузки подземных вод, а также от подземного перехвата карстовых вод.

В зависимости от притока или оттока подземных вод в огромных пределах колеблются величины речного стока и относительного подземного стока. При этом в отличие от незакарстованной территории устойчивость подземного стока колеблется в очень больших пределах. Поэтому, при рассмотрении структуры водного баланса в дифференцированном виде, подземный сток в реки карстовой области качественно отличается от подземного стока в реки незакарстованных областей и не может служить показателем степени благоприятности структуры водного баланса.

Структура водного баланса в целом по карстовому массиву при отсутствии подземного водообмена с другими массивами будет отличаться от структуры водного баланса незакарстованного массива более высоким коэффициентом стока, вследствие интенсивного поглощения атмосферных осадков в закарстованной области. В отдельных же частях карстового массива структуры водного баланса резко изменяются под влиянием подземного водообмена.

При составлении водного баланса по карстовому массиву морского побережья следует учитывать вероятность выходов подземных вод из трещин погруженной в море части массива. Наличие субмаринных источников в прибрежной полосе Черного моря подтверждены наблюдениями.

Примером составления водного баланса по карстовому массиву являются исследования водного баланса массива Охачкуе. Сложенный меловыми известняками массив Охачкуе расположен в юго-восточной части южного склона Западного Кавказа. С юго-востока он ограничен хребтами, по которым про-



Изменение элементов водного баланса с высотой по южному склону Западного Кавказа в районах массивов Охачкуе (рис. 1) и Бзыбском (рис. 2).

ходит водораздельная линия, почти полностью совпадающая с линией известняков с подстилающими их порфиритами.

Водный баланс составляется отдельно по бессточной части массива, по территории, расположенной ниже линии разгрузки подземных вод и в целом по массиву. Линия разгрузки подземных вод проводится по отметкам выхода карстовых вклюдов.

Общая площадь массива Охачкуе — 207 км², средняя высота его 710 м. Площадь выше линии разгрузки — 97,4 км², средняя высота — 1180 м. Площадь, расположенная ниже линии разгрузки, равна 109,6 км², средняя высота территории — 296 м.

По кривой связи между элементами водного баланса и высотой (рис. 1), установленной по незакарстованным бассейнам данной области, теоретический годовой сток по области, лишенной поверхностного стока, равен 2180 мм (или 213 млн. м³).*

Фактический годовой сток по линии разгрузки равен по данным наблюдений 240 млн. м³.

Разность между фактическим (подземным) и теоретическим стоком с площади массива выше линии разгрузки составляет:

$$240 \text{ млн. м}^3 - 213 \text{ млн. м}^3 = 27 \text{ млн. м}^3$$

Приток карстовых вод из какого-либо другого массива является маловероятным. Поэтому различие между фактическим и теоретическим стоком следует объяснить более высоким стоком в карстовой области, что связано с интенсивным поглощением осадков и, как следствие, снижением расхода влаги на испарение.

С того же графика могут быть сняты значения осадков и стока и составлены водные балансы по отдельным частям и в целом по массиву Охачкуе (табл. 2).

Табл. 2

Водный баланс карстового массива Охачкуе

Территория	Единицы измерения	Осадки	Сток	Испарение	Подземный водообмен
Выше линии разгрузки	мм	3000	0	540	—2460
	млн. м ³	290	0	50	— 240
Ниже линии разгрузки	мм	2160	3550	800	+2190
	млн. м ³	236	389	87	+ 240
Весь массив	мм	2530	1870	660	
	млн. м ³	526	389	137	

Таким же образом может быть составлен водный баланс по Бзыбскому карстовому массиву при следующих исходных данных: площадь массива 389 км², средняя высота 1040 м; площадь выше линии разгрузки 172 км², средняя высота территории — 1430 м; площадь массива ниже линии разгрузки — 217 км², средняя высота — 800 м.

Фактический сток на линии разгрузки по данным наблюдений равен 344 млн. м³. Значения осадков и стока снимаются с графика зависимости элементов водного баланса от высоты (рис. 2), построенного по данным незакарстованных бассейнов данной области (табл. 3).

Табл. 3

Водный баланс Бзыбского карстового массива

Территория	Единицы измерения	Осадки	Сток	Испарение	Подземный водообмен
Выше линии разгрузки	мм	2580	0	580	—2000
	млн. м ³	444	0	100	— 344
Ниже линии разгрузки	мм	2000	2700	800	+1580
	млн. м ³	434	606	172	+ 344
Весь массив	мм	2250	1550	700	
	млн. м ³	878	606	272	

Аналогичным методом могут быть составлены водные балансы и по другим массивам карстовой зоны Большого Кавказа, если известен сток подземных вод на линии их разгрузки.

ЛИТЕРАТУРА

- ВЛАДИМИРОВ Л. А., 1972: Структуры водного баланса областей Грузии. Изв. АН СССР, серия географич., № 4.
- ВЛАДИМИРОВ Л. А., ГИГИНЕЙШВИЛИ Г. Н., 1967: Исследование водного баланса горной карстовой области (на примере массива Охачкуе). Сообщ. АН Грузинской ССР, ХАVIII, № 1.

WATER BALANCE PATTERNS IN THE KARST REGION OF THE GREATER CAUCASUS

SUMMARY

The altitudinal zonality of water balance patterns is well defined at the Greater Caucasus.

In the karst region water balance patterns change sharply. There, because of an intense absorption of atmospheric precipitation, evaporation decreases and total runoff increases as compared with zonal values. Depending on the inflow and outflow of subsurface waters the amount of relative subsurface flow varies greatly. In contrast to non-karstic territory the stability of subsurface flow fluctuates within quite impressive limits. Rate of stream-flow also changes greatly.

The study of water balance patterns in a karstic region is based upon factual data on springs discharge at the line of unloading of underground waters as well as on zonal values of water balance elements of a neighbour non-karstic region.

Ca 031

REGIME OF YIELD AND TEMPERATURE OF KARST SPRINGS IN SLOVAKIA

Michal Zaňko

Katedra fyzickej geografie PFUK, Bratislava ČSSR

The most important reserves of underground waters in the mountains of Slovakia are in the limestone rocks. The carbonatic rocks with the favourable conditions for the occurrence and circulation of underground water in Slovakia occupy a territory of cca 3,280 km² and there circulates approximately 26.2 up to 32.8 m³/s of water (Kullman 64). Therefore it is logical that in the present time a great attention is paid to the research of the Karst underground waters. In the Karst regions of Slovakia there is also a great number of the systematically observed sources. From the period of 1951–1970 there exist more than 100 different Karst sources with uninterrupted observation during minimally 5 years. It is a material on the basis of which we can gain basic information about the regime of the underground Karst waters.

THE AVERAGE LONGTERM YIELD AND TEMPERATURE OF KARST SPRINGS

In Karst regions of Slovakia there are known sources of different yield, from small surface and crack springs with an average yield of so some dl/s till sizable springs with a yield of some tens l/s rarely also more than 100 l/s. Abundant Karst springs occur mainly in the Slovak Karst, Muráňska plain, the Low Tatras, the Strážovské mountains Považský Inovec and in the Small Carpathians.

The observed Karst springs are in the altitude of 200 up to 1,200 m. o.s.l. Their average temperature fluctuates from 12.0°C in the lowest up to 4.0°C in the highest positions, if we do not consider some springs with deep underground water circulation whose temperature is higher than 15°C. In the altitude-span approximately of 1,000 m is a change of the temperature of Karst springs roughly by 8°C. It means that the geographical law of the altitude zonality becomes here expressively evident. It is also the proof that the temperature of the non-deep Karst underground waters is formed, in the first place under the influence of the air temperature of the relevant region. With the depth of the circulation of underground water is this influence regularly reduced and the importance of the rock milieu increases. Because the mentioned altitude span of the observed springs and the changes of their average temperature are considered on the 100 m o.s.l. there decreases, if you like, increases the average temperature of water in the average by 0.7–0.8°C. The differences in the average temperature of springs situated approximately in the equal altitude above sea level are often some °C. E.g. when we compare the average temperature of water per 100 m altitude intervals, we can see, that the differences in these intervals reach 1.5–4.2°C. In other words the temperature of Karst springs is besides the air

temperature dependent also to a certain extent on other factors, to which there belong the genetic type of spring, the surface of the infiltration area, the conditions and the depth of the water circulation, the exposure of the spring and perhaps also some others.

THE AVERAGE YEAR YIELD AND TEMPERATURE OF KARST SPRINGS

The average year yield of the Karst springs was evaluated by empiric and theoretic cumulative frequency curves (Zaňko M., 1969). The average yield of many springs in individual years is considerably different and in a relation to the long term average it reaches a value from 0.1 up to more than 3.0. From the relation of the year's yield and the total year's precipitation it follows, that for the yield of springs in individual years the time division is more important than the quantity of precipitation. The average year's temperature of Karst springs, if we do not consider the springs with constant temperature, fluctuates around a longterm average in a different span, but the deviations are slight. E.g. the lowest average year's temperatures of some springs reach 75—80 % and the highest one 105—110 % of the long term average. The differences in the average year's temperature of individual springs are very slight and do not exceed 2—3°C.

THE AVERAGE MONTH YIELD AND TEMPERATURE OF KARST SPRINGS

The average month yield of Karst springs of Slovakia point to considerable regional differences in changes of the yield during the year, which is confirmed not only by different hydrogeologic qualities of the relevant carbonatic rocks, but above all they are a reflex of the vertical differentiation of the territory of Slovakia. In the division of the yields of the Karst springs throughout the year there expressively appears the law of the altitude zonality — mainly in the fact that in the dependence on the altitude above sea level there occurs the maximum of the month yield to the end of March till June (in July), the minimum in September, October, if you like, in January till March (Zaňko M., 1968, 1969).

On the basis of the evaluation of moth yields of Karst springs we can differentiate in Slovakia two types of springs: springs with one maximum and one minimum of yield in a year. There belong springs with deep circulation of water, springs with slower circulation, which drain the carbonatic rocks with less permeable cracks and also the springs-infiltration areas of which involve to a great extent also the limestone rocks; springs for which besides the spring-time maximum there is characteristic the increase of yield corresponding to the precipitation maximum in June—July and an increase of precipitation in November—December and besides the autumn minimum a decrease in winter. Here we can place the springs with a shallow regime of water circulation and from the springs with deeper water circulation those which have well permeable ways of circulation enabling a faster reaction to a greater quantity of precipitation, or sudden melting of snow.

The regime of the average month temperature of individual springs is quite similar. The Karst springs have their lowest temperature in January till March, the highest one in July, August and in September, more rarely in October or in November. In comparison with the month temperature of air these values are at the greatest number of springs shifted by some months to the later season. The occurrence of the lowest month temperature of Karst springs in January and February is in harmony with the low temperature of air of these months. The occurrence of month temperature minimum in March, if you like, in April is in connection with an intensive water infiltration from the melting snow. One or more months retarded occurrence of the highest month temperatures in comparison with the highest month air temperature in July depends evidently on the depth and rate of motion of the circulation of Karst underground water.

The difference between the highest and lowest average month temperature of water is in individual springs different, but generally in comparison with the temperature of air or the yield of springs it is slight and reaches some tenths up to 2—3°C, only rarely more. Similarly also the differences in the highest average water temperature of individual months are also not very great and they fluctuate from some tenths up to 5—6°C. From the present knowledge we can conclude, that the temperature of the water of the summer and autumn months are somehow more well-balanced than in spring and winter months.

MAXIMAL AND MINIMAL YIELD AND TEMPERATURE OF KARST SPRINGS

The division of maximal and minimal yield of the Karst springs corresponds in substance to the regime of average month yield. The maximal values occurred usually in the months with the highest average yield and in the months with the high precipitation totals. The occurrence of minimal values is more regular in the months with the highest average yield.

The occurrence of the minimal values of the Karst springs is concentrated to the months with the lowest air temperature i.e. January and February and the months with an increasing, if you like, the highest month yield, that is March less April. The maximal temperature of Karst springs occurs most often in the months with the highest month temperature i.e. July, August and in September, more rarely in October and November.

The differences of the temperature between the highest and lowest recorded value at the observed springs fluctuate from 0°C at the springs with constant temperature up to more than 10°C. The greatest number of the observed springs has an angle of oscillation of temperature relatively small, non exceeding 3°C. We could presuppose, that the more well-balanced and constant is the yield of springs, the smaller is the angle of oscillation of water temperature and vice versa. This presupposition cannot be proved or it is only partly valid. Some extraordinary well-balanced or even considerably well-balanced (Zafko M., 1969) Karst springs have a stabilized water temperature with an angle of oscillation non-exceeding 1—2°C, others 5—6°C and more. On the other hand there exist

only low balanced or extraordinary non balanced Karst springs, which have an angle of oscillation 6 up to 8 or more °C, but also the springs with an angle of oscillation up to 2°C. It confirms also the fact that the regime of temperature and the yield of Karst springs is formed under the influence of several factors.

The differences between the maximal and minimal temperatures were used for a classification of the Karst springs into various groups, similarly as according to the balance of yield. Some groups were defined partly according to the size of the angle of the oscillation of temperature expressed in °C and partly on the basis of the relation of maximal and minimal temperature. From the present knowledge there seems to be useful to make in advance the following 5 membered scale:

	Angle of the oscillation °C	min. t °C : max. t °C	Term
1.	Up to 1°C	1 : 1	springs with fully balanced temperature
2.	1.1 – 2.0°C	from 1 : 1 up to 1 : 1.20	springs with considerably balanced temperature
3.	2.1 – 6.0°C	from 1 : 1.21 up to 1 : 1.50	springs with on the average balanced temperature
4.	6.1 – 10°C	from 1 : 1.51 up to 1 : 2.00	springs with considerably non-balanced temperature
5.	10.1 and more °C	1 : 2.01 and more	springs with wholly non balanced temperature

LITERATURE

- HANZEL V., GAZDA S., 1970: Regime of the Spring of the Crevice – Karst Water of the North-Eastern Slopes in the Low Tatras. Sborník V., Hydrogeol. konf., Gottwaldov, p. 228 – 264.
- KULLMAN E., 1964: Karst Waters of Slovakia and their Hydrogeological Research. Geol. práce, Zprávy, Bratislava, p. 9 – 28.
- ZATKO M., 1968: Some Questions of the Geography of the Underground Waters of Slovakia. Acta Geol. Geograph. U. C. – geographica 7, Bratislava, p. 1 – 120.
- 1969a: To the Question of the Evaluation of Balance of Yield of Springs on the Territory of Slovakia. Geograf. čas. XXI, Nr. 4, Bratislava, p. 325 – 339.
- 1969b: Some Notes about the Regime of the Yield Capacity of Karst Water Sources in Slovakia. Slov. Kras VII, Lipt. Mikuláš, p. 41 – 62.

Ca 032

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА

В. П. Зверев

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

Карст рассматривается как геологический и физико-химический гетерогенный процесс взаимодействия природных вод с растворимыми горными породами. Как и всякая гетерогенная реакция карстообразование складывается из трех отдельных процессов: поступления растворителя — природных вод к поверхности карстующейся горной породы, собственно процесса растворения или фазового перехода и удаления растворенных в воде веществ от поверхности растворения (Ф. А. Макаренко, В. П. Зверев, 1970).

В основе взаимодействия между твердым веществом и раствором лежит закон фазового равновесия Гиббса, согласно которому равновесие наступает, когда химический потенциал вещества в растворе (μ_A^S) становится равным химическому потенциалу вещества в твердой фазе (μ_A^I), т. е.

$$\mu_A^S = \mu_A^I = \mu_A^O + RT \ln(x_A), \quad (1)$$

где μ_A^O — стандартный химический потенциал вещества А в растворе, R — газовая постоянная, T — температура в градусах Кельвина, x_A — мольная доля вещества А в растворе.

В неравновесной системе компонент из фазы, в которой его химический потенциал больше, будет самопроизвольно переходить в фазу системы, в которой он меньше, т. е. с термодинамической точки зрения процесс карстообразования возможен, когда $\mu_A^S > \mu_A^I$. Поскольку интенсивные параметры системы, в пределах которой происходит карстообразование, практически неизменны, растворение в природных водах прежде всего обуславливается величиной градиента концентрации между жидкой фазой и насыщенным пограничным слоем, существование которого предполагается на поверхности растворяющегося тела (В. Г. Левич, 1957).

Как известно, основными карстующимися породами в земной коре являются известняки, гипсы и каменная соль. Следовательно, величины максимально возможных градиентов концентрации в природных системах будут определяться максимальными величинами растворимости этих соединений в водных растворах. Растворимость CaCO_3 в природных водах обуславливается в основном давлением CO_2 и не превышает первых сотен миллиграммов на литр; растворимость CaSO_4 больше и изменяется от 2,1 г/л в маломинерализованных водах до 7,3 г/л в растворах NaCl ; наибольшие градиенты концентрации могут возникать при карстообразовании галита, растворимость которого достигает 318 г/л. В действительности подобные градиенты концентрации возможны лишь в отдельных редких случаях; обычно они намного меньше

и в процессе карстообразования, экспоненциально уменьшаясь, стремятся к 0.

В общем виде процесс растворения описывается конвективно-диффузионным уравнением массопереноса

$$\frac{dc}{dt} = D \Delta c - |\bar{v}^{gr} c|, \quad (2)$$

где D — коэффициент диффузии, \bar{v} — скорость движения жидкой фазы, c — концентрация.

При карстообразовании процессы поступления растворителя и отвода растворенного вещества обычно имеют одну природу и, как это следует из уравнения (2), обуславливаются молекулярной или конвективной диффузией.

Количественный анализ этих процессов показал, что молекулярно-диффузионный массоперенос растворенного вещества при одних и тех же градиентах концентрации возможен лишь в условиях крайне незначительных скоростей фильтрации, характерных для зон замедленного водообмена земной коры (В. П. Зверев, 1972). Он может приводить лишь к рассоленным засоленным и загипсованным толщ в масштабе геологического времени. Собственно процесс карстообразования, приводящий к образованию подземных полостей и ходов, им определяться не может. Карст возможен лишь при наличии конвективного массопереноса растворенного вещества, способного в сравнительно короткие отрезки времени перераспределять значительные массы. Для случая растворения поверхности пласта карстующейся горной породы количество растворенного вещества Q , выносимое в водную фазу, выражается уравнением

$$Q = vL (C_s - C_0) \sqrt{\frac{4 D_L v}{\pi L}} \quad (3)$$

где $(C_s - C_0)$ — градиент концентрации, v — ширина растворяющегося пласта, L — протяженность растворяющегося пласта в направлении потока, D_L — коэффициент конвективной диффузии, v — скорость движения водной фазы.

Из рассмотрения этого и подобного уравнений, выведенного для других граничных условий, следует, что скорость растворения пропорциональна квадратному корню из скорости движения жидкой фазы. Таким образом, переходя к условиям земной, можно заключить, что интенсивность развития карста находится в прямой зависимости от динамичности подземных вод.

Необходимо отметить, что широко рассматриваемые в литературе литологические, тектонические, геоморфологические и другие закономерности развития карста в значительной мере определяют характер, особенности и скорости перемещения подземных вод в толще земной коры.

Из уравнения (3) также следует, что растворение горных пород наиболее интенсивно развивается в местах поступления агрессивных по отношению к карстующейся породе природных вод, убывая по экспоненте по мере удаления от начального сечения. Это положение находит широкое подтверждение на многочисленных примерах, показывающих, что карст не развивается повсеместно и равномерно по всей площади распространения воднорастворимых горных пород. Наиболее интенсивное карстообразование приурочено к местам сосредоточенного поступления высокоагрессивных подземных вод на контакт

или в толщу карстующихся горных пород.

Развитие карстовых процессов, в основном в незначительных размерах, возможно также и в результате отдельных природных физико-химических и биологических процессов, нарушающих равновесие между твердой и жидкой фазами, — микробиологической деятельности, окисления сульфидов, адсорбции, комплексообразования и т. п.

Исходя из вышеизложенного, современное карстообразование следует оценивать термодинамическими и физико-химико-гидродинамическими методами при обязательном учете геологической и гидрогеологической обстановки в изучаемом районе. В зависимости от поставленных задач и получаемых результатов выделены следующие этапы и методы гидрогеохимического изучения карста (В. П. Зверев, 1967):

изучение равновесия в системе подземные воды — карстующиеся горные породы, которое позволяет судить о наличии процессов карстообразования в исследуемой точке в момент отбора проб;

определение количества воднорастворимой горной породы, выносимой подземными водами с единицы площади или из объема карстующихся пород в единицу времени, позволяющее судить о масштабе развития карстового процесса в том или ином районе;

определение степени агрессивности подземных вод по отношению к карстующимся породам, которое позволяет оценить масштабы развития карстового процесса в каждой точке отбора пробы и выделить участки наибольшего развития карста;

определение интенсивности растворения карстующихся пород, позволяющее определить количество вещества, выносимого подземными водами в исследуемой точке и произвести районирование территории по интенсивности выщелачивания карстующихся пород. Они могут быть вычислены как для гидрогеологических условий, наблюдаемых в момент исследования, так и для измененных во времени, если возможен прогноз изменения скорости движения подземных вод (Рекомендации . . ., 1967):

Изложенные выше этапы и соответствующие им методы были применены при исследованиях карста низовьев р. Оки, а также устойчивости карстующихся горных пород, находящихся в основании действующих и проектируемых гидротехнических сооружений Предуралья.

Гидрогеохимические методы изучения карста хорошо согласуются с данными геолого-съемочных и буровых работ и позволяют не только контактировать итог развития процесса карстообразования к моменту исследования, но и определить наличие его в настоящем и дать прогноз на будущее.

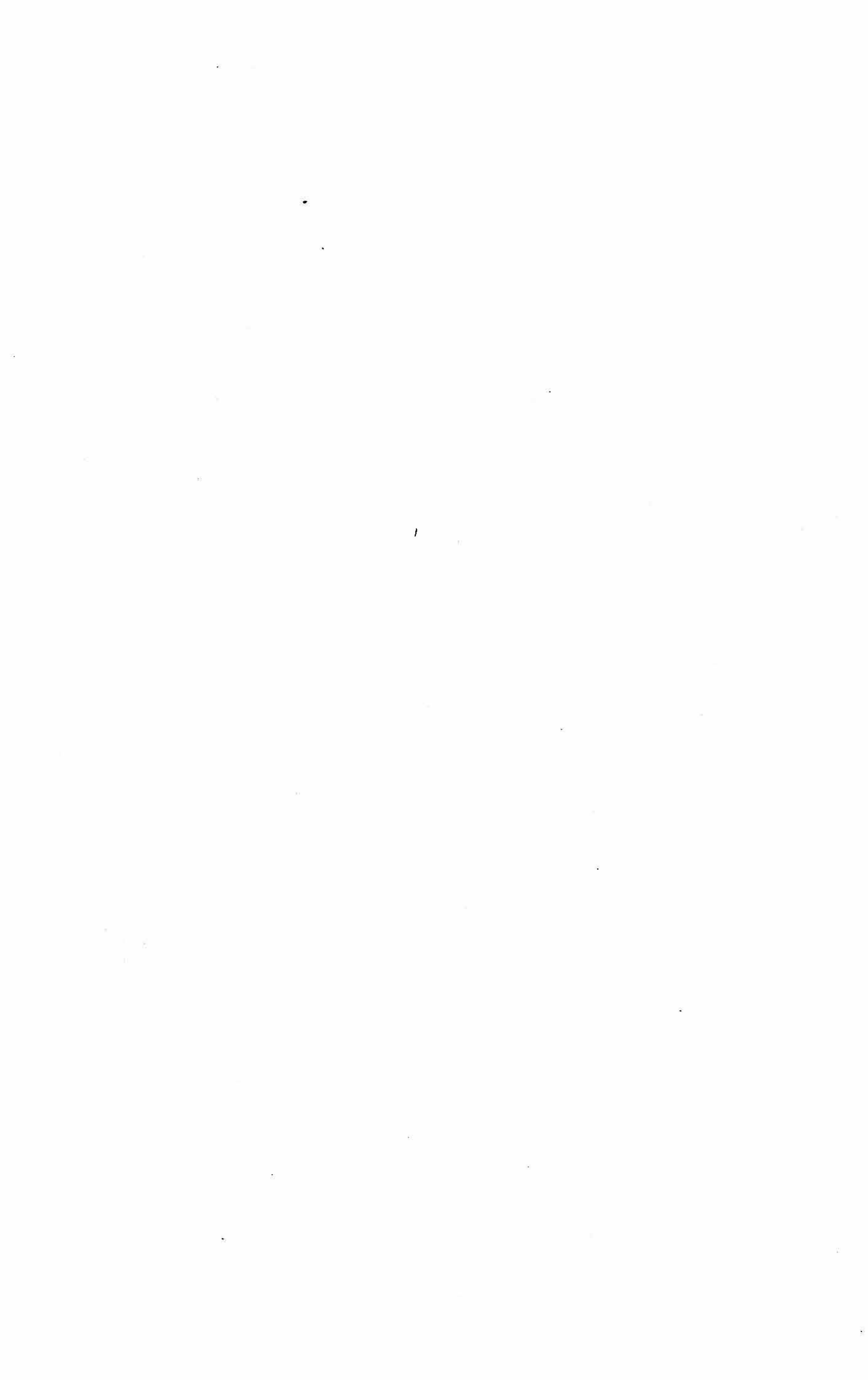
ЛИТЕРАТУРА

- ЗВЕРЕВ В. П., 1967: Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., Наука.
- 1972: О механизме массопереноса растворенного вещества в верхних частях земной коры. Докл. АН СССР, т. 206, № 6.
- ЛЕВИЧ В. Г., 1952: Физико-химическая гидродинамика. Москва.
- МАКАРЕНКО Ф. А., ЗВЕРЕВ В. П., 1970: Гидрогеохимические и гидродинамические закономерности развития карста. Докл. АН СССР, т. 192, № 3.
- Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территорий для промышленного и гражданского строительства в карстовых районах СССР. Москва 1967.

SOUS-SECTION Cb
FACTEURS GEOGRAPHIQUES DANS L'EROSION KARSTIQUE

Convocateur : Dr. Otakar Š t e l c l , CSc.
Institut de Géographie ČSAV, Brno

- Cb 001 Droppa A. (ČSSR):
Die Korrosionsgeschwindigkeit der Höhlenflüsse im Liptauer Karst
- Cb 002 Fodor I. (Hongrie):
Die Beziehung zwischen Genetik und Klima der Höhlen
- Cb 003 Głazek J., Markowicz-Łohinowicz M. (Pologne):
Remarks of the use of quantitative methods to karst denudation velocity
- Cb 004 Гвоздецкий Н. А. (СССР — URSS):
О приоритете в открытии явления коррозии смешивания
- Cb 005 Helldén U. (Suède):
Limestone solution velocity in a karst area in Lapland, Northern Sweden
- Cb 006 Lovász G. (Hongrie):
Die quantitative Analyse der Niederschlagsverhältnisse und ihre Rolle in der Karst-denudation
- Cb 007 Ložek V. (ČSSR):
Der Karst im klimatischen Zyklus des Quartärs
- Cb 008 Markowicz-Łohinowicz M. (Pologne):
L'indice de corrosion linéaire
- Cb 009 Nicod J. (France):
Relations debit-teneurs et debit-erosion dans les karsts méditerranéens
- Cb 010 Roques H. (France):
Étude expérimentale des cinétiques de précipitation des carbonates de calcium
- Cb 011 Smart P. L., Brown M. C. (Canada):
The use of activated carbon for the detection of the tracer dye Rhodamine WT
- Cb 012 Зверев В. И., Зверева В. А. (СССР — URSS):
Об интенсивности карстовой эрозии на территории СССР



Cb 001

DIE KORROSIONSGESCHWINDIGKEIT DER HÖHLENFLÜSSE IM LIPTAUER KARST

Anton Droppa

Geographisches Institut SAW, Liptovský Mikuláš, ČSSR

Die größten Höhlen des Liptauer Karstes an der Nordseite der Niederen Tatra (Westkarpathen, Tschechoslowakei) sind Flußhöhlen, welche durch allochthone Gerinne geschaffen wurden. Diese entspringen im Kristallingranitkern der Niederen Tatra und versinken beim Eintritt in das Kalkgebiet in mehreren Schwinden (Ponoren). Im Berginneren bildeten sie große unterirdische Räume — die Höhlen. Der Wiederaustritt an die Oberfläche erfolgt in Form von Sprudelquellen. Der Fluß Demänovka und dessen Zufluß Zadná voda hat im Demänová-Tal ein ausgedehntes Netz von Demänová-Höhlen in bis zu 9 untereinander liegenden Gangsystemen — in sogenannten Höhlenniveaus — geschaffen (A. Droppa 1966). Im östlich gelegenen Tal Jánska dolina hat der Fluß Štiavnica mit dem Zufluß Bystrá auch mehrere Flußhöhlen in 9 Höhlenniveaus gebildet (A. Droppa 1972).

Alle bisherigen Arbeiten erklären die Genese der Flußhöhlen durch Korrosion und Erosion (F. Vitásek 1940, A. Droppa 1966, 1972a). Aber niemand hat quantitativ den Anteil der Korrosion zu ermitteln versucht. Die Entwicklung der Flußhöhlen ist durch geologisch-tektonische, geomorphologische, klimatische und hydrologische Verhältnisse, weiters aber auch durch physikalisch-chemische Faktoren der Fließwässer bedingt. Auf der Grundlage der hydrologischen Erforschung während 1968—1973 und der chemischen Analysen der Höhlenflüsse und deren Wiederaustritten im Demänová-Tal und Jánská-Tal werde ich zeigen, welchen Einfluss die Korrosionsgeschwindigkeit der Flüsse auf die Entstehung der dortigen Höhlen hat.

Die hydrologischen Verhältnisse des Demänová-Tales sind durch zwei Entwässerungstypen charakterisiert: Der obere Teil des Tales wird nur durch oberirdische Gerinne entwässert, nämlich durch die drei parallel fließenden Bäche Demänovka, Priečno und Zadná voda. Alle entspringen im kristallinen Granitkern auf der Nordseite der Niederen Tatra, von wo sie sich ihren Weg durch die Eismoränen nach Norden gebahnt haben. Beim Eintritt in das Kalkgebiet verlieren sie sich durch mehrere Schwinden. Das gut entwickelte Klufsystem, die Reinhalt (96 % CaCO_3) und die Schichtung der mit $25-52^\circ$ gegen NO fallenden Guttensteiner Kalke erleichtert die unterirdische Entwässerung. Unter Tag durchfließen sie die tiefsten Hohlräume der Demänová-Höhlen, wo sie sich auch vereinigen. In 789 m ü. d. M. treten sie gemeinsam wieder in Form einer Sprudelquelle an die Oberfläche, Vyvieranie genannt, deren Kapazität zwischen 400—700 l/sek. schwankt.

Die Schwinde des Demänovka-Baches befindet sich auf der glazifluvialen Terrasse „Lúčky“ in 918 m. Als durchschnittlicher Abfluß aus dem Einzugs-

gebiet des Demänovka-Flusses von 10,1 km² ergibt sich 227 l/sek. Die höchsten Schüttungen sind im April und Mai mit 507 l/sek. die niedrigsten im September – Oktober mit 95 l/sek. Der unterirdische Flußlauf ist 3 km lang, bei einem Höhlenunterschied von 131 m errechnet sich ein Gefälle von 44 Promille. Aber das reale Gefälle ist unregelmäßig: Vom Ponor bis zur Pustá-Höhle auf 900 m Länge bei dem Höhenunterschied von 103 m beträgt es 114,4‰, im letzten Teil aber nur 13,3 Promille. Die Fliessgeschwindigkeit des unterirdischen Abschnittes ist 6 m/min. Sein Flußbet ist nicht bis zur Gänze bekannt. Unbekannt ist der Teil vom Ponor bis zur Pustá-Höhle mit 900 m Länge, weiters der Teil zwischen der Pustá-Höhle und der Freiheitshöhle mit 350 m Länge und der Teil zwischen der Freiheitshöhle und der Quellhöhle (Vyvieranie) mit 170 m Länge. Diese unbekannt Teile sind vorwiegend in Dolomiten zu finden, wie auch die Zahlenwerte von 0,64 bis 1,09 für das MG/Ca-Verhältnis zeigen.

Die Schwinde des Priečno-Baches liegt auf dem Westrand des Plateaus Lúčky in 876 m Höhe. Der durchschnittliche jährliche Abfluß aus dem Einzugsgebiet von 3,6 km² beträgt 47 l/sek., der höchste ist mit 88 l/sek., der niedrigste mit 26 l/sek. Das unterirdische Gerinne verstärkt nach seinem unbekanntem Abschnitt den Höhlenfluß Demänovka in der Pustá-Höhle. In einer Länge von 500 m bei 62 m Höhenunterschied wird ein Gefälle von 124 ‰ erreicht.

Die Schwinde des Zadná-Baches befindet sich auf dem Repiská in 839 m Höhe. Der jährliche durchschnittliche Abfluß aus dem Einzugsgebiet von 17,5 km² beträgt 410 l/sek., der höchste wird im April-Mai mit 1000 l/sek. erreicht, der niedrigste im August-Oktober mit 185 l/sek. Sein unterirdischer Verlauf ist unbekannt, erst in der Freiheitshöhle mündet er in den unterirdischen Flußlauf Demänovka.

DIE ZONE HORIZONTALER ZIRKULATION

Alle drei unterirdischen Gerinne sind beim Eintritt in das Kalkgebiet wenig mineralisiert (Härte unter 0,1 g/l) und aggressiv (2,2 mg/l CO₂ agr.). Die Mineralisation dieser Wässer kommt vorwiegend aus dem hydrolytischen Abbau der verschiedenen Silikate. Der Vorgang läuft während des Durchfließens der kalkig-dolomitischen Komplexe ab, und zwar über dem Karstwasserspiegel in der sogenannten vadosen Zone. Hier durchfließt das unterirdische Wasser freie Gerinne, besitzt also eine Oberfläche. Ergebnis der Reaktionen ist das plötzliche Anwachsen der gelösten Kalzium – rep. Kalzium (Magnesium) – Bikarbonate. Dies liegt daran, daß der Kalkgehalt dieser Wässer geringer als 80 mg/l ist, sodaß sie CO₂ aufnehmen und damit den Kalk lösen – sie korrodieren. Hier besitzt aber auch die Erosion ihr bedeutendes Wirkungsfeld und erweitert den Hohlraum zusätzlich. Innerhalb der Durchflußstrecke durch das Kalkgebiet härten sich die Höhlenflüsse nicht nur durch Kalk- und Dolomitlösung auf, sondern auch durch Mischung mit hochgesättigten Sickerwässern aus der vertikalen Zirkulation. Es kommt dabei zur sog. Mischungskorrosion, die A. Boegli (1964) erklärt hat. Der vadosen Raum ist somit der Bereich von Korrosion, von Mischungskorrosion und von Erosion.

Die Tabelle 1 stellt die chemische Analyse der Höhlenflüsse und der gemeinsamen Wiederaustritte in einzelnen Jahreszeiten dar. Die Unterschiede der Ca- und Mg-Gehalte in den oberirdischen Gerinne vor den Ponoren und Quellen geben die Werte der Korrosionsfähigkeit der unterirdischen Wässer wieder. Nach den bisherigen vorläufigen Ergebnissen äußert sich die Korrosionsfähigkeit eindrucksvoll in den Sommermonaten Juli bis September in Werten von 25,1 mg/l Ca und 15,47 mg/l Mg. Die höhere Korrosionsfähigkeit der Sommermonate wird durch die höheren Wassertemperaturen bewirkt, die zwischen 9,4 und 11,4 °C beträgt. Beim Eintritt ins Innere der Kalke sinkt auch die Temperatur des Wassers auf 7,4 °C, bei jeder Senkung der Temperatur wird etwas CO₂ frei, das zur zusätzlichen Kalklösung zur Verfügung steht. Die Wirksamkeit dieser Abkühlungskorrosion beschränkt sich dabei allerdings auf die oberen, meist vadosen Regionen. Auch ihre Gesetze hat A. Boegli (1964) erklärt.

Für die Bestimmung der durch die Höhlenflüsse weggelösten Kalke und Dolomite ist unsere Formel: $C = \frac{K (T_v - T_p)}{P}$ in m³/km²/Jahr, wobei C — die Menge des gelösten CaCO₃ oder MgCO₃ in m³/km²/Jahr, oder mm/1000 Jahr, $K = \frac{60.60.24.365}{2,7.1000.1000} = 11,68$ für CaCO₃ und 10,87 für MgCO₃, $T_v = Q \cdot a$,

wobei Q — die durchschnittliche Jahresschüttung der Karstquelle in l/sek., a — die durchschnittliche Menge des gelösten CaCO₃ in gr./sek., T_p — die durchschnittliche Menge des gelösten CaCO₃ in gr./sek in allen Ponoren und besteht:

$$T_p = Q_1 \cdot a_1 + Q_2 \cdot a_2 + Q_n \cdot a_n$$

P — Oberfläche des Entwässerungskarstgebietes in km².

Danach trägt die Karstquelle der Demänovka im Jahre 1971 bei ihrer durchschnittlichen Jahresschüttung von 530 l/sek. aus ihrem Einzugsgebiet von 10 km² um 27,8 m³/km², CaCO₃, oder 27,8 mm/1000 im Jahr. Dieses selbe Wasser löst zugleich um 16,2 m³/km², MgCO₃, oder 16,2 mm/1000 im Jahr.

Der Gehalt an gelösten Mineralen wird durch die Kontaktlänge des fließenden Wassers mit den Karstgesteinen beeinflusst. Wenn das Flußbett der unterirdischen Demänovka frei und das Gefälle relativ hoch ist, dann auch die Fließgeschwindigkeit hoch ist (6 m pro Minute). Bei diesem relativ kurzen Kontakt des fließenden Wassers mit dem Gestein hat die chemische Reaktion keine Möglichkeit, das Gleichgewicht zu erreichen. Die Wirksamkeit des Wassers ist dann mehr mechanisch als physikalisch-chemisch. Dies wieder spiegelt sich in den relativ kleinen Mineralisationswerten der Höhlenflüsse und in öfters bedeutenden CO₂ agr.-Gehalt.

Tab. 1.

Die chemische Analyse der Höhlenflüsse im Demänová-Tal

Datum der Messung: 16. 1. 1971

Lokalität	TL/TW	lQ/Sek.	pH	Alk.	Härte	Ca mg/l	Mg mg/l	HCO ₃ mg/l	SO ₄ mg/l	Mg/Ca
Ponor des Demänovka-Baches	-0,4 0,6	144	7,0	0,28	1,4	8,0	5,1	17,08	—	0,64
Ponor des Priečno-Baches	-1,2 1,2	35	7,3	0,42	1,96	8,0	7,53	25,82	—	0,94
Ponor des Zadná-Baches	-2,8 0,8	170	6,4	0,20	2,52	8,0	9,86	12,2	—	1,24
Sprudelquelle des Demänovka-Baches	-2,4 4,4	412	8,0	1,48	6,44	26,0	24,78	90,28	—	0,95

Die Korrosionsfähigkeit: 19,2 mg/l Ca
18,22 mg/l Mg

Datum der Messung: 14. 4. 1971

Ponor des Demänovka-Baches	0,3 2,1	507 (180)	—	0,2	2,24	16,0	7,76	12,2	—	0,48
Ponor des Priečno-Baches	1,8 3,8	80 (40)	—	0,3	4,06	8,0	16,66	18,3	—	2,08
Ponor des Zadná-Baches	-2,2 2,6	1000 (260)	—	0,2	2,24	10,0	8,5	12,2	—	0,85
Sprudelquelle des Demänovka-Baches	-2,4 3,8	609	—	0,9	5,6	20,0	21,87	54,9	—	1,09

Die Korrosionsfähigkeit: 11,89 mg/l Ca
15,68 mg/l Mg

Datum der Messung: 23. 8. 1971

Ponor des Demänovka-Baches	14,0 9,6	0130	7,3	0,25	1,68	10,0	6,08	15,25	—	0,60
Ponor des Priečno-Baches	16,8 11,4	40	7,0	0,5	2,8	14,0	10,45	30,5	—	0,74
Ponor des Zadná-Baches	16,0 9,6	214	6,8	0,23	1,68	8,0	6,32	14,03	0	0,78
Sprudelquelle des Demänovka-Baches	14,0 7,6	520	7,3	1,3	5,6	32,0	20,4	79,3	pos.	0,64

Die Korrosionsfähigkeit: 25,1 mg/l Ca
15,47 mg/l Mg

Datum der Messung: 13. 10. 1971

Ponor des Demänovka-Baches	6,8 4,2	95	7,6	0,3	1,4	16,0	4,12	18,3	pos.	0,25
Ponor des Priečno-Baches	14,2 7,8	26	7,0	0,6	2,4	12,0	8,94	36,6	pos.	0,74
Ponor des Zadná-Baches	12,4 5,8	185	7,3	0,25	1,3	14,0	3,95	15,25	pos.	0,28
Sprudelquelle des Demänovka-Baches	12,8 5,8	500	7,4	1,2	4,85	20,0	18,62	73,2	pos.	0,93

Die Korrosionsfähigkeit: 11,1 mg/l Ca,
15,9 mg/l Mg

Die Bemerkung: TL — die Lufttemperatur in °C, TW — die Wassertemperatur in °C, Q — der Abfluß in l/Sek., Alk. — Alkalität in mval, Härte in deutsche Grade, die Werte in Klammern — die Menge der tauchenden Wässer.

DIE ZONE VERTIKALER ZIRKULATION

Dagegen sind die Gewässer aus der vertikalen Zirkulation, die Sickerwässer, die aus der Infiltration in den Kalk-Dolomit-Komplexen resultieren, höher mineralisiert. An Schichtungen und Klüften strömt das atmosphärische Wasser pro Stunde viele hundert Meter weit ins Berginnere. Daher wird überall, wo Wasser auf Wasser trifft, eine Konzentrationsdifferenz als Voraussetzung für Mischungskorrosion zu beobachten sein. An der Decke des Janeček-Domes in der Freiheitshöhle erreichen die Sickerwässer 0,015 l/sek, eine Gesamthärte von 11,2 DH (deutsche Härtegrade) mit einem Kalziumgehalt von 70,9 mg/l und von 39,9 mg/l Magnesiumgehalt bei einer Wassertemperatur von 6,8 °C. Dagegen hat der Höhlenfluß Demänovka unter diesem Dom 16,0 mg/l Ca und 21,0 mg/l Mg gelöst. Daraus ergibt sich, daß die Lösungsaktivität in der Zone der vertikalen Zirkulation ungefähr 4,4 mal größer ist als in der Zone der horizontalen Zirkulation.

Die hydrologischen Verhältnisse des Tales Janská dolina sind ähnliche, wie in dem Demänová-Tal. Der obere Teil des Tales wird durch zwei fließenden Bäche Štiavnica und Bystrá entwässert. Beide entspringen im kristallinen Granitkern auf den Nordhängen des Gipfels Ďumbier (2043 m). Beim Eintritt in die Guttensteiner Kalke der Mitteltrias verlieren sie sich durch mehrere Schwinden und treten sie gemeinsam wieder in einer Sprudelquelle Hlboká in 744 m an die Oberfläche. Die Schwinde des Štiavnica-Baches befindet sich auf dem Puchalky in 879 m Höhe. Der jährliche durchschnittliche Abfluß aus dem Einzugsgebiet von 19,9 km² beträgt 450 l/sek, den höchste wird im April—Mai mit 800 l/sek erreicht, der niedrigste im August—Oktober mit 154 l/sek. Unter Tag durchfließt Štiavnica vorwiegend unbekanntes Flußbett in der Länge 2,4 km. Bei einem Höhenunterschied von 135 m erreicht sich ein Gefälle von 30,9 %. Die Fließgeschwindigkeit des unterirdischen Abschnittes ist das 4,2 m/min. Vom Flußbett sind nur zwei Teile bekannt: die unterste Etage der Sokolová-Höhle mit der 20 m Länge bei der Schwinde und die Hlboká-Höhle mit 150 m Länge bei der Sprudelquelle. Die unbekanntesten Teile sind vorwiegend in Dolomiten zu finden, wie auch die Zahlenwerte von 0,56 bis 0,69 für das Mg/Ca-Verhältnis zeigen.

Die Schwinde des Bystrá-Baches befindet sich bei der Mündung in den Štiavnica-Bach in 870 m Höhe und verstärkt den unterirdischen Lauf Štiavnica. Der durchschnittliche jährliche Abfluß aus dem Einzugsgebiet von 9,5 km² beträgt 213 l/sek, der höchste ist mit 400 l/sek, der niedrigste mit 86 l/sek.

Im Jahre 1973 betrug die Lösung der Štiavnica 8,17 mg/l Ca und 6,89 mg/l Mg (s. Tab. 2). Danach trägt die Karstquelle Štiavnica bei ihrer durchschnittlichen Jahresschüttung von 450 l/sek. aus ihrem Einzugsgebiet jährlich 115 940 kg Ca und 97 775 kg Mg, was in Umrechnung auf CaCO₃ 289 270 kg und auf MgCO₃ 337 810 kg vorstellt. Dieses Karbonatvolumen schließt auch einen Anteil von Kalken und Dolomiten aus der Zone der Vertikalzirkulation ein.

Tab. 2

Die chemische Analysen der Höhlenflüsse im Janská-Tal

Datum der Messung: 12.11. 1968

Lokalität	TL TW	Q	pH	Alk.	GH	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Mg/ Ca	Agr.
Ponor des Štiavnica-Baches	3,2 3,2	240	7,6	—	2,24	12,0	8,26	33,55	—	0,69	—
Ponor des Bystrá-Baches	2,8 3,8	180	7,5	—	3,36	10,0	13,36	45,75	—	1,33	—
Sprudelquelle der Štiavnica	3,8 5,2	500	7,8	—	4,2	16,0	16,28	61,0	—	1,01	—

Die Korrosionsfähigkeit: 6,64 mg/1 Ca
7,1 mg/1 Mg

Datum der Messung: 5. 11. 1972

Ponor des Štiavnica-Baches	9,6 4,8	250	6,9	0,5	1,68	10,0	6,08	30,5	neg.	0,60	1,76
Ponor des Bystrá-Baches	7,2 5,2	189	7,5	0,6	1,96	18,0	6,34	36,6	neg.	0,35	2,64
Sprudelquelle der Štiavnica	5,2 5,2	520	7,4	1,0	3,36	18,0	12,41	61,0	neg.	0,69	1,32

Die Korrosionsfähigkeit: 6,65 mg/1 Ca
7,18 mg/1 M

Datum der Messung: 11. 2. 1973

Ponor des Štiavnica-Baches	-0,8 1,4	154	7,1	0,5	1,4	8,0	5,12	30,5	neg.	0,64	—
Ponor des Bystrá-Baches	-1,8 1,4	86	7,3	0,7	2,0	14,0	5,52	42,7	neg.	0,39	—
Sprudelquelle der Štiavnica	-1,0 3,4	310	7,2	1,1	3,08	16,0	9,02	67,1	neg.	0,56	—

Die Korrosionsfähigkeit: 8,14 mg/1 Ca
4,94 mg/1 Mg

Datum der Messung: 8. 4. 1973

Ponor des Štiavnica-Baches	3,8 2,6	292	7,2	0,7	2,24	10,0	8,1	42,7	7,61	0,81	2,2
Ponor des Bystrá-Baches	4,8 3,3	151	7,3	1,0	3,36	14,0	12,88	61,0	10,46	0,92	2,2
Sprudelquelle der Štiavnica	4,6 3,4	577	7,3	1,2	4,2	20,0	15,79	76,25	11,23	0,78	6,6

Die Korrosionsfähigkeit: 11,28 mg/1 Ca
8,35 mg/1 Mg

Die Bemerkung: TL — die Lufttemperatur in °C, TW — die Wassertemperatur in °C, Q — der Abfluß in l/sek., Alk. — Alkalität in mval, GH — Gesamthärte in deutsche Grade, Ca, Mg, HCO₃, SO₄ in mg/1 Agr. — die Menge CO₂ agr. in mg/1.

Obwohl die Karstflüsse der beiden behandelten Täler den selben Ursprung und die selbe Initialmineralisation haben, ist ihre Korrosionsfähigkeit beim Durchfließen der kalkig-dolomitischen Komplexe verschieden. Mehr Dolomit im unterirdischen Flußlauf der Štiavnica bewirkt kleinere Korrosionsfähigkeit, woraus sich auch eine schwächere Intensität der Höhlenentwicklung ableitet: nur 170 m Höhlenlänge sind zugänglich.

Nach dieser Untersuchung hängt die Korrosionsfähigkeit der Karstflüsse in kalkig-dolomitischen Komplexen ab von:

1. dem Grade der Mineralisation der Wässer,
2. den petrographischen Bestandteilen der Karbonate,
3. der Wassermenge und der Fließgeschwindigkeit und
4. der Wassertemperatur.

Anton Droppa

CORROSION RATE OF THE SUBTERRANEAN RIVER-COURSES IN THE LIPTOVIAN KARST

SUMMARY

The largest caves of the Liptovian Karst on the northern side of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians) are formed by allochthonous streams. The surficial waters issuing from the crystalline complex of the Nízke Tatry penetrate into limestones and dolomites (Middle Triassic). The subterranean stream of the Demänovka formed the Demänovské Jaskyne Caves, while the subterranean stream of the Štiavnica did, in turn, the caves of the Jánská Dolina Valley. On the basis of chemical analyses of the subterranean and issuing waters the author tries to find the corrosionrate of subterranean waters as well as their influence upon the development of caves.

The surficial stream running from the crystalline complex are aggressive and slightly mineralized (less than 0,1 g per 1 litre). They reach their salt mainly by the hydrolytic decomposition of various silicates. Passing through limestones they metamorphose. The basic feature of this metamorphosis is a sharp increase of calcium, resp. calcium (magnesium)-bicarbonate component. The dissolving intensity of carbonates is high in the initial stage of contact, later on it decreases and at last an analogical equilibrium state gets settles as in the infiltration of precipitation waters through limestone-dolomitic complexes. A measure of reaching this equilibrium is the elimination of aggressive carbon dioxide. Content of the other components changes only slightly, mainly in dependence upon local conditions. All the streams flowing from the crystalline area have approximately the same hardness (about 2°N) before submerging. The difference in the content of Ca and Mg between submerging and emerging waters is an expression of the dissolving capacity of water flowing through underground. The dissolving capacity of subterranean waters manifests itself more intensively in summer months (about 40,5 mg. per litre). The minimum one is in vernal and autumnal months (about 27,0 mg. per litre). The drainage-area of the Demänovka shows an average dissolving capacity 33.74 mg. per litre. In an average annual yield of the debouching stream Demänovka with 530 l/sec, the submerging waters in the hydrological drainage-area of the Demänovka dissolve according about 680,2 tons of CaCO₃ annually. The drainage-area of the rivulet Štiavnička has a dissolving capacity of 15,0 mg. per litre. In an average annual yield of the debouching stream of Štiavnička with 450 l/sec, its tributaries dissolve about 289,2 tons of CaCO₃ annually.

LITERATURE

- BOEGLI A., 1964: Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkartungsproblem. Erdkunde. Band XVIII, Lfg. 2, s. 83 — 92, Bonn.
- DROPPA A., 1966: The correlation of some horizontal caves with river terraces. Stud. Speleol., Vol. I, p. 186 — 192, London.
- 1972: Karst Forms in the Jánska Valley, northern slope of Low Tatras. Československý kras, 21, s. 73 — 96, Praha.
- 1972: Die geomorphologische Verhältnisse des Demänová-Tales. Slovenský kras, 10, s. 9 — 46, Martin.
- VITÁSEK F., 1940: Der Rhythmus im Wachstum der Tropfsteine und die Demänová-Höhlen, Z. Geomorph. XI, s. 113 — 122, Berlin.

Cb 002

DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN GENETIK UND KLIMA DER HÖHLEN

István Fodor

Magyar Tudományos Akadémia, Dunántuli Tudományos Intézete,
Pécs – Ungarn

Die Untersuchung der Frage wurde veranlasst durch die Tatsache, daß der Speleogenetik während der Suche nach dem System jener Faktoren, die eine annähernde Bestimmung des Mikroklimas der einzelnen Höhlen gewährleisten könnten, sowohl aufgrund der Ergebnisse des internationalen Schrifttums als auch unserer Höhlenklimauntersuchungen eine wichtige Rolle zukam.

Das außerordentlich spezifische Höhlenklima wird seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts von immer mehr Forschern untersucht.

Fugger nahm unter schweren Verhältnissen langwährende Beobachtungen des Eises in der Höhle von Untersberg vor und machte Aufzeichnungen über die Temperatur in der Zeit zwischen 1876 und 1887. Aufgrund dieser Ergebnisse erläutert er die Verhältnisse der echten Eishöhlen (13).

Penck A. veröffentlicht 1889 die Ergebnisse der Klimaverhältnisse der Höhle von St. Canziani. Dies ist umso bedeutender, als er über das wertvolle klimatologische Material hinaus die Erfahrungen aus den Aufzeichnungen von Hanke, Marinics, Müller und Pазze, weiterhin die Arbeiten von Richter und Fugger berücksichtigt und die erste bedeutende Klassifizierung der Höhlen auf klimatologischer Grundlage vornimmt (24). Penck unterscheidet dabei drei Typen:

1. Oben geschlossene, schwer zugängliche, trockene Höhlen mit konstanter warmer Temperatur.
2. Oben offene, feuchte Eishöhle mit konstanter niedriger Temperatur.
3. Von zwei Seiten offene, von Bachwasser durchflossene, empfindliche Temperaturschwankungen aufweisende Höhlen.

Um die Jahrhundertwende und in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts rückten innerhalb der Höhlenklima-Untersuchungen vor allem die Verhältnisse der Eishöhlen in den Vordergrund. Roschkott kann 1921 bereits einen historischen Überblick über die Entwicklung der Eishöhletheorien geben (31).

Aus dieser Zeit stammt auch die grundlegende Untersuchung von Lajos Steiner in der Eishöhle von Dobsina, die die Zeitspanne zwischen 1911 bis Januar 1919 erfasst (32).

R. Oedl versucht unter Berufung auf die Forschung von Crammer, Bock, Fugger, A. Penck, Roschkott und Steiner, ferner aufgrund der Beobachtungen von Hauser sowie seiner eigenen Untersuchungen in Österreich, der Schweiz

und in Oberbayern eine neue klimatologische Aufteilung der Höhlen zu geben, die er zur allgemeinen Annahme vorschlägt (23). Oedl unterscheidet zwei große Gruppen:

1. die Gruppe der Wasserhöhlen,
2. Grotten oder trockene Höhlen.

Die Gruppierung der von Oedl angeführten trockenen Höhlen, in denen durch das Tiefergehen der Erosion der Prozeß der Höhlenbildung zum Abschluß kam, konnte der Verfasser lediglich aufgrund verschiedener Gesichtspunkte vornehmen (Temperatur, Luftbewegung, der physikalische Ursprung des die Höhle ausfüllenden Materials), deren Berücksichtigung das System von Oedl differenzierter werden läßt, als die Klassifizierung von Penck ist.

Danach unterteilt Oedl die trockenen Höhlen aufgrund der Temperatur in warme und kalte Höhlen.

Gressel kritisiert die früheren Versuche der klimatologischen Klassifizierung von Höhlen. Die nur auf dem Temperaturfaktor beruhende Aufteilung bringt den spezifischen Charakter der Höhle nicht eindeutig zum Ausdruck (z. B. die Art der Lüftung). Er schlägt eine Klassifizierung nach dynamischen Gesichtspunkten vor (15), in der die klimaabhängigen Gesichtspunkte nicht geltend werden, weil sie bei der Frage der Klassifizierung nicht ausschlaggebend berücksichtigt werden. Dies halten wir für einen grossartigen Ausgangspunkt, da in der Dynamik der Höhlen auch deren Genetik sehr stark widerspiegelt wird.

Danach werden drei Hauptgruppen der Höhlen unterschieden:

- a) die dynamischen Höhlen,
- b) die statischen Höhlen,
- c) die statodynamischen Höhlen.

Zur Klärung der klimatischen Verhältnisse der Höhlen haben zahlreiche Autoren Untersuchungen mit Materialsammlung durchgeführt (1, 4, 14, 15, 21, 22, 25, 26, 28, 30), doch kann hier nicht einmal auf alle der wichtigsten hingewiesen werden.

E. Quitt verweist hinsichtlich der Entstehung des Mikroklimas der Höhlen auf die Rolle einiger geomorphologischen Gesichtspunkte (29.) Jakucs erschließt in seinen grundlegenden Arbeiten die Genetik der Karstentwicklung (19) und bereits gibt früher eine genetische Klassifizierung der Höhlen (20).

Geiger erarbeitet die Synthese des Klimas der Höhlen als unterirdischer Grotten. Er meint: „Für das Mikroklima der Höhlen ist von entscheidender Bedeutung, ob die Höhle nur einen Eingang hat oder ob sie deren zwei oder mehrere besitzt“ (14).

Wir gehen bei der Untersuchung der bestimmenden Faktoren des Höhlenklimas von der These aus, dass die Höhle Bestandteil einer jeweiligen Landschaft, ein im Gestein der harten Erdkruste auf natürlichem Wege entstandener Hohlraum ist, der durch seine spezifischen geologischen, geomorphologischen und klimatologischen Gegebenheiten zur eigentümlichen Formstruktur dieser Landschaft beiträgt. Das Klima der Höhle aber wird von der Energiebilanz

bestimmt. Dieser Energiebilanz wird von drei Faktoren entscheidend gestaltet:

1. Die als Ergebnis der Entstehung der Höhle zustande gekommene Morphostruktur (geomorphologische Struktur).

2. Die für die jeweilige Landschaft — in der sich auch die Höhle befindet — charakteristischen klimatischen Verhältnisse der Oberfläche.

3. Die Energien des Erdinneren.

Es ist je Höhle unterschiedlich, welcher von den Faktoren primär zur Geltung kommt. Die geomorphologische Struktur, die die Höhlen durch ihre endgültige Ausbildung — worunter ihr gegenwärtiger Zustand verstanden wird — erhielten, bestimmt aber, in welchem Masse und nach welcher Art das Klima der einzelnen Höhlen durch das Oberflächenklima gestaltet wird. Überblicken wir als Beispiel die charakteristischen Angaben der folgenden Höhlen. Die Beispiele wurden in Süd-Nord-Richtung, annähernd am gleichen geographischen Längskreis mit einem Unterschied von nahezu einem geographischen Breitengrad ausgewählt. (Tab. 1).

Tab. 1

Name	Geogr. Breite	Lage über dem Meeresspiegel in m	Gestein	Die für die Höhle charakt. meteorologischen Angaben (Jahresdurchschnitt)				Charakter der Höhle
				°C	rel. L. feucht. %	W-dampfdruck mm	L-strömung	
Telki-bánya	48°30'	296	Riodacit	4,4	95	5,3	veränderlich	Kalt
Baradla	48°29'	331	Trias Kalkstein	9,9	97	9,2	"	Tropfstein
Dobsina	48°51'	971	Trias Kalkstein	-0,9	98	4,5	"	Eis-
Béla-Höhle	49°14'	972	Trias Kalkstein	5,2	93	—	"	Tropfstein

Es kann auch ein Höhlenpaar genommen werden, bei dem das Oberflächenklima infolge der gleichen geographischen Lage vollkommen gleich ist, die Entfernung kaum einige Kilometer beträgt, wie z. B. die Höhlen von Demänova. Die eine ist trotzdem Eis-, während die anderen Tropfsteinhöhlen sind. Unsere eingehenden Forschungen bestätigen, daß das Höhlenklima nicht bloß von den großen Strukturformen sondern auch den innerhalb der Höhle vorhandenen abweichenden Formen, wie Litoklasen, Tuben, Gesteintrümmern, kleineren oder größeren Sälen, engen Fluren, seitengängen usw. beeinflußt wird. Auf weitere Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden, wie auch wegen Raum- und Zeitmangel hier nicht ausführlich erörtert werden kann, mit welcher Effektivität bei gegebener Morphogenetik das Höhlenklima von den Wetterverhältnissen und dem Klima der Atmosphäre der Oberfläche beeinflußt, respektive gestaltet wird.

SUMMARY

The factors by which the microclimate of different caves can be classified approximately, were looked for on the basis of the results of the international scientific literature and my researches in cave-climate. Our conclusion can be drawn as follows: the climate of cave is determined by its energybalance. This energybalance is formed by three factors fundamentally:

1. morphostructure existing as a result of formation (development) of the cave.
2. microclimatic condition, characteristic for the given region in which the caves can be found;
3. energies inside the earth.

Which of the factors will be primary effective is different by the caves. The geomorphology of caves given by their final development — the present stadium should be understood by this — will however determine how and in which degree the surface-macroclimate forms the microclimate of the single caves.

LITERATUR

- BAUMGARTNER A.: Meteorologische Beobachtungen am Hölloch. (Kleines Wassertal) 21. X., 14 Abb., Meteorol. Institut, München 1950.
- BERÉNYI D.: Mikroklimatologie. Mikroklima der Bodennahen Atmosphäre. Akadémiai Kiadó, Bp. 1967.
- BERÉNYI D.: Mikroklima in Tokajer Weinkellern. *Uránia*, 1958, 4.
- BERÉNYI D. — JUSTYÁK J.: Mikroklimatológiai megfigyelések az Aggteleki-cseppkőbarlangban. *Kossuth L. Tudományegyet. Met. Int. Közlem.* 17, sz. Debrecen, 1960.
- BOCK H.: Mathematisch-physikalische Untersuchung der Eishöhlen und Windröhren im Sammelwerk „Höhlen im Dachstein“. Graz, 1913.
- CRAMMER H.: Eishöhlen- und Windröhrenstudien. I. Bd. d. Abhandl. d. geogr. Gesellsch., Wien 1899.
- CRAMMER H. — SIEGER R.: Untersuchungen in den Ötscherhöhlen. *Globus* 75, Nr. 20, 21 (1899).
- FODOR I.: Az abaligeti barlang mikroklímája és hatása az élő szervezetre. *Pécsi Műszaki Szemle*, 1969, július-szeptember, XIV, évf, 3. szám.
- FODOR I.: Az Abaligeti és a Baradla barlangok légáramlási viszonyai. Magyar Tudományos Akadémia Dunántúli Tudományos Intézete, *Közlemények* 11, Pécs, 1970.
- FODOR I.: A Baradla- és az Abaligeti-barlang légnedvesség viszonyai. *Komplex Földrajzi és Történelmi Kutatások újabb eredményei a Dunántúlon*, Bp., 1972.;
- FODOR I.: Adatok a Kárpát-medence jegesbarlangjainak mikroklímájához. *Komplex Földrajzi és Történelmi Kutatások újabb eredményei a Dunántúlon*, Bp., 1972.
- FODOR I.: A Baradla- és az Abaligeti-barlang hőmérsékletének vizsgálata. *Földrajzi Tanulmányok a Dél-Dunántul területéről*. Bp., 1970.
- FUGGER E.: Eishöhlen und Windröhren, 24—26. Jahresber. d. K. K. Oberrealschule in Salzburg. *Beobachtungen in der Eishöhle des Untersberges bei Salzburg. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde* 28, 94 (1888).
- GEIGER R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1961.
- GRESSEL W.: Über die Bewettung der Alpinen Höhlen. *Meteorologische Rundschau*, 1958, 2 H, 11, J.
- HAUSER — OEDL: Bericht über die Eisverhältnisse der Höhle im Tennengebirge. *Akademischer Anzeiger*, Nr. 11, Akademie der Wissenschaften in Wien, Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse vom 6. Mai 1921.
- JAKUCS L.: A Béke-barlang felfedezése. Bp., 1953, *Műv. Nép.*
- JAKUCS L.: A hévforrásos barlangkeletkezés. *Hidr. Közl.* 28, évf., Bp., 1948.
- JAKUCS L.: A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés variációi. Akadémiai Kiadó,

- Bp., 1971.
- JAKUCS L. — KESSLER H.: A barlangok világa. Bp., 1962.
- LAWRENCE E. N.: The microclimatology of caves.: Die Mikroklimatologie der Höhlen: *Weather*, 10, 2, 1955.
- LUKIN V. Sz.: Temperaturnűje anomalii b nescsem preduralja á kriticeskij analiz teorij podzemnovo holoda. *Pescser*, 5, 1965, Perm.
- OEDL R.: Über Höhlenmeteorologie, mit besonderer Rücksicht auf die große Eishöhle im Tennengebirge (Eisriesenwelt) *Meteorolog Z.* XL, 1923, H, 2.
- PENCK A.: Die Temperaturverhältnisse der Grotte von St. Ganzian bei Triest. *Meteorol. Z.*, V. 1889.
- PETROVIC S.: Mikroklimaticky prieskum ladovej jankyne u Dobsine: Mikroklimatische Untersuchung der Dobschauer Eishöhle (Slovakei). *Meteorol. zprávy*, 4, Praha 1952.
- POLLI S.: Meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste. *Atti I. Congr. Int. Speleol.* 1953.
- POLLI S.: Meteorologia ipogea nella Grotta Sperimentale „C. Doria“ del Carso di Trieste. *Atti II. Congr. Int., Speleol., Bari*, 1—8 ctt, 1958.
- POLLI S.: Sulle Misure di meteorologia ipogea.: Über spelcometeorologische Messungen. *Atti VI. Congr. Nsz. Speleol., Trieste* 1954. Trieste 1956.
- QUITT E.: Mikroklimatische Verhältnisse in den Höhlen des Mährischen Karstes. *Wetter und Leben*, 1962.
- RAJMAN L., RODA S., KLINCKO K.: Možnosti speleoklimatickej terapie v gombaseckej jaskyni. *Martin* 1971.
- ROSKOTT: Über Temperaturverhältnisse in Höhlen. *Meteorol. Z.*, Heft 2, 1921.
- STEINER L.: Die Temperaturverhältnisse in der Eishöhle von Dobsina. *Meteorol.*, Heft 7, 1922.
- TROMBE F.: *Traité de Spéléologie*. Paris 1952.

Cb 003

REMARKS OF THE USE OF QUANTITATIVE METHODS TO KARST DENUDATION VELOCITY

Jerzy Głazek

Institute of Geology, Warsaw University, Poland

Maria Markowicz-Łohinowicz

Institute of Geology, Warsaw University, Poland

A b s t r a c t: La méthode universelle de calcul de l'influence du climat et de la lithologie sur la vitesse de la dénudation karstique doit être basée sur les principes simples et logiques. Les résultats de ces calculs ne peuvent pas être considérés en tant que mesures réelles de l'abaissement ou du délavage d'une roche concrète, mais seulement comme un indice statistiquement réel. On ne calcule la hauteur ou le volume que d'une roche conventionnelle. De plus les résultats de ces calculs sont chargés d'une erreur de l'ordre de 20 à 50 %.

Dans la formule de J. Corbel il faut admettre E en tant que différence entre la précipitation moyenne annuelle et l'évaporation moyenne annuelle observée sur le terrain, de même que X en tant que la teneur moyenne annuelle en sels dissous. Il est juste de calculer séparément l'indice de dénudation carbonatée (X_C), admettant en tant que T la duréte carbonatée ainsi que la dénudation karstique (T_K), plaçant dans la formule la minéralisation totale en tant que T . Ces deux indices considérés en commun illustrent clairement les différences lithologiques. Les exemples de calculs, effectués en Pologne montrent que les dolomites subissent une dénudation quelques fois plus rapidement que les calcaires.

INTRODUCTION

During the last decade the main problem in karst investigation was to determine the rates of denudation and to assess relative significance of various factors controlling karst development (e.g. Gradziński & Radomski 1963; Rudnicki 1967; Głazek 1970; Waltham 1972; Panoš 1972; Pulina 1972; Balázs 1973). The only available way for such evaluation is the application of quantitative methods.

GENERAL REMARKS

Among the many attempts of quantitative determination of the karst denudation rate (e.g. Corbel 1959; Bögli 1960; Coward 1971; Howard 1971, Beckinsale 1972) the only method widely used was that proposed by J. Corbel (1959, cf. also Gams 1966; Groom & Williams 1965; Markowicz-Łohinowicz 1968; Kotarba 1971). This enables a comparison of data obtained with similar initial assumptions.

J. Corbel (1959, 1971) has given the following empiric formula for determining the denudation of limestone regions:

$$X = \frac{4 E T}{100} \text{ m}^3/\text{km}^2 \text{ yr or mm}/1000 \text{ yr,}$$

where E — is the mean annual effective outflow (in dm), T — the content of dissolved salts in water (in mg/dm³).

Several calculation means of these parameters were given by J. Corbel (1959, 1971) each of them being charged by some errors depending of used presumption. Other authors (e.g. Groom & Williams 1965; Pulina 1968; Gams 1966; Beckinsale 1972) starting from different presumptions, proposed some modifications to Corbel's formula. The aim of these modifications was aspiration to determine real quantities of dissolved carbonate rocks. It lead to objective or only subjective more accurate results in a definite described situation (e.g. Groom & Williams 1965; Gams 1966; Pulina 1968; Beckinsale 1972). These modifications lead to different values of the denudation rate coefficient due to different initial presumption and making more difficult comparison of results. These results are charged with different errors depending on different assumption. Beside that, the authors using J. Corbel's formula do not precise the means of determination of parameters put in to calculation.

J. Corbel accepted 2,5 g/cm³ as an average specific weight of soluble rocks. Groom & Williams (1965) modified the formula according to different specific weight of soluble rocks. But this weight may change within the limite 2—4 g/sm³. We are sure, that the specific weight changed in broad limite from layer to layer, and the mean used by J. Corbel is sufficient, as the volumetric weight of soluble rocks is generally near the value accepted by J. Corbel.

The significant differences are a result of the acceptance of the evaporation values by calculating the E parameter according to the formula $E = P - D$, where P is the mean annual precipitation in decimeters, D is the annual evaporation in decimeters. J. Corbel (1959) used the theoretically calculated values of potential evaporation (on the basis of the mean annual temperature), hence with respect to arid areas the index values were distinctly lowered (cf. Pulina 1968, Markowicz & al. 1972). If meteorological data determining the field evaporation or individual runoff in a given area are available, the results will be more adequate.

We feel sure that, when computing the chemical denudation index, along with the value of the carbonate denudation index (X_C , calculated on the concentration of the HCO_3^- ions) the value should also be given of the total karst denudation index (X_K , calculated on the total mineralisation). A comparison of the denudation of various karst formations — but exceptionally built of pure limestones — is possible only if both the above indices are available. The use of Corbel's formula allows to calculate the comparable values defining the rate of denudation, as surface lowering of the soluble rocks in mm/1000 yr or m³/km² yr also in mm/yr of the conventional soluble rock. This value should not be regarded as an absolute measure of denudation, but as an index useful in making comparisons and permitting approximately to determine the effects of karst denudation.

It should be stressed that the calculation of the karst denudation index with an exactitude of 0,1 mm/1000 yrs, as is currently practised, is scientifically

meaningless. In most publications containing calculations of the denudation index, no estimate of the error of the method is given. There is no need to explain that the results thus stated are deteriorated by error resulting from errors in all the assumptions and measurements used in computing the parameters in the formula. According to the authors' knowledge only J. Rudnicki (1967) has calculated the error in his computation of karst denudation coefficient in Western Tatra Mts. (Poland). He accepted an error of 20 %. On the basis of many years observations of the same karst sources in the vicinity of Częstochowa (cf. Markowicz-Łohinowicz 1968) an attempt has been made here to estimate the error. It has revealed that calculation carried out on the same assumptions of Corbel's method (taking into account field evaporation) are encumbered with the error of c. 10 %, while, taking into account a modification of the method (Groom & Williams 1965, Pulina 1968) the error was in extreme case reached 50 %. Hence, it may be concluded that under favorable conditions (available mean data collected over a number of years on precipitation, field evaporation and variability range of the chemical composition of water), the karst denudation index is burdened to an error reaching 20 %. If these data are not available and if denudation is determined on single analyses, on potential evaporation etc., the error of this method may even exceed 50 %.

But even the magnitude of the error of this method does not cancel the geomorphological significance of the index of chemical karst denudation, because its values, calculated under various climatic and geological conditions, differ by several orders of magnitude and agree with geomorphological observations. However, the geomorphological significance is indicated only by the magnitude order of the index and not by its absolute value in each single calculation.

It should be stressed that data obtained by investigating waters from springs of the exsurgence type have a far greater geomorphological value, both in drawing conclusions concerning climatic influence (cf. Harmon & al. 1972) and the effects of lithology on karst denudation as compared with data obtained from studies of river water. Data on waters from springs of the resurgence type are of intermediate value. During the calculation of karst coefficient in the industrial and/or dense inhabited areas even in karst source waters it is necessary to evaluate the precipitation water pollution (cf. Oleksynowa 1966, Markowicz-Łohinowicz 1968, Jacobson & al. 1971, Kolodyazhnaya 1970). Moreover, due to pollution the analysis of river water may be completely useless in such areas.

SOME EXAMPLES

The authors investigated three morphologically dissimilar areas of Poland: Polish Jura Chain, Holy Cross Mts. and Western Tatra Mts. The denudation index has been established after Corbel's formula; the value E was calculated on data cited by Schmuck (1969), the value T was accepted on results of chemical analyses: the carbonate hardness, expressed in mg/l CaCO₃, to determine the carbonate denudation, and the mean total mineralization, expressed in mg/l of

the dissolved salts, to determine the total karst denudation. The main characteristics of these areas are here considered (tab. 1):

Tab. 1.

Data	Area	Polish Jura Chain	Holy Cross Mts.	Western Tatra Mts.
1. Altitude a. s. l.		300–500 m	200–600 m	1100–2200 m
2. Denivelation between infiltration zone and exsurgence zone		100–200 m	c. 100 m	500–1000 m
3. Type of geological structure and of water circulation		Monocline dipping 2–5° to NE, regional “nappe en réseau”	Block-folds, local “nappe en réseau”	Alpine structure, single branchwork
4. Lithology		Limestones and marls on the impervious rocks	Limestones, dolostones and marls separated by impervious rocks	Limestones, dolostones and marls separated by impervious rocks
5. Mean annual temperature		c. 7.5°C (1)	6–7°C (1)	–2 to +4°C (2)
6. Mean temp. of the warmest month		17.5 to 18°C (1)	16.5 to 17°C (1)	< 14.5°C (1)
7. Mean temp. of the coldest month		–2 to –3°C (1)	–3 to –4°C (1)	< –6°C (1)
8. Mean annual precipitation		600–700 mm (1)	600–700 mm (1)	1400–1800 mm (2)
9. Mean annual field evaporation		c. 460 mm (1)	c. 450 mm (1)	< 350 mm (1)
10. Mean annual potential evaporation		700–800 mm (1)	< 700 mm (1)	< 500 mm (1)
11. Total hardness ppm CaCO ₃		100–250 (3)	150–650 (4)	100–170 (5)
12. Carbonate hardness ppm CaCO ₃		100–200 (3)	125–425 (4)	75–150 (5)
13. Total mineralization ppm		250–500 (3)	200–900 (4)	100–200 (5)
14. Denudation rate, mm/1000 yrs				
a) according to Corbel' formula		15–19 (6)	—	c. 50 (7)
	X _C	9–16 (3)	10–45 (4)	45–85
	X _K	21–36 (3)	20–150 (4)	108–140; 36–95 (2)
b) according to Pulina's formula	D	10–32 (8)	—	50–54 (9)

(1) after Schmuck 1969; (2) after Kotarba 1971; (3) after Markowicz-Łohinowicz 1973 (thesis, unpublished); (4) after Głazek and Markowicz-Łohinowicz 1973; (5) after Oleksynowa 1970; (6) after Markowicz-Łohinowicz 1968; (7) after Rudnicki 1967; (8) after Pulina 1971; (9) after Pulina 1972.

Tab. 2

Data Locality of sampling	Carbo- nate hard- ness ppm CaCO ₃	Total minera- lization, ppm	Mg : Ca ration	Denudation rate		Lithology of infiltration zone
				mm/ 1000 X _C	yrs X _K	
I. Western Tatra Mts.						
1. Kościeliska 2 (Smytnia)	100	190	0,67	60	115	Middle Triassic thin bedded dolostone-limestone sequence
2. Kościeliska 8b (Raptawicka)	85	125	0,60	51	75	{ Upper Jurassic – Lower Cretaceous thick bedded limestones
3. Kościeliska 9 (Pisana)	75	130	0,55	45	78	
4. Kościeliska 11 (Lodowe Spring)	90	115	0,55	54	69	
5. Bramką I	160	175	1,00	83	91	Middle Triassic thin bedded dolostones
II. Holy Cross Mts.						
1. Gniewce	125	230	0,33	10	19	Lower "Muschelkalk" limestones and marls
2. Lesica I	290	380	0,25	23	30	Upper "Muschelkalk" limestones and marls
3. Checiny II	450	870	0,80	36	70	Givetian dolostones
III. Polish Jura Chain						
1. Działoszyn	130	350	0,10	10	28	Oxfordian limestones and marly limestones
2. Złoty Potok (Zygmunt Spring)	160	350	0,03	13	28	Oxfordian limestones, mostly "felsenkalk"
3. Bzów	160	500	0,15	13	40	Lower-Middle Oxfordian marls and thin bedded limestones

The differing values of the denudation rate for the same area shows the influence of the cited authors' assumptions, of the differential solubility (or relative resistance) of different carbonate rocks (cf. Glazek & Markowicz-Łohinowicz 1973) and of climatic changes (cf. Kotarba 1971).

Within each of the investigated area different carbonate rocks occur on the surface, whereas the climatic conditions are similar in general. Data in tab. 2 illustrate the differential denudation rate depending on rock solubility.

CONCLUSION

1. The strong differentiation of chemical denudation rate dependent on the lithology of carbonate rocks shows the importance of Corbel's (1959) chemical denudation index with regard to geomorphological speculations under similar climatic conditions.

2. In view of the lithological differences not only hardness as ppm CaCO₃

calculated from HCO_3^- but the sum of ions, too, should be taken into account in calculating of above index.

3. Since the karst denudation index thus determined is usually affected by an error of at least 20 %, thus the magnitude order of this index, and not its absolute values, is of the geomorphological importance.

4. In different climatic conditions the index values may be similar due to difference of rock lithology and solubility.

5. It seems to be unrealistic to present a comparative study of climat influence over the surface karst morphology (e.g. Balazs 1973) without recognising geology and structure of an area. The development rate of the surface and underground features is controlled by climatic factors, but their morphology and distribution is controlled by local geology.

REFERENCES

- BALAZS D., 1973: *Trans. C.R.G.* 15, 1: 1–7.
- BECKINSALE R. P., 1972: *Trans. C.R.G.*, 14, 2: 55–58.
- BÖGLI A., 1960: *Z. Geomorph., N.F., Suppl., Bd. 2*: 4–21.
- CORBEL J., 1959: *Ann. Geogr.*, 66, 366: 97–120.
- 1971: *Studia Geomorph., Carpatho-Balcanica*, 5: 49–76.
- COWARD J., 1971: *Caves and Karst*, 13, 5: 39.
- GAMS I., 1966: *Geogr. Vestnik*, 38: 11–68.
- GŁAZEK J., 1970: *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci., Geol. Geogr.*, 18, 2: 95–101.
- & MARKOWICZ-ŁOHINOWICZ M., 1973: *Acta Geol. Polon.*, 23, 3: 000–000 (in print).
- GRADZINSKI R. & RADOMSKI A., 1963: *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Geol. Geogr.*, 11, 3: 151–160.
- GROOM G. E. & WILLIAMS V. H., 1965: *Geograph. J.*, 131 (1): 37–41.
- HARMON R. S. & al., 1972: *Trans. C.R.G.* 14, 2: 96–103.
- HOWARD A. D., 1971: *Caves and Karst*, 13, 1: 1–7.
- JACOBSON R. L. & al.: *Caves and Karst* 13, 5: 42.
- KOLODYAZHNYA A. A., 1970: *Agressivnost' prirodnykh vod v karstovykh rayonakh Evropejskoy chasti SSSR*. Izdat. Nauka, Moskva, p. 150.
- KOTARBA A., 1971: *Studia Geomorph., Carpatho-Balcanica* 5: 111–127.
- MARKOWICZ M. & al., 1972: *Geogr. Polon.* 23: 111–139.
- OLEKSYNOWA K., 1966: *Acta Hydrobiol.* 8, 3–4: 275–292.
- 1970: *Acta Hydrobiol.* 12, 1: 1–110.
- PANOŠ V., 1972: *Trans. C.R.G.*, 14, 2: 49–51.
- PULINA M., 1968: *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 70, p. 95, Warszawa.
- 1971: *Studia Geomorph., Carpatho-Balcanica* 5: 79–92.
- 1972: *Geogr. Polon.* 23: 45–62.
- RUDNICKI J., 1967: *Acta Geol. Polon.* 17, 4: 521–591.
- SCHMUCK A., 1969: *Meteorologia i klimatologia dla WSR*. PWN, Warszawa, p. 316.
- WALTHAM A. C., 1971: *Trans. C.R.G.* 13, 2: 73–80.

Сб 004

О ПРИОРИТЕТЕ В ОТКРЫТИИ ЯВЛЕНИЯ КОРРОЗИИ СМЕШИВАНИЯ

Николай А. Гвоздецкий

МГУ, Географический факультет, Москва, СССР

Вопрос о появлении агрессивности при смешивании двух неагрессивных вод первыми выяснили советские исследователи А. Н. Бунеев (1932) и Ф. Ф. Лаптев (1939). Ф. Ф. Лаптев указал, что это явление имеет важное значение для развития подземных форм карста на больших глубинах и вообще в местах пересечения тектонических трещин, где происходит смешивание вод разного состава. Представления Ф. Ф. Лаптева по этому вопросу были изложены нами в обоих изданиях монографии «Карст» (Гвоздецкий, 1950, 1954). Однако, в западноевропейской литературе это явление было освещено лишь в последнем десятилетии. В получивших большой резонанс работах А. Бёгли (Bögli, 1963, 1964 а, б, 1965 и др.) оно названо коррозией смешивания (*Mischungskorrosion*).

Для доказательства того, что при смешивании двух неагрессивных вод, у которых свободная и связанная углекислота находятся в равновесии, должна образоваться агрессивная вода, А. Бёгли применил графический метод, по существу, тождественный методу Ф. Ф. Лаптева (см. рис. 1 и 2). Разница состоит в том, что количество свободной углекислоты нанесено на разные оси координат: у А. Бёгли свободная углекислота — на ось абсцисс, у Ф. Ф. Лаптева — на ось ординат, в связанная — наоборот. Кроме того на графике Ф. Ф. Лаптева для определения количества агрессивной углекислоты нанесены дополнительные линии, идущие симбатно с линией равновесия. На графике же А. Бёгли количество агрессивной углекислоты (т. е. свободной углекислоты, находящейся в избытке по отношению к равновесию) определяется отрезком прямой, параллельной оси абсцисс.

Таким образом, Ф. Ф. Лаптев на 25 лет предвосхитил вызвавшее сенсацию открытие А. Бёгли. Западноевропейские и американские карстоведы, писавшие после А. Бёгли о коррозии смешивания, в подавляющем большинстве не ссылаются на Ф. Ф. Лаптева как первооткрывателя явления, очевидно не зная его работы и ссылок на нее в советской карстоведческой литературе (см., например, Howard, 1966; Hedges, 1967; Tell, 1968). Венгерский карстовед Д. Балаж (Balázs, 1966) в резюме своей статьи ставит фамилии Лаптева и Бёгли рядом, как бы разделяя этим между ними приоритет в открытии, что вряд ли правомерно, поскольку Ф. Ф. Лаптев и его предшественник А. Н. Бунеев намного опередили А. Бёгли.

А. Д. Говард (Howard, 1966) произвел теоретический расчет на основании известных констант равновесия между компонентами в водном растворе бикарбоната кальция и показал, что полученные им данные соответствуют

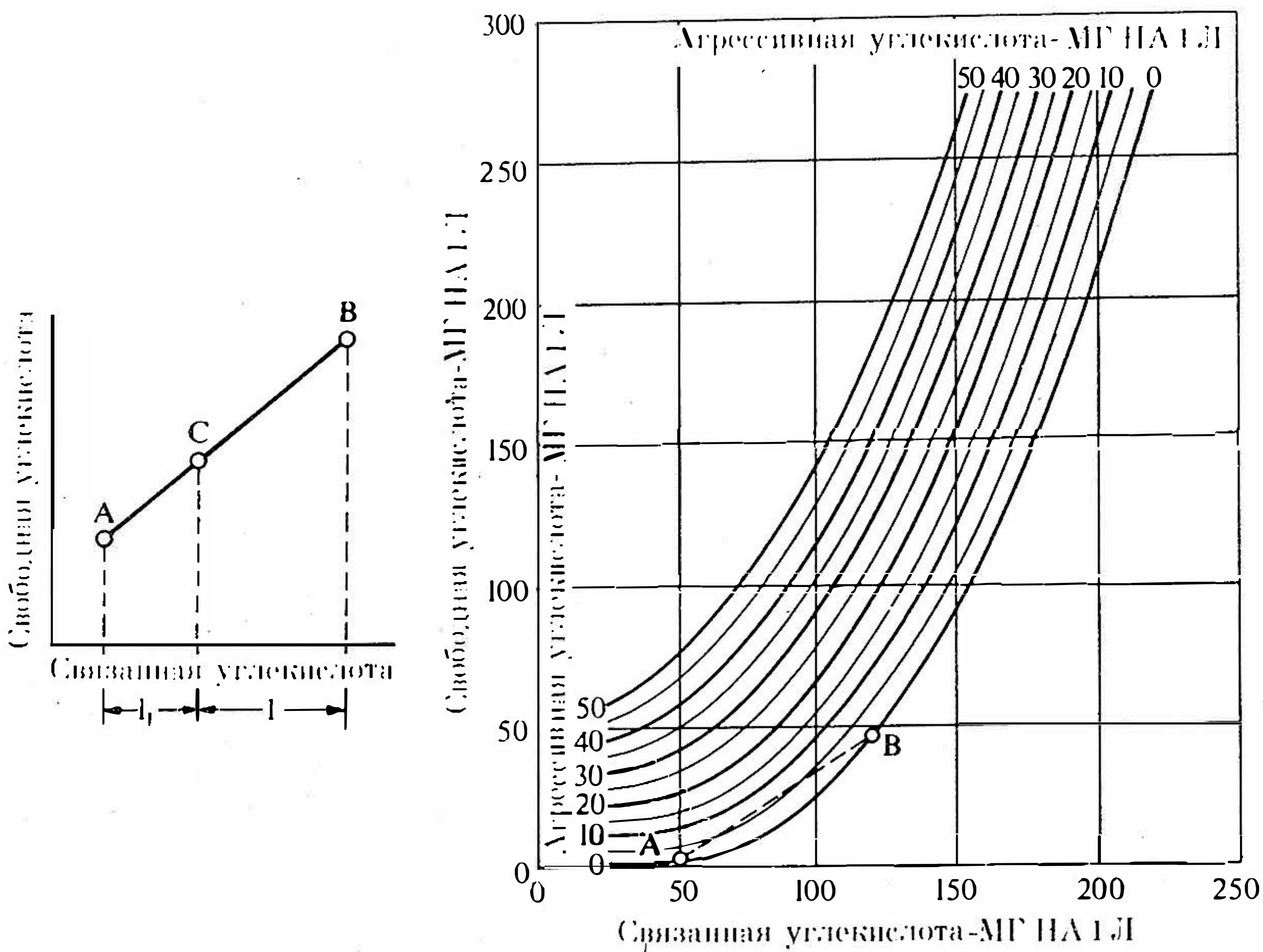


Рис. 1. Чертежи, поясняющие агрессивность смеси двух неагрессивных вод, по Ф. Ф. Лаптеву. А — соотношения связанной углекислоты и свободной в смесях вод. Б — пояснение агрессивности смеси двух находящихся в равновесии неагрессивных вод на графике для вычисления агрессивной углекислоты.

построениям Бёгли, основанным на опытных данных Тилльманса и Цеендера, Штюмма, Фишера.

Американские карстоведы и спелеологи находят в своих пещерах полости, подобные отмеченным А. Бёгли, как возникающие при коррозии смешивания (Hedges, 1967). Нами подобные формы наблюдались в пещерах Кавказа. Формы типа полостей коррозионного размыва (Korrosionskolke) нами отмечены в ряде пещер западной части южного склона Большого Кавказа, например, в совершенно сухой сейчас пещере у с. Красновольск, на р. Хосте (Гвоздецкий, 1959).

Л. Телл (Teil, 1968) не сомневается в существовании и значении коррозии смешивания. Однако, основываясь на данных исследований, проведенных им в гроте Луммелунда (о. Готланд, Швеция), он считает, что при объяснении подземного выщелачивания в пещерных системах в случае втекания в них вод, уже насыщенных бикарбонатом кальция, следует учитывать возможность действия и других факторов. По его мнению, особое внимание нужно обратить на изучение состава втекающих в пещерные системы вод. В целом он приходит к заключению о необходимости дальнейших исследований, более обширных и более точных, чем ранее.

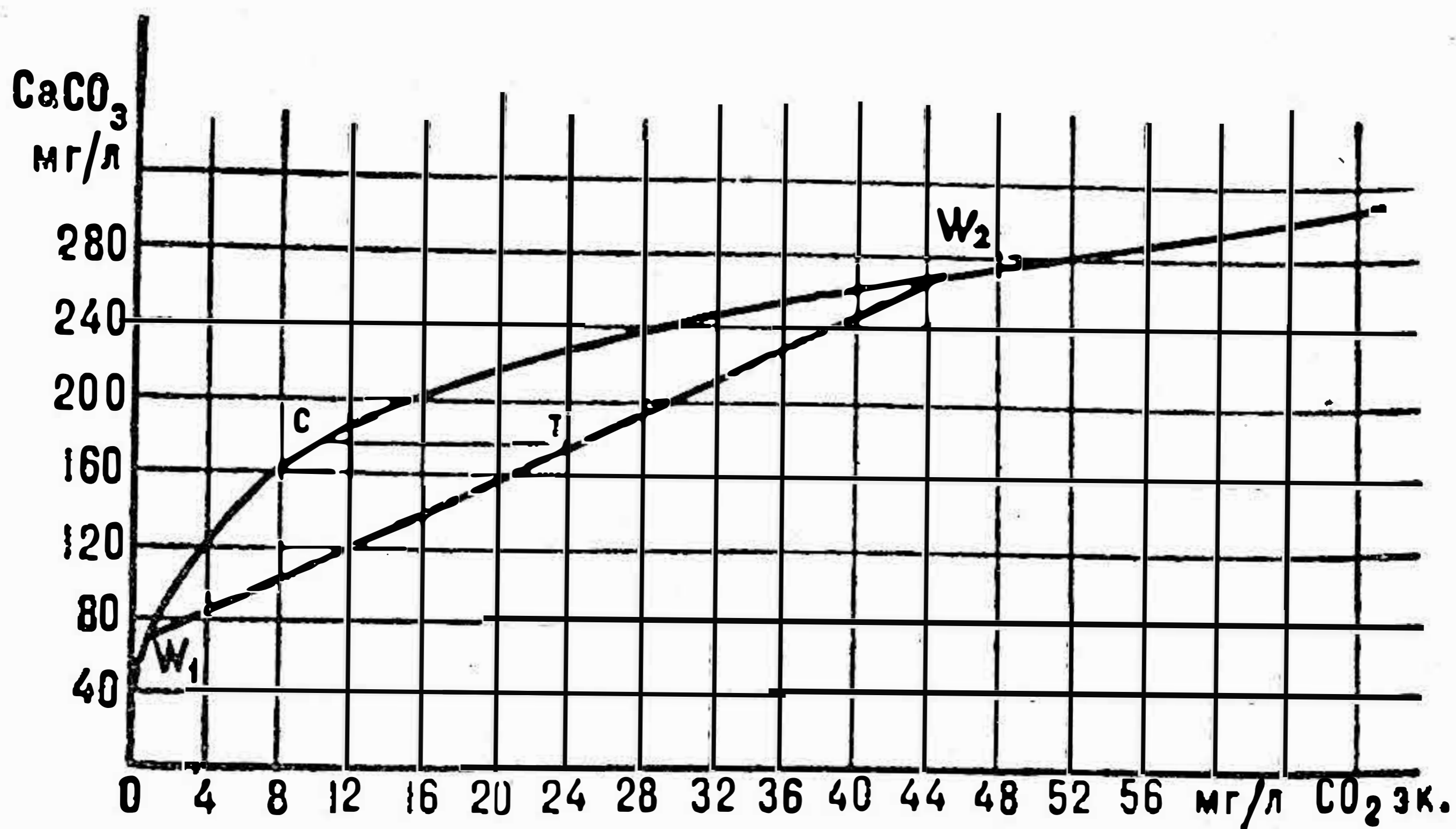


Рис. 2. Чертеж, поясняющий агрессивность смеси двух находящихся в равновесии неагрессивных вод, по А. Бёгли (воспроизведен с упрощением).

А. Бёгли считает, что действие коррозии смешивания проявляется в том случае, когда карстовые полости целиком заполнены водой. Между тем, Д. Балаж (Balázs, 1966) наблюдал в пещерах северной Венгрии формы выщелачивания, связанные с современным действием коррозии смешивания, на стенах пещер с ручьями. Особенно сильное действие оказывает смешивание просачивающихся весной в пещеры мягких талых вод с жесткими карстовыми водами. Это очень легко понять, воспользовавшись графиком Ф. Ф. Лаптева (рис. 1). В этом случае точки смешанных вод расположатся на кривой равновесия в большом удалении друг от друга, и поэтому прямая линия, соединяющая эти точки, пройдет далеко от кривой равновесия внутри ее изгиба, показывая высокую агрессивность смеси вод.

N. A. Gvozdetsky (USSR)

ON THE PRIORITY IN THE DISCOVERY OF THE PHENOMENON OF MIXTURE-SOLUTION

SUMMARY

For the first time Soviet investigators A. N. Buneyev (1932) and V. V. Laptev (1939) discovered the question of the aggression appearance while mixing two non-aggressive waters. V. V. Laptev pointed out that this phenomenon had a great significance for the development of buried karst forms at big depths and in general at points of tectonic joint intersections where the mixture of waters of various compositions occurs. This phenomenon was spotlighted in West European literature only in the last decade. It was called mixture-solution (Mischungskorrosion) in Bögli's papers which secured a great response.

A. Bögli utilized a graphical method in essence similar to Laptev's one in order to prove that an aggressive water must be generated while mixing two non-aggressive waters whose free and combined carbon dioxide is in equilibrium.

So that V. V. Laptev anticipated A. Bögli's discovery which caused a sensation for twenty five years. In most cases American and West European karst investigators who wrote about mixture-solution did not make any reference to V. V. Laptev as a pioneer of this phenomenon apparently not knowing his papers and references to them in Soviet karst literature. In the summary of his paper the Hungarian karst investigator D. Balazs (1966) featured Laptev's and Bögli's names together as if sharing by this the priority of this discovery but it is scarcely rightful as V. V. Laptev and his predecessor A. N. Buneyev outstripped A. Bögli.

ЛИТЕРАТУРА

- БУНЕЕВ А. Н., 1932: Агрессивная углекислота в минеральных водах. Тр. Центр. ин-та Курортолог, т. IV.
- ГВОЗДЕЦКИЙ Н. А., 1950: Карст. М., Географиз. (Изд. 2-е — 1954).
- 1959: Пещера в долине Хосты. Сб. Спелеолог. и карстоведен, Москва.
- ЛАПТЕВ Ф. Ф., 1939: Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. Москва.
- BALÁZS D., 1966: A reveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. Hidrológiai Közlöny, 4, sz.
- BÖGLI A., 1963: Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. Die Höhle, No 3, Wien.
- 1964a: Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde, 13f., 18, H.2, Bonn.
- 1964b: Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie. Jahrgang 1963/64, Graz.
- 1965: The role of corrosion by mixed water in cave forming. Probl. Speleol., Prague.
- HEDGES I., 1967: Mixture-solution hollows in Worden's Cave, Iowa. Caves and Karst, Vol. 9, No 5.
- HOWARD A. D., 1966: Verification of the "Mischungskorrosion" effect. Cave Notes, Vol. 8, No 2.
- TELL T., 1968: Mischungskorrosion — corrosion par mélange — ou comment une eau déjà saturée peut devenir agressive? Actes du IV^e Congr. Int. de Spéleol. en Yougosl., t. III, Ljubljana.

Cb 005

LIMESTONE SOLUTION INTENSITY IN A KARST AREA IN LAPLAND NORTHERN SWEDEN

Ulf Helldén

Department of Physical Geography, University of Lund,
Sweden

INTRODUCTION

A karst area on Artfjället (fig. 1) was investigated for morphology, hydrology and chemical processes during the period 1970–72. The karst area is situated in the Caledonian Mountain Range, south of the Lake Över-Uman in the County of Västerbotten. Mainly hydrological and chemical data from the period May – August 1971 are presented in this paper.

GEOLOGY

The bedrock is an integral part of the low-grade metamorphic series of the Sve-Köli nappe, which constitutes the borderline towards the high-grade metamorphic bedrock of the Rödingfjeld nappe. The former is mainly composed of micaceous schists, phyllites, greenstones, migmatites, quartzites and limestones (Kulling 1955). The karst belt, which is 2.4 km² in area, is built up of partly crystalline, folded limestones, which form beds varying in thickness from a few cm to more than 0.5 m. The limestone is probably of Ordovician age. The karst belt is surrounded by migmatitic greenschists interspersed with winding bands of quartz. The contact zone between the limestone and greenschist consists of calcareous and quartziferous phyllite.

The chemical composition of the limestone varies considerably in this area and the bedrock is sometimes dolomitic. The table below gives analyses of two samples. The analyses were carried out by Zoltan Solyum at the Institution of Mineralogy and Petrology, University of Lund.

Tab. 1

The chemical composition of two limestone samples from Artfjället

Sample	% CaO	% MgO	% CO ₂	% Fe ₂ O ₃ +FeO	Miscellaneous
1.	40.0	4.9	35.8	0.9	18.4
2.	31.1	18.1	43.6	0.1	7.1

SiO₂, Na₂O and Al₂O₃, can primarily be referred to the category "miscellaneous". The average density is measured at 2.6 g/cm³.

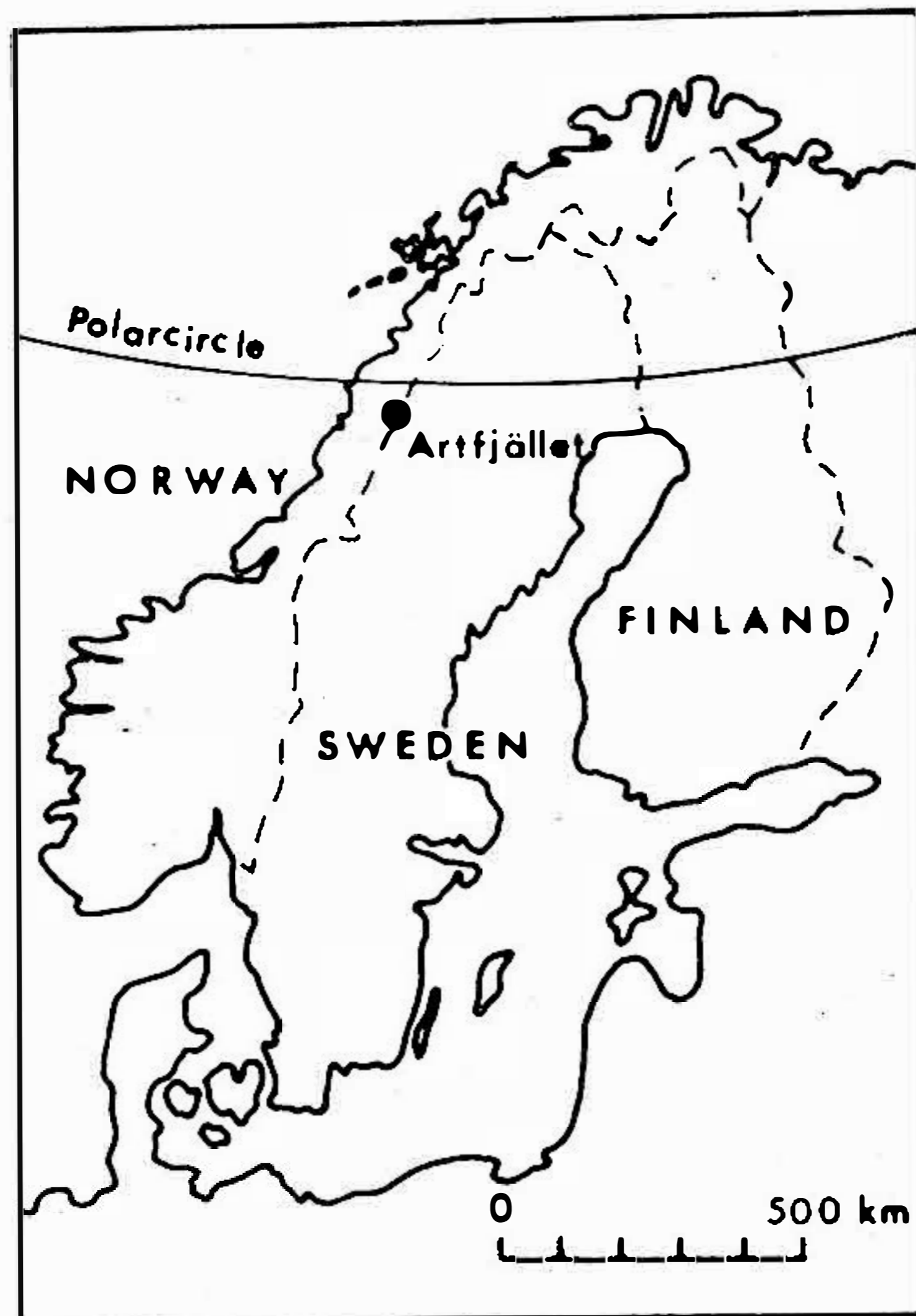


Fig. 1. Artfjället, Sweden.

The top parts of the succession strike in a north-easterly direction but at the tree line level they turn off in a west-northwesterly direction in the form of a giant fold. As the strata are deeply folded, the dip fluctuates and its values vary from about $10-50^{\circ}$ having a mean value of about $35^{\circ}W$. The joints strike north-northwest to northeast.

During the maximum of the latest glaciation parts of the inland ice moved from east to west or west-northwest in this region, which is situated to the west of the ice-divide. As the thickness of the ice-sheet gradually decreased due to melting at the close of glaciation, the highest summits were laid bare above the ice surface and acted as barriers deflecting the ice flow. At a more advanced stage of deglaciation the ice is thought to have been channeled by the main valleys and to have formed valley glaciers. These gradually retreated towards the east and thereby created the pre-requisites for the formation of large ice-dammed lakes in the valleys.

The till cover within the limestone zone has a depth varying from zero to about 30 cm. above the treeline and between 30 and 40 cm below this limit. The till is sandy and somewhat washed out because of slope processes. The till is sometimes underlain by a thin layer of frost-weathered soil. About 75 per cent of the area above the treeline is covered with soil whilst the area below is almost entirely covered.

MORPHOLOGY

The karst zone has partly been formed through selective glacial erosion, which has given rise to a step-like morphology, so called trippenkarst (Sweeting 1972).

Under the action of corrosion and frost weathering a karst landscape has developed, characterized by pronounced karst depressions, karren and a highly differentiated subterranean drainage system (Helldén 1973b). The purpose is not, as mentioned earlier, to present a detailed morphological analysis of the landscape in this paper. A few summarizing data, however, may be noted.

Tab. 2

Morphometrical data from the karst area at Artfjället (2.4 km³)

Depression density	57/km ²
Average length of depressions	8 m
Average width of depressions	5 m
Average depth of depressions	2.4 m
Swallet density	8.2/km ²
Rising density	6.1/km ²

The relationship between the depression type, size on one hand, and the strike, dip and joint orientation of the bedrock on the other hand, is conspicuous. On the basis of 100 measured lapiés grooves the following mean values were derived: Length = 60 cm, dip = 46°, width = 16 cm, depth = 4 cm.

None of the allochthonous streams that reach the karst belt flow over more than c. 100 m limestone before they disappear in a swallet. The whole drainage pattern is subterranean except during the snow melt period at the end of May and beginning of June, when autochthonous melt-water can give rise to small brooks. Of the swallets marked on the map (fig. 2), S₁, S₂ and S₃ absorb at least 95 per cent of the allochthonous water discharge. The rest of the swallets are more or less intermittent and mainly function during the snow melt period. S₁ drains the largest brook that reaches the limestone area. It has its source in the Gertrud Lakes of which the upper is situated in a cirque and the lower is dammed by moraine material.

The Sotsbäcks Cave, the largest known cavern of Sweden, forms an integral part of the subterranean drainage system. It has a mapped length of 1650 m and a vertical amplitude of 110 m between the entrance S₁ and the innermost part 520 m from the entrance. The distance between swallet (S₁) and outlet (U₁) is 2200 m horizontally and 250 m vertically.

The cave consists of an upper dry system and an active lower system which is drained by the brook that is swallowed at S₁. Certain portions of the upper tunnel network are filled with thick, well stratified sands. Dripstone formations are relatively rare; c. 200 stalactites with a length from some cm up to one dm. and one stalagmite of about 10 cm are all that have been found.



Fig. 2. Artfjället karst area. 1. engorged eskers, 2. peat-moss, 3. tree-limit, 4. limestone border, 5. "Devil's Crater", 6. intermittent stream with swallet, 7. permanent stream with swallet, 8. limestone area A, 9. the drainage area of A, 10. karst spring, 11. intermittent karst spring, 12. fossil karst spring, 13. karst depression.

CLIMATE

The nearest weather station is situated at Hemavan about 25 km to the southwest of the investigated area, in the valley of Ume River, 450 m above sea level. The station has observations continuously listed from 1965. The distribution of temperature and precipitation over the year is evident from table 3. In order to obtain values valid for the investigated area the temperature was adjusted to the altitude of 750 m above sea level in accordance with Ångström's (1938) estimations.

Tab. 3

Mean monthly precipitation and temperature values for 1965–72

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Temperature (°C) Hemavan	-14.9	-13.0	-6.7	-2.2	3.7	10.4	11.0	10.4	5.3	0.4	-6.4	-7.8	-0.8
Temperature 750 m asl	-16.0	-14.3	-8.1	-3.9	2.0	8.6	9.2	8.6	3.7	-1.0	-7.0	-8.5	-2.2
Precipitation (mm) Hemavan	50	36	69	35	29	41	98	54	65	81	63	64	685

It should be noted that only 5 months in the year are frost-free and, accordingly, only during this period can corrosional processes take place on the ground surface. The subterranean drainage, however, continues all the year round, although to a minimal extent in the six winter months. The annual precipitation of the investigated drainage area, 3.68 km², was calculated on the basis of the water discharge measurements that were carried out twice a day in May–August and once a day during one week in December in 1971. During the winter months the water discharge was roughly estimated about once a month. The annual value 1000 mm (1009 mm) was result of these calculations. The evaporation was assessed at 150 mm (155 mm) per annum with the help of Tamm's formula (Ångström 1958) $E = 30xt + 221$. E = evaporation in mm, t = annual mean temperature in °C.

From the values presented it is evident that the climate of the area belongs to type ET, tundra climate, according to Köppen's classification (Köppen 1936). However, it should be noted that no permafrost exists in this region.

On June 11, 1971, about 5 per cent of the ground surface below the treeline was covered with snow and 65 per cent above this limit. About June 25 nearly all the snow melted away.

METHODS

Water samples were collected once or twice a day during the period June–August at the outlet U_1 and the swallets S_1 and S_2 . In addition water samples were collected once a day at the outlet U_1 during May and one week in December. In order to avoid CO₂ diffusion between the samples and the atmosphere all samples were put into glass bottles with rubber plugs and were analysed within one hour in a laboratory installed at the cave entrance (U_1). The analyses aimed at the determination of pH value and the contents of $Mg^{+2} + Ca^{+2}$, HCO₃⁻, CO₂ and CO₃⁻². The total hardness was established through complexometric titration with EDTA and Eriochromblack T. In addition alkalinity titration was made with 0.02 N HCl and SBV as indicator (Karlgrén 1962). Instead of total airing with N₂-gas CO₂ free air was used. This was produced in the following way: with the aid of a bicycle pump air was pumped through tubes filled with ascarite which had adsorbed all CO₂. Alkalinity is expressed in terms of mg. CaCO₃/l (p.p.m. CaCO₃).

The HCO_3^- , CO_3^{2-} and CO_2 was estimated according to Karlgren's (1962) methods, using the dissociation constants $K_1 = 3.98 \times 10^{-7}$ and $K_2 = 4.2 \times 10^{-11}$ where K_1 and K_2 are the first and second dissociation constants of carbon acid. The error of the methods used is estimated at ± 0.05 meq/l (milliequivalents/l). To measure the pH an accumulator pH-meter, type Metrohm E 488, with a combined glass electrode, make EA 152 X, was used.

In order to establish communication between different swallets and springs and to form an idea of the characteristic features of the underground drainage system, four tracing experiments were carried out with Rhodamin B. Water samples were taken at varying time intervals and analysed two months later in an Aminco-Bowman Spectrophotofluorometer. As Rhodamin B is sensitive to ultra violet radiation, the sample bottles were stored and wrapped in tinfoil (Helldén 1973b). For calculating the chemical denudation the formula of Corbel (1959) slightly modified by Williams (1963) has been used.

$$(1) \quad X = \frac{E(T_c + T_m)n}{10 D}$$

X = denudation in $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}$ or $\text{mm}/1000$ years, E = effective run-off in dm, T_c = average Ca-hardness in mg CaCO_3/l , T_m = average Mg-hardness in mg MgCO_3/l , D = rock density in g/cm^3 , $1/n$ = the fractional part of the drainage area that consists of limestone.

The denudation has also been calculated on the basis of water discharge measurements according to the formula:

$$(2) \quad X = \frac{(Tr_{c+m}) t}{D \times A \times 10^6}$$

X = denudation in $\text{m}^3/\text{time unit}/\text{km}^2$ or $\text{mm}/\text{time unit}$, Tr_{c+m} = total transport of $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ from the limestone area expressed in terms of g CaCO_3/s , t = time in seconds, D = rock density in g/cm^3 , A = area of the limestone zone in km^2 .

As pointed out by Beckinsale (1972) the above mentioned formulas do not provide a measure for the real denudation or for the denudation rate in a karst region. Considerable quantities may have gone into solution in subterranean drainage systems, which need not necessarily have any effect on the surface. He therefore suggests that the limestone solution intensity should be expressed in terms of $\text{m}^3/\text{yr}/\text{m}^3$ limestone. However, there may exist great difficulties in figuring out the volume of a certain limestone area and therefore the conventional method has been employed in this case.

All figures have a time scale which is relative if nothing else is stated. The observations, carried out once or twice a day, are entered in consecutive order with the same distance between each of them although lacunae of up to two days may occur in one and the same series of observations. Total hardness is expressed in terms of mg CaCO_3/l (p.p.m CaCO_3) on all figures.

RESULTS

Hydrology. The tracing experiments that were carried out with Rhodamin B showed that swallets S_1 , S_2 and S_3 had communication with outlet U_1 (Helldén 1973b).

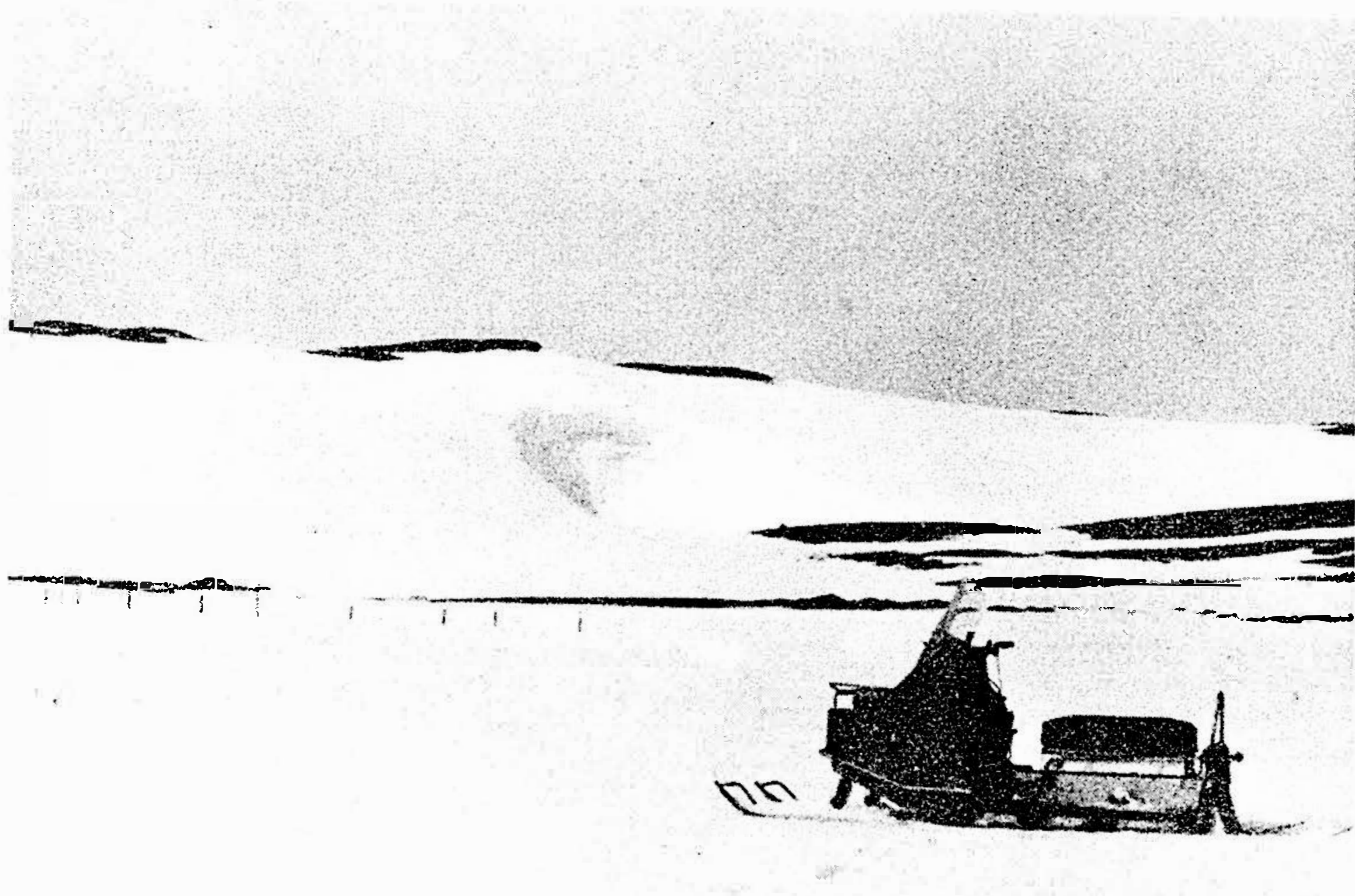


Fig. 3. The water discharge at swallets S_1 and S_2 and outlet U_1 . During the snow melt at the end of May and the beginning of June up to 60 % of the outflow at U_1 may consist of percolation water. The inserted diagram shows water discharge, water temperature and free CO_2 concentration at U_1 during the period May 9 — May 19, 1971.

The water discharge at the two swallets S_1 and S_2 and at outlet U_1 is shown in fig. 3. U_1 has a calculated annual mean value of 105 l/s and delivers water all the year round. During the one week long measuring period in December 1971, after more than one month's frost, an average water discharge of 50 l/s was recorded. The average during the period September—April has been roughly estimated at 25 l/s which is thought to be a minimal value. Most of this winter flow originates from snow and ice melting in the contact zone between relatively warm cave atmosphere and the zero isotherm. During snow melt at the end of May and beginning of June up to 60 per cent of the outflow at U_1 may consist of percolation water. This value decreases rapidly and at the beginning of August it is only one or two per cent. The water swallowed by swallets S_1 , S_2 and S_3 constitutes the remaining per cent.

The physical properties of the water. The water is crystal clear at all water discharges of the swallets and outlets. Certain portions of the fossil cavern system, however, reveal bulky sandlayers, which give evi-

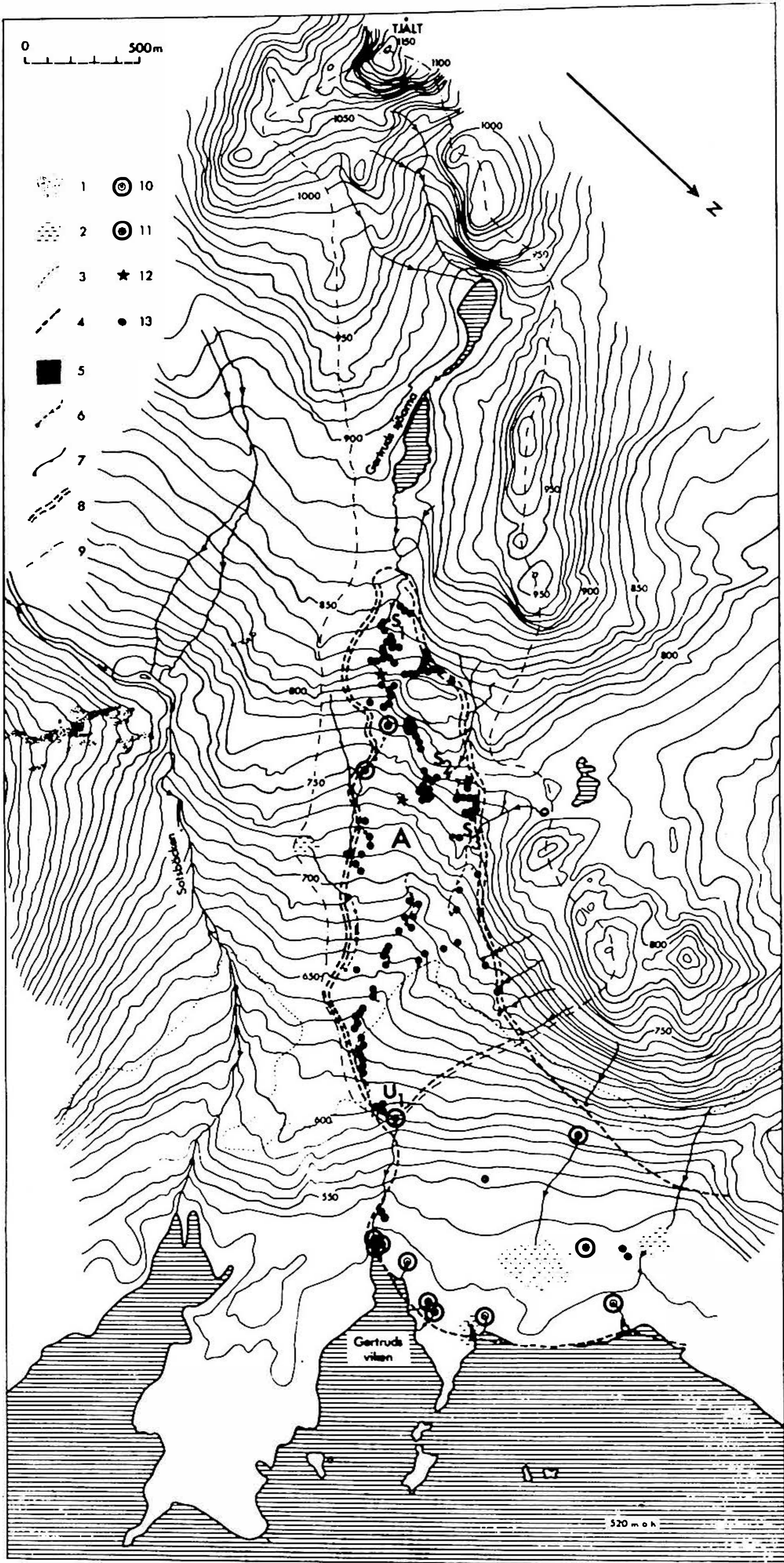


Fig. 4. The fluctuations in temperature during the measuring period. *A* = air temperature at S_1 , *B* = water temperature at U_1 , *C* = water temperature at S_1 .

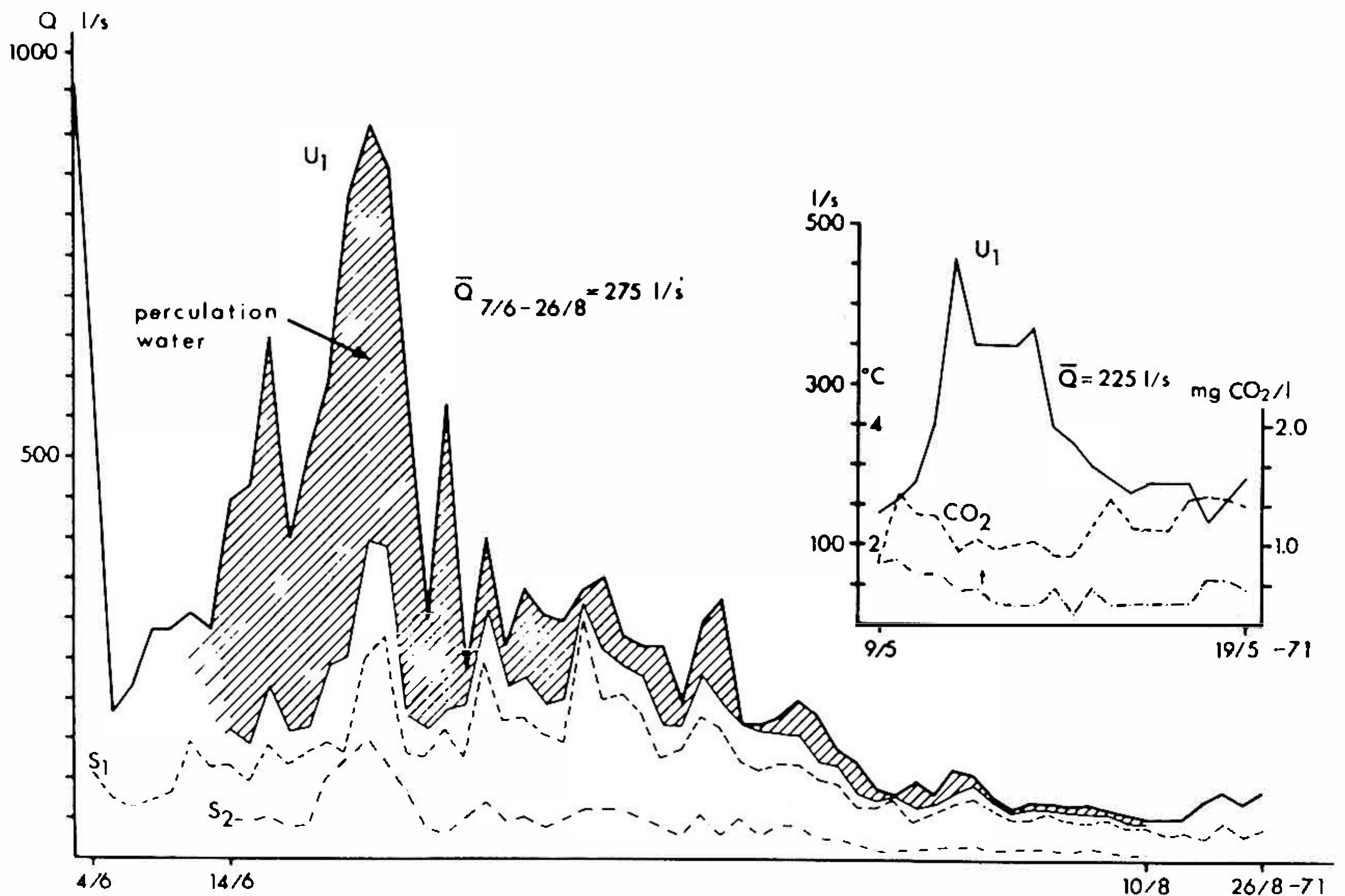


Fig. 5. The fluctuations of pH, HCO_3^- , CaCO_3 and free CO_2 at swallow S_1 and outlet U_1 . The concentration of CaCO_3 and HCO_3^- and the pH value increase during the period, while the free CO_2 content decreases. At the same time the water discharge decreases, and the water temperature increases (see figs. 3 and 4).

dence that sediment transporting water streams have formerly run through parts of the subterranean drainage system. These parts are situated more than 10 m above the tunnels now drained by water. The fluctuations of the water temperature at S_1 and U_1 during the measuring period are shown in fig. 4. During the snow melt outlet U_1 has a minimum temperature of $+0.5^\circ\text{C}$, which rises slowly towards about $+10^\circ\text{C}$ in August. In the first week of December the mean temperature was $+2.6^\circ\text{C}$ at an air temperature of -2.0°C for measurements made at 13 p.m. The temperature variations at the outlet are closely associated with those at the entrance. In the summer, the cavern system has a cooling effect by day, and a heating effect by night on the water flowing through it at the same time as the fluctuations of the surface-water temperature are moderated.

The chemical properties of the water. In no case has it been possible to correlate the changes of the free CO_2 content, neither with temperature nor with water discharge. There exists, however, a tendency towards decreasing CO_2 concentration during the measuring period at the same time as the water discharge is falling off and the water temperature is rising. In spite of the fact that water, at 0°C , can dissolve only $1.01 \text{ mg CO}_2/\text{l}$ at the partial pressure of 0.0003 atm . (Bögli 1960), values exceeding $1.5 \text{ mg CO}_2/\text{l}$ are not infrequent during the rapid snow melt at the beginning of June. This

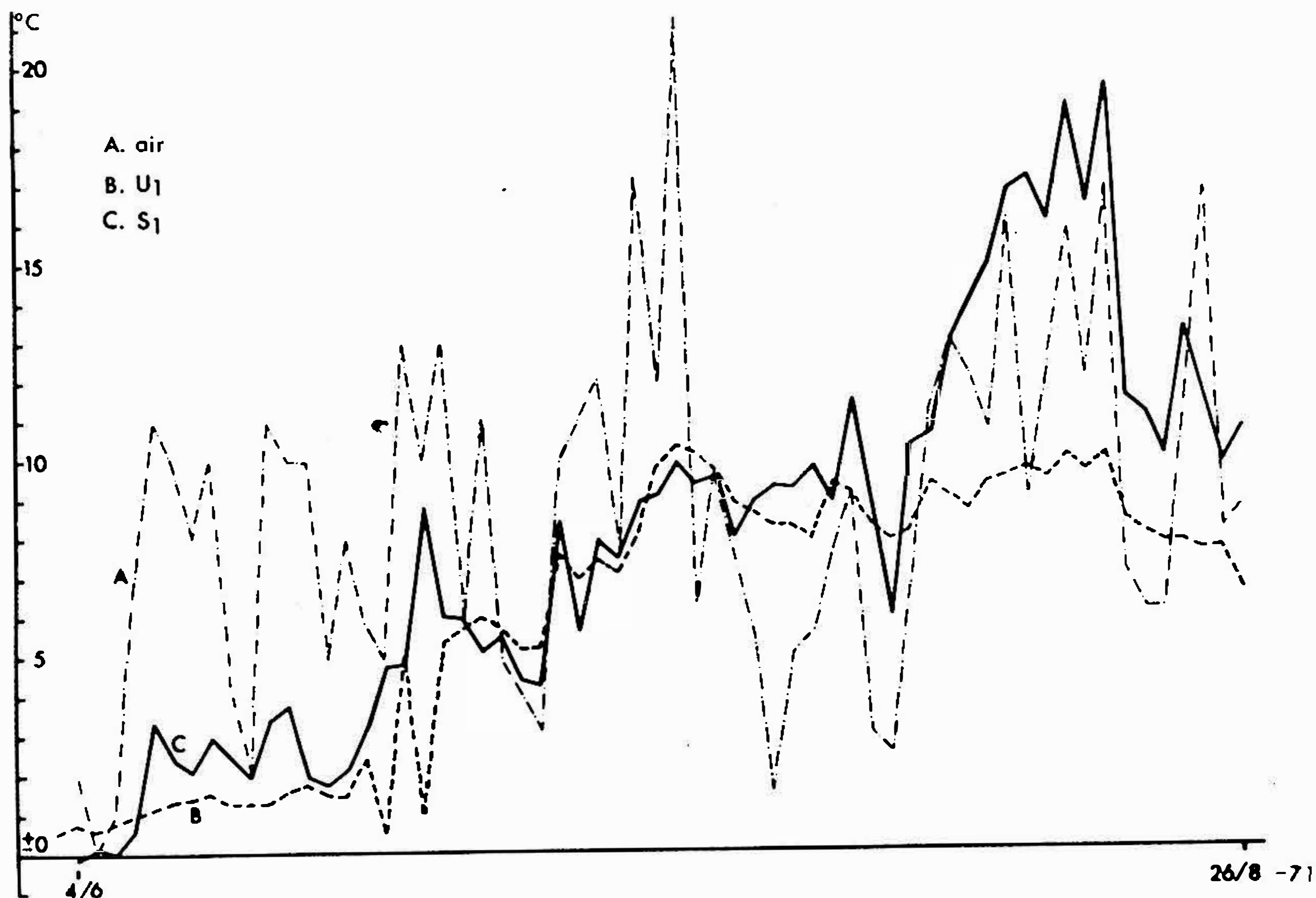


Fig. 6. 1A, 2A and 3A illustrate the relationship between total hardness (expressed in terms of mg CaCO₃/l) and water discharge for the temperature intervals t , with the mean temperatures \bar{t} , at swallet S₁. The relationship is described by means of the function $y = ax^b$, where the factors a and b seem to be dependent on water temperature and water discharge. n denotes the number of observations and r the coefficient of correlation. 1B–3B show the relationship between transport and water discharge. The curves are constructed on the basis of 1A–3A.

applies above all to swallet S₁. The CO₂, pH, HCO₃⁻ and CaCO₃ changes at S₁, S₂ and U₁ are shown in fig. 5. The CaCO₃ concentrations never exceed 55 mg/l. pH which varies between 7.0 and 8.5 gives very low CO₃⁻² concentrations. The highest value, 0.46 mg/l, was recorded in December and corresponds to pH 8.25 and the water discharge 45 l/s. Non-alkaline hardness (total hardness-alkaline hardness) is in general lower than 0.2 meq/l. Neither CO₃⁻² concentration nor non-alkaline hardness is accounted for.

The relationship of the CaCO₃ concentration to the water discharge with regard to S₁, S₂ and U₁ is accounted for in fig. 6–8, where the relations between CaCO₃ transport in terms of g/s and water discharge are also registered. The CaCO₃ concentration is inversely dependent on the water discharge. The relationship assumes the form of a function, $y = ax^b$, where the factors a and b seem, in the first place, to be dependent on the water temperature and the amount of water discharge. It will be seen that very small changes in the water discharge give great changes in the CaCO₃ concentration when the water discharge is small. Similar results have been obtained in unpublished measurements from Czechoslovakia in 1972, from Spitzbergen (Helldén 1973a) and from authors like Stelcl et al (1969), Gams (1972), Newson (1972) and others.

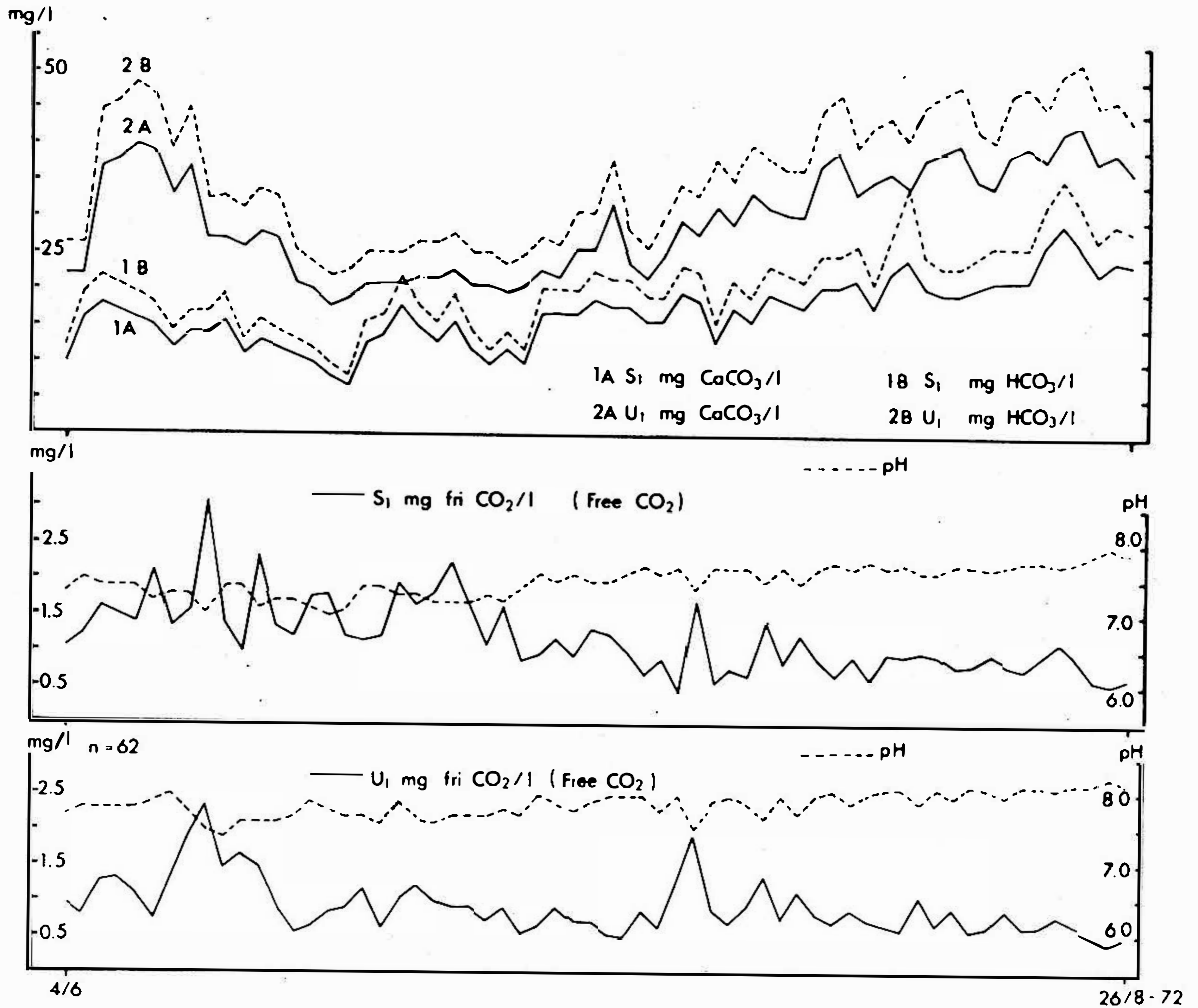


Fig. 7. A shows the relationship between total hardness (expressed in terms of mg CaCO_3/l) and water discharge at swallet S_2 . The relationship is described by means of the function $y = ax^b$ where the factors a and b seem to be dependent on the water temperature and the amount of water discharge. n denotes the number of observations and r the coefficient of correlation. B denotes the relationship of the CaCO_3 transport to the water discharge.

The observations made at S_1 and U_1 have been divided into temperature classes. In all cases, the coefficients of correlation are less than -0.90 except the value -0.83 .

In the case of U_1 the lower temperature interval gives higher values of y than the higher one at the same water discharge. The relationship is more accentuated at higher water discharge than at lower. The higher concentrations at lower temperatures are probably due to the ability of the water to dissolve more CO_2 at a lower temperature and accordingly more CaCO_3 than at a higher temperature, the water discharge being the same (Bögli 1960).

At S_2 no connection between water temperature and CaCO_3 concentration has been stated because the changes in temperature at one and the same water

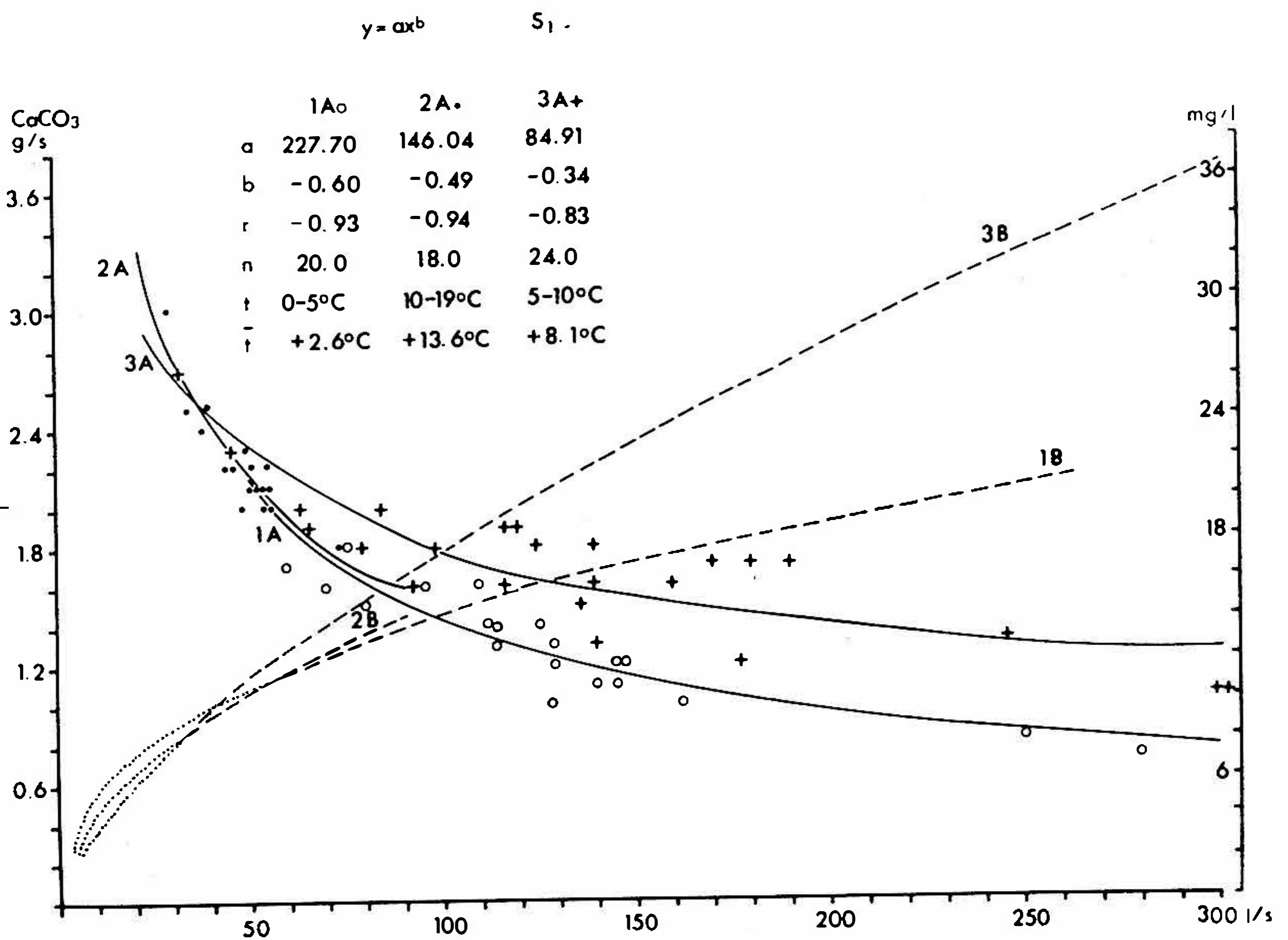


Fig. 8. 1A and 2A show the relationship between total hardness (expressed in terms of mg CaCO₃/l) and water discharge for the temperature intervals t and the mean temperatures \bar{t} . The relationship is described by means of the function $y = ax^b$ where the factors a and b seem to be dependent on the water temperature and the amount of water discharge. r denotes the coefficient of correlation and n is the number of observations. 1B and 2B are calculated on 1A and 2A respectively and account for the relationship between CaCO₃ transport and water discharge.

discharge are too small. The low temperatures are connected with high water discharge during the snow-melting and the high temperatures are bound to low water discharge.

The relationship in the case of S_1 is more complicated. At a water discharge exceeding 90 l/s it holds true that samples belonging to the lowest temperature class get the lowest y -values and the highest class assumes the highest y -values. The relationship becomes more pronounced with increased water discharge. At S_1 the water has run over limestone for a very short distance and therefore the above-mentioned conditions indicate that the reaction velocity between the water and the limestone which increases with the temperature, is relatively more important than the ability of the water to dissolve CO₂. In the interval 30—90 l/s the curve 2A occupies an intricate intermediate position. Although it belongs to the highest temperature interval, it places itself between 1A and 3A. According to the arguments pursued, it should have its place at the very top. The spread of the observations along the y -axis is too small for any reliable conclusions to

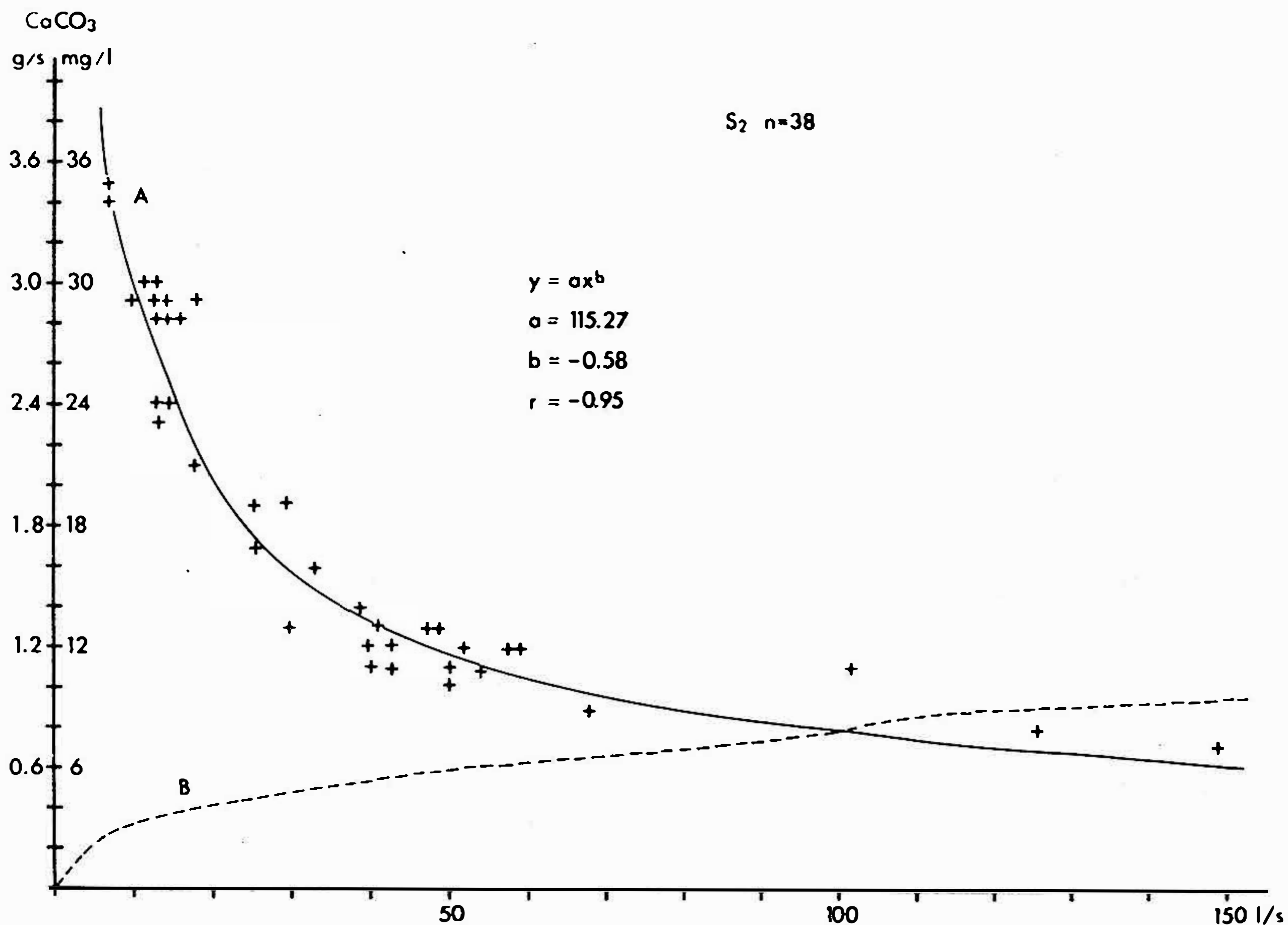


Fig. 9. The relationship between CaCO_3 transport from limestone area A and the water discharge at outlet U_1 . 1B and 2B represent the difference in transport between outlet U_1 and swallet S_1 for the temperature intervals t and the mean temperatures \bar{t} . n denotes the number of observations. 1A and 2A are calculated on the basis of 1B and 2B respectively and show the relationship between total hardness (expressed in terms of mg $\text{CaCO}_3/1$) and water discharge. 3A is based on interpolation for the water temperature $+6^\circ\text{C}$.

be drawn. A conceivable explanation of its position is that the temperature interval is so high that the original CO_2 is reduced to such an extent that the higher reaction velocity between limestone and water is not sufficient for producing higher concentrations.

At a water discharge of about 25 l/s the curves are intersecting. At a lower water discharge the CaCO_3 concentration seems to be dependent on the original CO_2 concentration and thereby the lowest temperature interval gives the highest concentrations, the water discharge being the same. Also in this case the curve 2A takes an intermediate position although it should stick to the lowest y-values.

The proportion of the amounts of transported CaCO_3 in terms of g/s from the marked limestone area A, 1.09 km², (fig. 2) is shown in fig. 9. Curve 1B represents the difference in transport between U_1 and S_1 within the temperature limits $0-4^\circ\text{C}$ and curve 2B the difference in the interval $5-13^\circ\text{C}$. 1A and 2A show the relationship of the concentrations to the water discharge and are calculated on the basis of 1 and 2B.

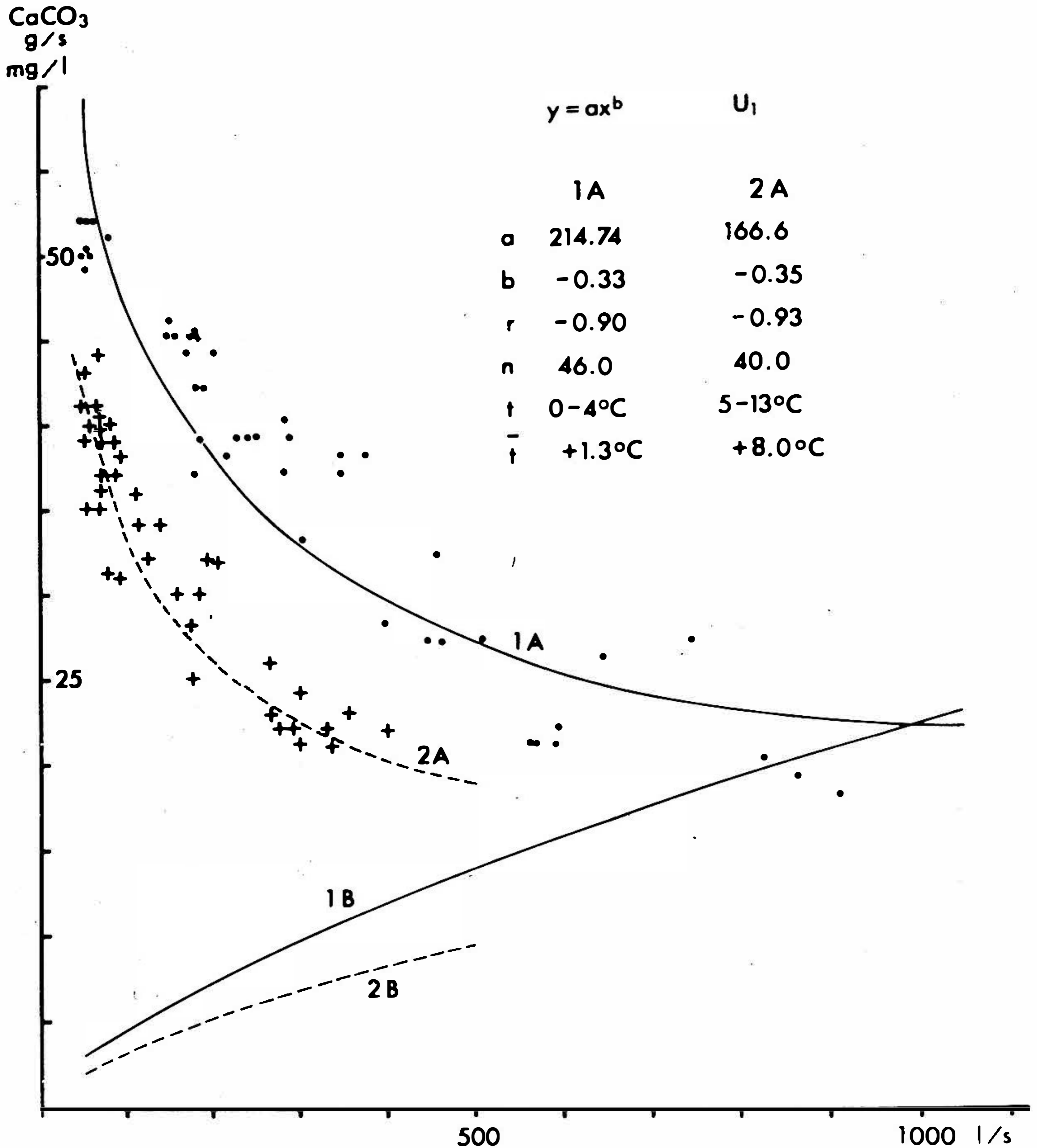


Fig. 10. The changes in water discharge and CaCO_3 transport at outlet U_1 . The transport values account for the difference in transport between U_1 and swallet S_1 . The largest transport takes place during the snow melt at the end of May and the beginning of June when the amount of percolation is largest (up to 60 % of the outflow at U_1). No less than 65 % of the annual CaCO_3 transport occurs in the period May – June.

The greatest transport in the year occurs during the snow melt at the end of May and at the beginning of June, when the content of percolation water is highest (fig. 10).

The limestone solution intensity. If the conventional method is used for the calculation of the solution intensity of the limestone with the aid of Corbel's formula and the mean hardness values from the measuring period, the result is:

$$X = \frac{8.54 \times 19 \times 3.68}{10 \times 2.6 \times 1.09}, \quad X = 21.1 \text{ mm/1000 years.}$$

If, however, X is calculated on the basis of the CaCO_3 concentration that corresponds to the annual mean value of the discharge at U_1 , 105 l/s, and the mean water temperature $+6.0^\circ\text{C}$ the following equation is arrived at:

$$X = \frac{8.54 \times 29.5 \times 3.68}{10 \times 2.6 \times 1.09}, \quad X = 32.7 \text{ mm/1000 years.}$$

Both these calculations, however, are misleading, because the changes in the CaCO_3 concentration with regard to water discharge and temperature have not been taken into consideration.

Therefore, the CaCO_3 transport from the area was calculated according to formula 2 based on the water discharge and water temperatures in the periods in the Tabel below and thereby the transport values were stated with the aid of fig. 9. where curves representing the temperatures in the table had to generated by interpolation.

Tab. 4
 CaCO_3 transport from the limestone area A (1.09 km²)

Period	water discharge at U_1	water temperature	transport	% of the annual transport
May	225 l/s	$+0.9^\circ\text{C}$	7.2 m ³	23.7
June	425	$+3.0$	10.0	32.9
July	155	$+8.8$	3.2	10.5
August	75	$+8.3$	2.0	6.6
Sept. – April	25	$+2.0$	8.0	26.3
Total			30.4	100.0

30.4 m³/years = 27.9 mm/1000 years.

It should be noted that no less than 67 % of the annual CaCO_3 transport takes place during the period May–June when the infiltration is at its height. A very large portion of the transported limestone has been dissolved through corrosion, operating vertically.

DISCUSSION AND COMPARISONS

There are very few corrosion analyses from arctic areas that have been accounted for in the literature. Corbel (1957, 1959, 1960) has in his works tried to prove that the chemical denudation in arctic areas is high due to the fact that water can dissolve about 1.6 times more CO_2 at 0°C than at $+20^\circ\text{C}$. Williams, (1949) in one of his earlier papers, presents results that indicate that the CO_2 concentration in the air under a snow-field can be twice as high as in the atmosphere at normal pressure. An important CO_2 producer in temperate and tropical

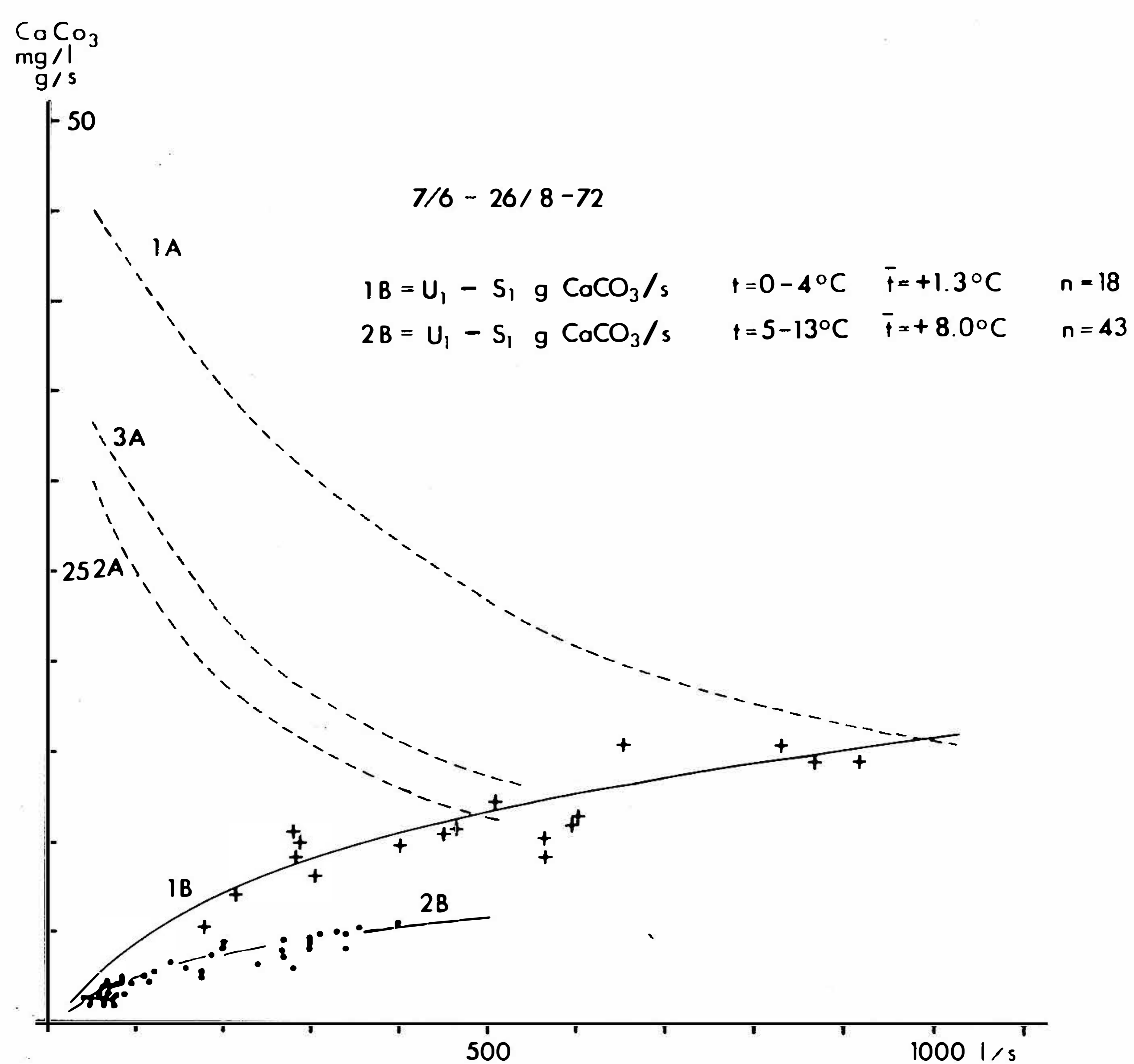


Fig. 11. The relationship between CaCO_3 transported from area A and the water discharge at U_1 . $1B$ and $2B$ represent the difference in transport between U_1 and S_1 for the temperature intervals t and the mean temperatures \bar{t} . n denotes the number of observations. $1A$ and $2A$ are calculated on the basis of $1B$ and $2B$ respectively and show the relationship between CaCO_3 concentration and water discharge. $3A$ is based on interpolation for the water temperature $+6^\circ\text{C}$.

regions is the humus and vegetation cover where a CO_2 concentration $10-100$ times higher than that in the atmosphere can be found (Biro 1954). This CO_2 producer is for the most part lacking in arctic areas. For a cold, arid arctic climate Corbel presents a mean denudation value of $40 \text{ mm}/1000 \text{ years}$ (1959) and for arctic, humid climate values of more than $400 \text{ mm}/1000 \text{ years}$. Some comparative values are recorded in the below Table.

The wide range in the values is most likely due to the fact that the calculations have been made on the basis of average hardness values from an analyses series without considering that CaCO_3 concentration and transport change considerably with the water discharge throughout the year.

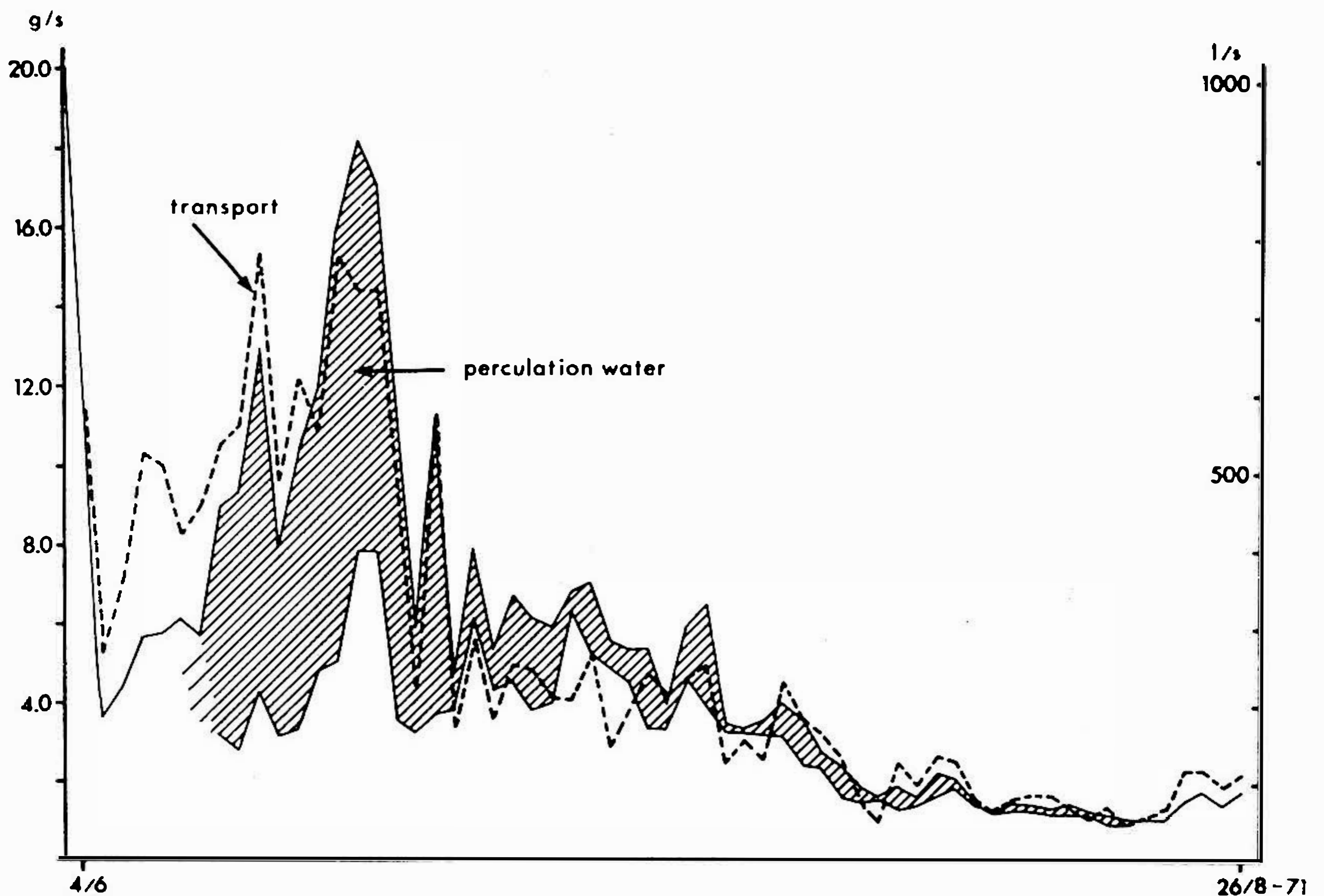


Fig. 12. The changes in the water discharge and CaCO_3 transport at U_1 . The transport values account for the difference between U_1 and S_1 . The largest transport takes place during the snow-melting at the end of May and the beginning of June, when the amount of percolation water is largest (up to 60 % of the outflow at U_1). No less than 56 % of the annual transport occurs in the period May – June.

Analyses that have been carried out in a low-water period, result in too high values, if one treats the total hardness according to Corbel's formula, and in a high-water period they give too low values as to the denudation.

Tab. 5

Comparative values of limestone solution intensity (X) and mean annual precipitation (P) in arctic environment

	X	P
W. Spitsbergen (Corbel 1957, 1959)	40 mm/1000 ys	350 mm
„ (Corbel 1960)	16 mm/1000 ys	350
„ (Helldén 1973a)	11 mm/1000 ys	389
Inner Lapland, Sweden (Corbel 1960)	40 mm/1000 ys	—
Artfjället, Lapland (this paper)	28 mm/1000 ys	1000
Somerset Island (Smith 1969)	2 mm/1000 ys	129

CONCLUSIONS

As a result of the analyses on Artfjället the following statements can be made:

1. The chemical denudation rate is relatively high compared with results from other arctic areas (Helldén 1973a, Corbel 1960, Smith 1969) and also compared with some other results from warmer latitudes (Sweeting 1965, Williams 1963, Stelcl et al. 1969). This is, in spite of the low concentrations most likely due to the high annual precipitation.
2. The total hardness, in mg CaCO₃/l, is inversely dependent on the water discharge. Relationship can be expressed by the function; $y = ax^b$. Its position seems in the first place to be dependent on water temperature and the amount of water discharge. This relationship must be employed when calculating the limestone solution intensity.
3. The major part of the chemical transport occurs during the snow melt when the amount of percolation water is largest.
4. The water still has its aggressiveness when it reaches U₁ above all because the transport velocity of the water is high.
5. The landscape is heavily karstified with a great depression density and a well developed underground drainage system.

Acknowledgements

The research was financially supported by the Swedish Society of Anthropology and Geography. Valuable contribution in the field work was offered among others by my father B. Helldén, fil. kand. Wtaffan Paulsson and Rudolf and Lillian Persson.

REFERENCES

- BECKINSALE R. P., 1972: The limestone bugaboo: surface lowering or denudation or amount of solution. The Transactions of the Cave Research Group of G. B., 55--58.
- BÖGLI A., 1960: Kalklösung und Karrenbildung. Z. Geomorph., N. F., Supp. 2, 4--21.
- CORBEL J., 1957: Les Karst du nord-ouest de L'Europe. Mem. Inst. Etud. Rhod. Univ. Lyson, Nr. 12, 544 pages.
- 1959: Vitesse de l'érosion. Z. Geomorph., N. F. Band 3, 1--28.
- 1960: Nouvelles recherches sur les karsts arctiques Scandinaves. Z. Geomorph., N. F., Supp. 2, 74--78.
- GAMS I., 1972: Effect of run-off on corrosion intensity in the Northwest Dinaric Karst. Transactions of the Cave Research Group of G. B., Vol. 14, Nr. 2, 78--83.
- GAVELIN A., Högbom A. C., 1910: Norra Sveriges issjöar. S.C.U. Ser Ca, No. 7, 1--112.
- HELLDÉN U., 1973a: Some calculations of the denudation rate in a dolomitic limestone area at Isfjord-Radio, West-Spitzbergen. Transactions of the Cave Research Group of G. B., Vol. 15, No. 2, 81--87.
- 1973b: A Lapplandisch Karst Area: Hydrology and Morphology. (Will be published in Transactions of the Cave Research Group of G. B.)
- KARLGREN L., 1962: Vattenkemiska analysmetoder. Kompendium från Limnologiska Inst., Uppsala.
- KULLING O., 1955: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. S.G.U., Ser. Ca., No. 37. del 2, 105--287.

- KÖPPEN W., 1936: Das geographische System der Klimate. 44 pages in: Köppen-Geiger, Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C, Berlin.
- MANNERFELT C. M. son, 1945: Några glacialmorfologiska formelement. G. A. Årg. XVII, Häfte 1–2, p. 225.
- NEWSON M. D., 1972: Merits of a hydrological bias to karst erosion studies. Transactions of the Cave Research Group of G. B., Vol. 14, No. 2, 118–124.
- PATERSON K., 1972: Responses in the chemistry of springwaters in the Oxford region to some climatic variables. Transactions of the Cave Research Group of G. B., Vol. 14, No. 2, 132–140.
- PICKNETT F. G., 1972: The pH of calcite solutions with and without magnesium carbonate present and the implications concerning rejuvenated aggressiveness. Transactions of the Cave Research Group of G. B., Vol. 14, No. 2, 141–150.
- SMITH D. J., 1969: The solutional erosion of limestones in an arctic morphogenetic region. Stud. Geograph. 5, 100–107, Brno.
- STELCL O., VLECEK V., PISE J., 1969: Limestone solution intensity in the Moravian Karst. Stud. Geograph. 5, 71–86, Brno.
- SWEETING M. M., 1965: Denudation in limestone regions. Geogr. J., Vol. 131, Part 1, 34–36.
- 1972: Karst landforms. The Macmillan Press LTD, London and Basingstoke, 362 pages.
- WILLIAMS J. E., 1949: Chemical weathering at low temperatures. Geogr. Rev., Vol. 39, 129–135.
- P. J., 1963: An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare, Ireland. Irish Geogr., Vol. 4, 432–441.
- ANGSTRÖM A., 1938: Lufttemperatur och luftanomalier i Sverige 1901–1930. Medd. SMHA, Br. 7, No. 2, 22–26.
- 1958: Sveriges klimat. G.L.A., Stockholm, 155 pages.

Cb 006

DIE QUANTITATIVE ANALYSE DER NIEDERSCHLAGVERHÄLTNISSE UND IHRE ROLLE IN DER KARSTDENUATION

Georg Lovász
Pécs – Ungarn

Ohne Wasser gibt es keine Karstdenudation; das ist ein karstmorphologisches Axiom.

Die oberflächliche Verkarstierung braucht atmosphärisches Wasser. Das auf den Boden fallende Wasser wird ihre positive und negative Wirkung in vielen Variationen mehrerer anwesender Geofaktoren durchführen. Die Geofaktoren wirken z. B. in folgenden Situationen negativ.

Die geologische Komponente vermindert in Wasserwirkung, wenn der Kalkstein von lockeren, mächtigen, und nicht verkarstierten Schichten bedeckt ist. In diesem Fall wird das atmosphärische Wasser in den mächtigen, lockeren, sandigen, tonigen und lehmigen Schichten versammelt. In dieser geologischen Situation ist die Wasserdurchsickerung durch die erwähnten Schichten und die Korrosionswirkung auf den Kalkstein nur in jenem Klimagebiet vorauszusetzen, wo die jährlichen Niederschlagsmengen groß sind.

Die oberflächliche Korrosion kann auch von der geomorphologischen Komponente vermindert werden. Diese negative Wirkung ist in der Form der steilen Abhänge realisiert. In diesem Fall wird die Rolle der sonst außerordentlich vorteilhaften, großen Niederschlagsmengen verringert, weil der bedeutende Teil des angekommenen atmosphärischen Wassers auf den Abhängen ohne Einsickerung, und H_2CO_3 Aufsteigung abfließt.

Ein Mangel des Bodens und der Vegetation kann ein bedeutender, korrosionsvermindernder Faktor sein. In diesem Fall fehlt die Sphäre, wo die sich erhöhenden Prozesse der Wasseraggressivität abgespielt werden (D. Balázs, 1964). Ein Mangel an Boden- und Vegetationssphäre kann in dem Wasser eine große Ärmlichkeit an H_2CO_3 verursachen, und deswegen ist die Korrelation zwischen den Niederschlagsmengen und der Steigerung der Wasseraggressivität verhältnismäßig gering. (A. Bögli, 1960.) In diesem Fall wird die Wasseraggressivität nur vom in der Atmosphäre aufgelösten H_2CO_3 erhöht.

In anderen Situationen üben die oben erwähnten vier sogenannten Grundfaktoren auf die Korrosion natürlich eine positive Wirkung aus.

Die Rolle des atmosphärischen Wassers ist etwas komplizierter als die oben erwähnten anderen Prozesse. Wichtige Faktoren sind die Zeit, die Menge und die vielen möglichen Variationen dieser beiden Komponenten. Ein bedeutender und auf die Korrosion wirkender Faktor ist die Niederschlagsmenge, und

ihre Verteilung in der Zeitrelation. Wenn diese zwei Niederschlagskomponenten positiv sind, wird die Korrosion von optimalem Wirkungsgrad auch im Fall der gemeinsamen, ungünstigen Konstellation der früher erwähnten Faktoren nicht zustandekommen.

Die früher erwähnten vier Geokomponenten sind in der Zeit relativ konstans zu nennen; demgegenüber ändert sich der Niederschlagsfaktor in der Zeit in einem wesentlich größeren Masse.

Unter den, von den geologischen, morphologischen, pädologischen und Vegetationsfaktoren zustandekommenden, zahllosen Karstdenudationsintensitäten sind viele Situationen in der Natur, wo die Verkarstungsintensität vom Niederschlagcharakter bestimmt wird.

Ziemlich allgemein ist z. B. in der gemässigten Zone die Lage, daß der Kalkstein an milden Abhängen von dünnen Boden und spärlicher Vegetation bedeckt ist. In dieser Natursituation ist — hinsichtlich der unter dem Boden zustandekommenden Verkarstierung — der geologische Faktor als günstig zu beurteilen, weil über dem Kalkstein das nicht verkarsterte Gestein fehlt.

In morphologischer Hinsicht ist die Situation negativ. Schon vom kleinsten Abhang wird die Einsickerung des bedeutenden Teiles vom in kurzer Zeit angekommenen Niederschlag verhindert.

Der pädologische Faktor ist teilweise günstig. Günstig ist der Gang der organischen Verwesung, die sich in dem den Kalkstein bedeckenden Boden abspielt und es besteht die Möglichkeit der Lösung des Niederschlagwassers mit entsprechender Quantität von H_2CO_3 . Diese Lage ist aber deswegen ungünstig, weil die dünne Bodendecke nicht fähig ist, wenig atmosphärisches Wasser zu stauen. So hat der Boden die Neigung, in Relation der verschiedenen Hangexpositionen des vorkommenden Mikroklimas auszutrocknen.

Auch der Vegetationsfaktor ist nur teilweise positiv. Es fehlt die reiche Vegetation, die das sich zersetzende Material in grosser Menge produziert, und worunter charakteristisches, naßes Mikroklima entstehen wird. In dieser, verhältnismäßig allgemein befindlichen Naturlage hat die quantitative Verteilung der Niederschlagsmenge eine entscheidende Rolle.

In der skizzierten, allgemein typischen Naturlage wird eine entsprechende, quantitative Niederschlagsverteilung die in dem Boden ablaufende organische Verwesung und die Entstehung von H_2CO_3 mittelbar beeinflussen (Jakucs L. 1971). Von einer, in der Zeit entsprechenden, quantitativen Niederschlagsverteilung wird auch der für die Karstkorrosion günstige Wasserhaushalt des dünnen und oft austrocknenden Bodens determiniert. Die Niederschlagsverteilung ist in dem Fall ungünstig, wenn der überwiegende Teil der jährlichen Niederschlagsmenge mit großer Intensität ankommt. In diesem Fall ist die Einsickerung wegen der negativ wirkenden geomorphologischen und Vegetationsfaktoren gering. Deswegen ist die Niederschlagsmenge klein, die mit Hilfe des H_2CO_3 Korrosionsvorgänge zustandebringt. Die Niederschlagsverteilung ist günstig, wenn die jährliche, atmosphärische Wassermenge oft, und in kleinen Einheiten ankommt. In diesem Fall wird das größere Prozent

der jährlichen Niederschlagsmenge in dem Boden mit der Hilfe von CO_2 mehr H_2CO_3 aufnehmen, und diese quantitativ mehr Wasser kann eine intensivere Lösung durchführen. Die erwähnte Niederschlagsverteilung hat auch auf die Vegetation eine positive Wirkung die eine größere verwesungsfähige Materialproduktion bedeutet.

Man kann also feststellen, daß wir zur genaueren Prognose der bei den oben skizzierten Naturbedingungen stattfindenden Karstkorrosion die quantitative Struktur der gegebenen Niederschlagsverhältnisse kennen müssen. Darum ist es nötig, die sogenannte quantitative Analyse durchzuführen.

Durchführung der Analyse sind die täglichen (24 h) Niederschlagsmengen oder Ombographangaben nötig. Die Analyse wird genauere Ergebnisse geben, wenn sie mit langen Angabenserien durchgeführt wurde. Es ist zweckmäßiger, die täglichen Mengen aufzuarbeiten, obwohl diese Angaben als Intensitätsparametern inexakte Informationen geben werden. Während der Ausarbeitung sollen die verschiedenen Niederschlagsmengen in entsprechende Quantitätskategorien gruppiert werden. Die Quantitätskategorien hängen von dem gegebenen Forschungsziel ab, und müssen dementsprechend bestimmt werden. Das jetzt aufgestellte Forschungsziel ist: Die Niederschlagsmengen festzustellen, die auf einem fallenden, und mit mittelmäßig dichter Vegetation bedeckten Gelände wegen der Interzeption und Einsickerung keinen oberflächlichen Abfluß ergeben. Diese jetzt erwähnte Mengekategorie wird die erste Kategorie sein. Die zweite Kategorie bezeichnet die tägliche Menge, deren bedeutender Teil als oberflächlicher Abfluß weiterfließt. Den Beobachtungen und Messungen nach der Niederschlag 0,1–5,0 mm unabhängig von dem oberflächlichen Neigungsradius, keinen oberflächlichen Abfluß. Diese Menge wird von dem Boden eingesogen oder von der Interzeption evaporiert. Der Niederschlag 5,1–10,0 mm ergibt, in Relation einer entsprechenden Intensität und einer oberflächlichen Neigung auf einem mit Grasvegetation bedeckten Gelände, eine kleinere oberflächliche Abflußmenge. Unseren Beobachtungen nach wird eine bedeutende oberflächliche Abflußmenge wegen der Interzeption und der zurückhaltenden Wirkung des Unterholzes nur in dem Fall einer starken Niederschlagsintensität vorkommen. Das ist die zweite Kategorie.

In der dritten Kategorie werden die täglichen Mengen über 10,1 mm stehen. Den Beobachtungen und Messungen nach ist es festzustellen, dass der größte Teil dieser Mengen im allgemeinen an Oberfläche abfließt. Deswegen sind diese Mengen aus der Hinsicht der unter dem Boden zustandekommenden Korrosionsintensität zuwenigst in Betracht zu nehmen.

In dem Spiegel des oben Erwähnten ist festzustellen, dass die oben erwähnten Niederschlagsmengenkategorien zur Durchführungen des früher skizzierten Forschungsziels entsprechend sind.

Das Ziel der quantitativen Analyse ist, die prozentuale Beteiligung der Obigen Niederschlagsmengen­kategorien in der durchschnittlichen Jahressumme festzustellen.

Die Tab. 1 demonstriert die bedeutenden prozentualen Beteiligungsdifferenzen in der durchschnittlichen Jahressumme.

Tab. 1

Die prozentualen Beteiligungen der einzelnen Niederschlagskategorien in der durchschnittlichen Jahressumme 1951–1960

Station	Land	Niederschlag in mm		
		0,1–5,0	5,1–10,0	10,1<
Plezeny	Cs	50,5	29,5	20,0
Hradec Králové	Cs	44,0	27,5	28,5
Ostrava	Cs	39,0	28,0	33,0
Wien	A	37,0	35,5	37,5
Poprad	Cs	40,5	28,5	31,0
Pécs	M	26,0	27,0	47,0
Split	Ju	27,5	17,5	55,0

Die Wertverminderung der gleichen Niederschlagsmengen­kategorien (z. B. 0,1–5,0 mm) zeigt die quantitativen Struktur­unterschieden der Niederschlags­verhältnisse der nassen und der etwas trockenen Klimagebiete.

Die aus diesen Wert­veränderungen fest­zustellenden Konsequenzen ähneln sich den Fest­stellungen der früher erwähnten Verfasser und sind von den Angaben der Niederschlags­mengen­statistik unter­stützt. Auf den nassen, und mit dichter Vegetation bedeckten Gebieten ist die Karst­korrosion wegen der entsprechenden quantitativen Niederschlags­struktur ver­hältnismäßig intensiver als in den sub­mediterranen Räumen, wo das Klima mit größeren Niederschlags­mengen­kategorien charakterisiert ist (L. Jakucs, 1971).

Die quantitative Struktur der Niederschlags­verhältnisse in der heutigen geomorphologischen Situation wirkt in den zwei Klimagebieten spezial. Diese Struktur wird an der mit kohärentem Boden bedeckten Karst­oberfläche eine intensive und areale Karst­korrosion zustande­bringen. Aber an der boden­befreiten Karst­oberfläche der Dinariden ist die von der spezifischen Wassermenge (z. B. 1 m³) stammende Karst­korrosion schwächer. Die unter dem Boden wirkende Karst­korrosion ist in diesem Raum nur in den Karreinsenkungen verstärkt, wo der Boden zusammengespült wurde. Diese spezielle geomorphologische Lage bringt also keine areale, unter dem Boden wirkende Korrosion zustande, und wegen der schnellen Bodenaustrocknung ist auch das Korrosions­tempo nicht gleich.

Es ist also fest­zustellen, daß die Korrosions­rolle der quantitativen Niederschlags­struktur nur in der Relation der anderen Geofaktoren erklärt werden kann.

In der Relation der Tiefkarstdenudation kann die quantitative Niederschlagsstruktur anders interpretiert werden. Auf die Tiefkarstentwicklung wirkt natürlich der in grossen Mengekategorien kommende Niederschlag entscheidend aus. In dieser Lage hat die Wassermenge in der Karstentwicklung und in der vom Wasser geleigten Geschiebung eine bedeutende Rolle. In der Entwicklung eines, mit bestimmtem Durchmesser charakterisierten Tiefkarstgängensystems ist die Lehmverstopfung bedeutend, die die Karstentwicklung periodisch abstellen kann. Diese Erscheinung ist in Südungarn (Mecsek-Gebirge) in dem Spiegel des Höhlebachwasserganges gut zu studieren und wohl bekannt (Gy. Lovász, 1971). Die erwähnte Lehmpropfausstossung und die Weiterentwicklung des hinter ihr liegenden Tiefkarstsystems hat eine strenge Relation mit dem Großniederschlag. An solchen Klimagebieten, wo der Niederschlag von großer Intensität keine oft vorkommende Erscheinung ist, muss die quantitative Niederschlagsstruktur bei der prognostischen Beurteilung der Tiefkarstweiterentwicklung unbedingt in Betracht gezogen werden.

Wenn die Untersuchung der erwähnten quantitativen Niederschlagsstruktur für einen Zeitraum von 70 Jahren durchgeführt wird, erscheint sofort die sekulare Oszillation der Niederschlagsstruktur. Das heißt: Die quantitative Relation zwischen den verschiedenen Mengekategorien verändert sich. Es ist möglich, mit Hilfe der Prognose der Periodizität die areale Korrosion unter dem Boden und die Weiterbildung der zeitlich verstopften Tiefkarstsysteme zu prognostizieren.

G. Lovász

THE QUANTITATIVE ANALYSIS AND ROLE OF THE CONDITION OF PRECIPITATION IN CARSTDENUDATION

SUMMARY

The autor presents the quantitative analysis worked out by himself. It is nothing else but the definition of the percentile share of categories of the amount of daily precipitation in the relation of the amount of many years.

The definition of the categories for the amount of precipitation depends on the task of research. In the opinion of the author the definition of the following categories are necessary to the more exact definition of carstdenudation by climatic regions: 0,1 – 5,0 mm, 5,1 – 10,0 mm and over 10,1 mm. The percentile share of categories of precipitation-sum in the sums of the years 1951 – 1960 on some climatic regions of Europe is shown in a table.

The author states that the amounts of precipitation of 0,1 – 5,0 mm have an effect mainly upon the corrosion under the soil. The sums above 10,1 mm influence the development of carstic caves.

If we examine the percentile share of the precipitation-categories in the yearly amount during 70 years, we find a periodicity. This periodicity helps to prognosticate the mentioned two kind of carstcorrosions.

LITERATUR

- BALÁZS D., 1964: A vegetáció és a karsztkorrózió kapcsolata. *Karszt és Barlang*, 13—16 p.
- BÖGLI A., 1960: Kalklösung und Karrenbildung. *Z. Geomorphol.*, 4—21 p.
- JAKUCS L., 1971: A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés varienciái. Akad. Kiad., Budapest.
- LOVÁSZ Gy., 1971: Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez. *Földr. Ért.*, 283—296 p.

Cb 007

DER KARST IM KLIMATISCHEN ZYKLUS DES QUARTÄRS

Vojen Ložek

Geologisches Institut ČSAV, Praha, ČSSR

EINLEITUNG

Obwohl aus den Quartärablagerungen der Karstgebiete, vor allem aus den Höhlenausfüllungen, reiche paläontologische und archäologische Funde stammen, fanden die Beziehungen zwischen den Verkarstungsvorgängen und dem quartären Klimawandel bisher wenig Beachtung, abgesehen von stratigraphischen Korrelationen zwischen den Höhlenetagen und Terrassenstufen. Der zyklische Sedimentations- und Bodenbildungswandel, der vom Bau verschiedener Oberflächenserien abgeleitet werden kann, ist allerdings so ausgeprägt, daß er mit Recht als einer der maßgebenden Verkarstungsfaktoren angesehen werden darf. Es ist somit anzunehmen, daß auch die Karstvorgänge eine klima-bedingte zyklische Periodizität aufweisen. Mein Beitrag hat sich zum Ziel gesetzt, auf diese Beziehungen bzw. auf die Möglichkeiten deren Untersuchung aufmerksam zu machen, die in Anbetracht der spezifischen Sedimentations- und Abtragungsdynamik im Karst oft recht kompliziert sein kann.

BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEM KLIMAWANDEL UND DER VERKARSTUNG

Die Abhängigkeit der Karstvorgänge vom Klima bzw. von den Standortsbedingungen ist seit langem bekannt, wie es die unterschiedliche Ausbildung des Karstes in verschiedenen Klimazonen bzw. in bezug auf die Vegetationsdecke zeigt. Wenn man diese gegenwärtigen Beziehungen mit den Verhältnissen der einzelnen Phasen des quartären Klimazyklus vergleicht (Kukla 1961, Ložek 1965 b), so ergibt sich, daß die einzelnen Klimaphasen den Verlauf der Verkarstung entscheidend beeinflussen konnten. Es handelt sich nicht nur um die Temperaturschwankungen in der Spanne Kaltzeit-Warmzeit, sondern um den gesamten Komplex von Standortsbedingungen, d. h. vor allem auch um die Feuchtigkeits- und Vegetationsverhältnisse sowie um den jährlichen Klimagang, die in bestimmten, für die einzelnen Zyklusphasen bezeichnenden Kombinationen auftreten (Ložek 1966).

Die Warmzeiten sind also nicht nur warm sondern auch feucht, worauf ihre üppige Vegetationsdecke zurückgeht. Alle angeführten Faktoren fördern die Korrosion der Kalkgesteine und führen zu einer intensiven Sinterbildung, während die mechanische Verwitterung sich nur in beschränktem Maß geltend machen kann (Jäger & Ložek 1968).

Die Kaltzeiten weisen großenteils keine günstigen Bedingungen für die

Korrosion auf, was teils auf den Wassermangel sowie die schütterere Vegetationsdecke, teils auf die Bindung des Wassers durch Frost zurückgeht. Andererseits stellt der Frost einen wirksamen Zerstörungsfaktor dar, der allerdings nur in hinreichend feuchten Zeitabschnitten voll zur Geltung kommen kann, wie es am besten im mitteleuropäischen Hochgebirgskarst zu beobachten ist (Sekyra 1954). In den Kaltzeiten kann man demgemäß im groben Rahmen zwei Phasen unterscheiden, die durch eine spezifische Verkarstungsdynamik gekennzeichnet sind:

- a) Trockene vollglaziale Zeitschnitte mit kaltkontinentalem Klima, die etwa der Lößphase entsprechen, führen zur maximalen Beschränkung der Karstvorgänge, da sie nicht nur durch das Minimum der Korrosion sondern auch der mechanischen Destruktion gekennzeichnet sind.
- b) Hingegen stellen die feuchteren Abschnitte der Kaltzeiten bedeutende Perioden der mechanischen Abtragung dar, die sowohl das Karstgestein als auch die sekundären Ausfüllungen der Hohlräume angreift, abgesehen davon, daß auch die chemische Korrosion zu dieser Zeit deutlich ist.

Die erörterten Beziehungen werden allerdings nur auf allgemeine Voraussetzungen gestützt und erfassen nur elementare Abhängigkeiten, genaue Belege kann jedoch nur eine direkte Korrelation charakteristischer klimabedingter Ablagerungsfolgen mit den Verkarstungsprodukten bieten.

MÖGLICHKEITEN EINER KORRELATION DER VERKARSTUNG MIT DEM KLIMATISCHEN ZYKLUS

Eine direkte Korrelation ist vor allem in den Eingangsabschnitten der Höhlen möglich, in denen die Einflüsse des Klimas noch voll zur Geltung kommen und die Sedimentation unmittelbare Beziehungen zu den Oberflächenablagerungen aufweist (Kukla & Ložek 1958). Im tieferen subterranean Bereich ist vor allem die Sinterbildung von Bedeutung. Mit der Verkarstung sind auch einige Oberflächensedimente, vor allem die Quellkalke und Hangablagerungen sowie die Bodentypen entwicklungsmäßig verknüpft (Kukla & Ložek 1971). Eine direkte Korrelation mit vollausgebildeten Lößserien, die am besten den quartären Klimazyklus widerspiegeln, ist leider nur an wenigen Stellen durchführbar. Einzelne stratigraphische Korrelationsmöglichkeiten sind in folgender Übersicht zusammengefaßt:

Die L ö s s e — sowohl in die Eingangsabschnitte der Höhlen direkt eingeweht, als auch am Fuße verkarsteter Hänge bzw. in Karstdepressionen lagernd — gehen lateral oft in feinsplitterigen Frostschutt, jedoch nicht in Grobschutt- oder sogar Sinterbildungen über. Selbst am Fuße von Steilhängen, wo heute Grobschutt angehäuft wird, bleibt der Löß relativ rein (Srbsko-Hřiště—Ložek 1963, Stránská skála—Ložek 1965 b). Daraus ist ersichtlich, daß der Bildungszeit des Lösses Minima der mechanischen Destruktion sowie der chemischen Korrosion entsprechen. Vom Gesichtspunkte der Verkarstungsdynamik aus

muß daher dieser Zeitabschnitt als Ruhephase betrachtet werden.

Das Optimum der Quellkalk- sowie der Höhlensinterbildung fällt in die erste Hälfte der Warmzeiten, wie es die eingebettete Fauna sowie Flora erkennen lassen (Jäger & Ložek 1968, Ložek 1965 a, 1972). Gleichzeitig mit der Kalkausscheidung vollzieht sich eine mäßige mechanische Destruktion, die vor allem während der späten Phase der Quell- bzw. Sinterkalkakkumulation wirkt. Sie findet ihren Ausdruck im Absturz großer Blöcke von den Höhlenwänden und -decken sowie in der Schuttanhäufung am Hangfuß (Ložek 1963, Kukla & Ložek 1971). Das Maximum des CaCO_3 -Transports in Wasserlösung und demgemäß auch eine sehr intensive Korrosion fällt also in die erste Hälfte der Warmzeiten. Der eigentliche Gipfelpunkt davon entspricht dem Feuchtigkeitsoptimum, während sich später die mechanische Destruktion immer stärker geltend macht, was zuweilen zu großen Abstürzen von Höhlenportalen bzw. -decken in den Eingangsräumen führt. Hingegen entspricht in tieferen Teilen der Höhlensysteme der gesamten Zeitspanne der Sinterbildung eine Ruhephase der klastischen Sedimentation.

Aus dem Angeführten geht hervor, daß das Maximum der Korrosion, d. h. der Verkarstung im engeren Sinn, in die früh- und hochwarmzeitlichen Phasen fällt, was sowohl mit dem Humiditätsoptimum als auch mit der üppigen Vegetation zusammenhängt. Indirekt wird dies auch durch die Bodenentwicklung bestätigt, da zu dieser Zeit die stärkste Terrae calcis- und demzufolge auch Karrenbildung beobachtet werden kann. Die gemeinen Karren entstehen meist als Korrosionsfront der Terrae und werden erst sekundär infolge Entwaldung und Bodenabtrag bloßgelegt.

Hier seien auch direkte stratigraphische Beziehungen zu den Bodenkomplexen der Lößserien erörtert, die im Böhmischem (Prokop-Steinbruch) und Mährischen Karst (Stránská skála — Ložek 1965 b) sowie z. T. im slowakischen Váh-Tal (Ivanovce, Púchov — Smolíková & Ložek 1962) verfolgt werden konnten. Einige ergänzende Stützen boten auch die Profile Karlštejn-Altán im Böhmischem Karst und einige Aufschlüsse am Fuße von Pavlovské vrchy in Südmähren. Auf der Stránská skála wurde nachgewiesen, daß der Basis-Parabraunerde eine Schaumsinterbildung altersmäßig entspricht. Spätwarmzeitliche und frühkaltzeitliche Phasen, denen die oberen Abschnitte der Bodenkomplexe entsprechen, sind durch Grobschuttbildungen gekennzeichnet, was auf eine starke mechanische Destruktion hindeutet. Diese Abfolge stimmt chronologisch mit den Befunden überein, die von Untersuchungen an Sinter- und Quellkalken abgeleitet wurden (Jäger & Ložek 1968).

Schließlich sollen die Verhältnisse in den übriggebliebenen Abschnitten der Kaltzeiten erörtert werden, d. h. mit Ausnahme der Lößphase und des Frühglazials. Hierher fällt nämlich die Periode intensivster mechanischer Destruktionen. Eine Erfassung dieser Zeitspanne in den Ablagerungsfolgen und vor allem deren Korrelation mit entsprechenden Horizonten der Lößserien stößt allerdings auf große Hindernisse, da geeignete Aufschlüsse höchst selten

sind. Eine indirekte Parallelisierung bleibt wenig exakt, da die Ausbildung der meisten Höhlenserien der Zone humider Hügel- bzw. Berglandschaften und nicht der trockenwarmen Lößlandschaft entspricht. Das frühkaltzeitliche Schichtpaket (etwa Phase 3 der Lößserien) pflegt von den Bildungen des frühen Vollglazials (Phase 4 u. 5) nicht deutlich getrennt zu sein. Aus dem Profilbau der Höhlen- und Hangablagerungen ist ersichtlich, daß im Liegenden des reinen Lösses bzw. der Frostschuttbildungen eine Schichtenfolge mit höherem Grobschuttanteil auftritt, die nach unten einen zunehmenden Anteil an Bodenmaterial aufweist, während gegen die Oberkante die Lößkomponente die Oberhand gewinnt. Diesen Schichten kommt in den Höhlenserien oft die Hauptrolle zu. Sie liefern auch die meisten Funde, die allerdings z. T. sekundär vermengt sind, was auf die spezifischen Bedingungen der Höhlensedimentation zurückgeht, bei der dem Frost eine bedeutende Rolle zukommt (Kukla & Ložek 1971). In Anbetracht dieser Störungen, die noch durch spätere Kryoturbation verstärkt werden können (Prošek 1951), sind in den betreffenden Schichtenfolgen deutlichere klimabedingte Horizonte kaum zu unterscheiden.

Trotz dieser Unklarheiten bleibt es evident, daß diese Phase sowohl durch deutliche Korrosion als auch mechanische Zerstörung gekennzeichnet ist, die zusammenwirken. Es handelt sich somit um die Zeitspanne stärkster Destruktionen und zugleich der größten Materialanhäufung in geschützten Akkumulationsräumen. Dabei sei beachtet, daß in diesen Zeitraum auch die Hauptphase der Tiefenerosion in Mitteleuropa fällt (Kukla 1961, Šibrava 1972). Diese bedingt die Rückverlegung der Talhänge und dadurch auch die Zerstörung der Höhleneingänge sowie die Ausräumung von Höhlen, die sich teils durch den Oberflächenabtrag, teils durch unterirdische Einstürze in neu entstehende tiefere Etagen vollzieht. Die Dynamik dieser Vorgänge konnte mangels verlässlicher stratigraphischer Stützen bisher nicht näher erfaßt werden.

Eine Parallele zwischen dieser Phase und den gegenwärtigen Bedingungen in der subalpinen Stufe liegt auf der Hand (vgl. Sekyra 1954), wobei allerdings zu beachten ist, daß in den Kaltzeiten ein viel trockeneres Klima herrschte, was eine geringere Zerstörung, jedoch eine intensivere Akkumulation zur Folge hatte.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Ähnlich wie andere Vorgänge im Quartär unterlag auch die Verkarstung einem klimagebundenen periodischen Wandel. Man kann drei Hauptphasen unterscheiden, die ineinander allmählich übergehen:

1. Die Warmzeiten mit starker Korrosion, intensiver Sinterbildung und einer mäßigen mechanischen Destruktion, deren Produkt größere Gesteinsstücke, zeitweise sogar Grobblöcke darstellen.

2. Die frühkaltzeitlichen Abschnitte einschließlich des beginnenden Vollglazials weisen Bedingungen auf, die sowohl eine mäßige Korrosion als auch starke mechanische Destruktion zur Folge haben. Diese wird in bestimmten Phasen noch durch die Tiefenerosion verstärkt, die zur Rückverlegung der Hänge und Bildung tieferer Höhlenetagen führt. Zu dieser Zeit dürfte somit

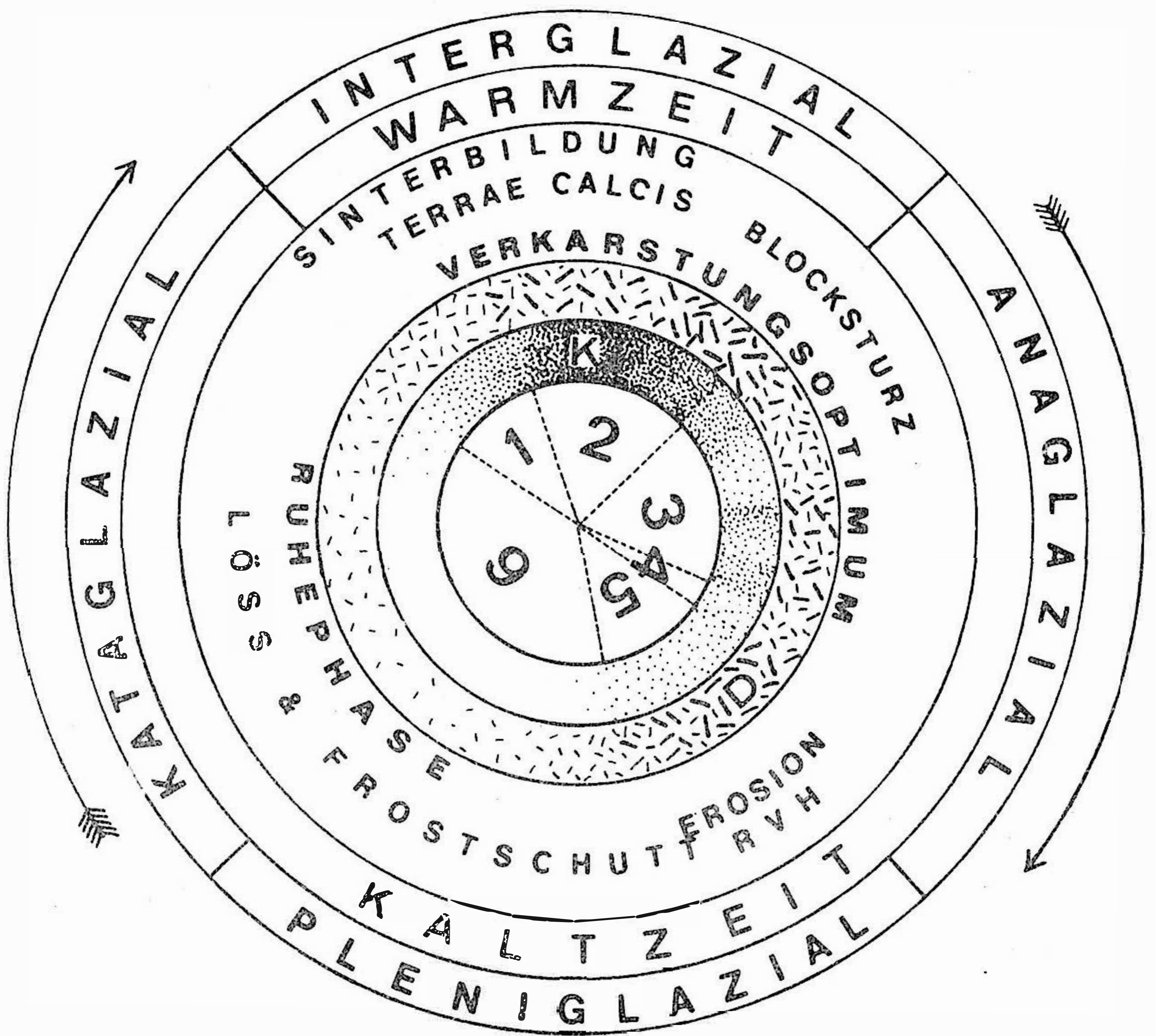


Abb. 1. Das Karstphänomen im klimatischen Zyklus des Quartärs. Phasen des Bildungszyklus der Lößserien: 1 -- einsetzende Verwitterung-Abspülung, 2 — Verwitterungsböden (braune Waldböden), 3 — Tschernoseme-Abspülschichten, 4 — Marker, 5 — Lehmbröckerlsande, 6 — Löß; K — Korrosion, D — mechanische Destruktion, RVH — Rückverlegung der Talhänge.

die Bildung der Karsthohlräume sowie deren Auffüllung mit Sedimenten die höchste Intensität erreichen. Eine nähere Phasengliederung kann in diesem Abschnitt bisher nicht durchgeführt werden.

3. Die Lößphase weist praktisch keine Korrosion und eine nur sehr beschränkte mechanische Destruktion auf, deren Produkt feinsplitterige Frostschuttbildungen sind. Demgemäß stellt sie eine Ruhephase im Verkarstungszyklus dar.

Die beschriebene Abb. 1 ist vor allem in der Mittelgebirgszone, d. h. in den meisten Karstgebieten Mitteleuropas gültig. In anderen Klimabereichen müssen entsprechende Modifikationen in Betracht gezogen werden.

THE KARST AND THE QUATERNARY CLIMATIC CYCLE

SUMMARY

The Karst processes are strongly influenced by cyclic climatic changes during the Quaternary. Three main phases can be distinguished:

1. Warm periods (Interglacials, Holocene) characterized by strong corrosion, precipitation of sinter and a rather intensive mechanical destruction.

2. Early Glacial periods incl. the starting Pleniglacial are characterized by an intense mechanical destruction and a limited, but distinct corrosion. These factors are intensified by vertical erosion. Both the denudation and the accumulation reach in this time-spat its maximum.

3. The Loess phase is a period of minimum mechanical destruction, practically without corrosion. Therefore it represents the stage of minimum intensity of karst processes.

This schema (fig. 1) reflects the situation in Central Europe and must be modified in other climatic zones.

LITERATUR

- JÄGER K. D., LOŽEK V., 1968: Beobachtungen zur Geschichte der Karbonatdynamik in der holozänen Warmzeit. *Československý kras* 19: 5–20, Praha.
- KUKLA J., 1961: Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle. *Inst. Geol., Prace* 34/I: 145–154, Warszawa.
- KUKLA J., LOŽEK V., 1958: To the Problem of Investigation of the Cave Deposits. *Československý kras*, 11: 19–83, Praha.
- KUKLA J., LOŽEK V., 1971: Význam krasových oblastí pro poznání poledové doby. *Československý kras* 20: 35–49, Praha.
- LOŽEK V., 1963: K otázce tvorby svahových sutí v Českém krasu. *Československý kras* 14: 7–16, Praha.
- LOŽEK V., 1965a: The Formation of Rock Shelters and Foam Sinter in the High Limestone Carpathians. *Probl. Speleol. Res.* pg. 73–84, pl. I–IV, Praha.
- LOŽEK V., 1965b: The relationship between the development of soils and faunas in the warm Quaternary phases. *Sborník geologických věd, ř. A – Antropozoikum*, 3: 7–33, pl. I–III, Praha.
- LOŽEK V., 1966: Die quartäre Klimaentwicklung in der Tschechoslowakei. *Quartär*, 17: 1–19, Taf. I–II, Bonn.
- LOŽEK V., 1972: Interglaciály v jeskyních. *Československý kras* 22: 7–22, Praha.
- PROŠEK F., 1951: Výzkum jeskyně Dzeravé skaly v Malých Karpatech. *Archeol. rozhledy* 3, 4: 293–298, 309–310, Praha.
- SEKYRA J., 1954: Velehorský kras Bělských Tater. (ÚÚG), 141 str., 64 tab., 12 příl., Praha.
- SMOLÍKOVÁ L., LOŽEK V., 1962: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. *Eiszeitalter und Gegenwart* 13: 157–177, Öhringen.
- ŠIBRAVA V., 1972: Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. *Sborník geologických věd, ř. A – Antropozoikum*, 8: 5–218, Taf. I–XII, Beil, 1–3, Praha.

L'INDICE DE CORROSION LINÉAIRE

Maria Markowicz-Łohinowicz

Institut de Géologie, Université de Varsovie, Pologne

A b s t r a c t : Intensities and velocities of karst processes are controlled by chemical factor (undersaturation or aggressiveness of water, named by H. Roques "driving force") and hydrological or hydrogéological factor. Analysis of dissolution velocity equation and its transformation enabling the linear velocity (or linear corrosion index) estimation. The exemplifications are given e.g. under the similar aggressiveness conditions the linear corrosion rate is relatively $5,000 \times$ greater in the wider karst channel, while the dissolution rate is only $10 \times$ greater.

Depuis la parution des travaux de Jean Corbel (1959, 1964) l'activité chimique des eaux karstiques et la vitesse de l'action corrosive qu'elles exercent sur le calcaire est devenue le sujet de nombreuses recherches (ex. Bögli 1960, Roques 1961, 1969, Rudnicki 1967, Thraikill 1968).

La vitesse d'enlèvement du CaCO_3 par un mouvement de l'eau coulante et l'action de dissolution étaient parfois confondues (ex. Bögli 1960) avec la vitesse de dissolution. J. Rudnicki (1967) a signalé, qu'il serait utile de distinguer entre la vitesse de dissolution (soit la vitesse de croissance de la quantité du calcaire dissout par unité de volume d'eau) et la vitesse de corrosion (soit la vitesse d'évacuation de la quantité du calcaire par unité de surface de la roche).

Partant de l'équation de la vitesse de dissolution du solide dans le liquide (soit du calcaire dans de l'eau) :

$$\frac{dC}{dt} = k_T \frac{S}{V} (C^* - C)^*$$

et partant de l'équation de la progression de la dissolution dans l'espace en fonc-

tion de la longueur de la voie d'écoulement (Roques 1969) :

$$\frac{dC}{dx} = k_T \frac{1}{U} \frac{S}{V} (C^* - C),$$

l'auteur a proposé (Markowicz-Łohinowicz 1972) le calcul approximatif de la vitesse de corrosion linéaire selon l'équation :

$$X_l = k_T l (C^* - C) \text{ g/m s}$$

.) Selon H. Roques (1969) k_T — coefficient de facilité — est caractéristique du couple solide, liquide et du mode de leur mise en contact ; S — surface de la roche, V — volume d'eau, le rapport S/V caractérise le degré de dispersion du solide dans le liquide, C^ — teneur en CaCO_3 de la solution saturée en équilibre, C — teneur en CaCO_3 mesurée, $(C^* - C)$ — sous-saturation ou l'agressivité d'eau.

(l — périmètre mouillé de la voie d'écoulement d'eau).

L'indice de corrosion linéaire démontre la vitesse d'évacuation de masse du calcaire par unité de longueur de la voie d'écoulement d'eau.

Une difficulté essentielle, selon H. Roques (1969) est la valeur inconnue du coefficient de facilité dans les conditions des réactions en milieux naturels. L'auteur a essayé d'évaluer cette valeur, en partant des équations présentées par H. Roques (1969) et des données mesurées sur le terrain dans les Tatras en août 1972. On a mesuré la teneur en CO_2 et HCO_3^- de l'eau de pluie (échantillon nr. 1) et de cette eau même égouttée d'un lapiés développé à la surface plate d'un bloc de calcaire (échantillon nr. 2). Puis on a mesuré la teneur en CO_2 et HCO_3^- de l'eau d'une petite source des roches cristallines (échantillon nr. 3) et de l'eau qui s'écoulait de cette source s'écoulait sur la paroi calcaire au fond d'un aven (nommé « Ratusz »), restant en contact avec la roche calcaire sur la voie de 5 m (échantillon nr. 4). Les résultats d'analyses sont donnés ci-dessous :

Echant. (nr.)	$p\text{CO}_2$	Teneur en HCO_3^- min med max			Concentration d'équilibre calculée graph.			Agressivité de l'eau calculée graphiquement min med max		
		C	mg/l	CaCO_3	C^*	mg/l	CaCO_3	(C^*-C)	mg/l	CaCO_3
1	$5 \cdot 10^{-4}$	2	7	12		75		63	68	73
2	$6 \cdot 10^{-4}$	20	25	30		80		50	55	60
3	$6 \cdot 10^{-4}$	8	13	18		80		62	67	72
4	$5 \cdot 10^{-4}$	20	25	30		75		45	50	55

Puis on a calculé le nombre d'unités de transfert (NUT) par intégration graphique (selon Roques 1969, p. 473), en partant des teneurs en HCO_3^- et tenant compte des erreurs de l'analyse (± 5 mg/l CaCO_3). Les résultats du calcul sont donnés ci-après :

	Nombre d'unités de transfert (NUT)			
	min	med	max	max/min
Le lapiés	0,120	0,277	0,436	4
La paroi d'aven	0,036	0,216	0,410	10

En employant des équations proposées par H. Roques (1969, p. 472) :

$$\frac{dC}{dx} = k_T \frac{1}{U} \frac{S}{V} (C^* - C),$$

$$\text{soit } \int_{C_1}^{C_2} \frac{dC}{(C^* - C)} = \int_0^L \frac{k_T}{U} \frac{1}{a} dx,$$

$$\text{soit } \frac{C_2}{C_1} \frac{dC}{(C^* - C)} = \frac{k_T l}{U a} L,$$

on a obtenu :

$$k_T = (NUT) U a \frac{L}{l} \text{ soit } k_T = (NUT) Q \frac{L}{l}.$$

On a mesuré sur le terrain le débit d'eau $Q(\text{m}^3/\text{s})$, la longueur de voie d'écoulement $L(\text{m})$, et périmètre mouillé de cette voie $l(\text{m})$, tant en cas de lapiés qu'en cas d'aven. Admettons, qu'en train de prendre des mesures sur le terrain aient été commises des erreurs qui ont influencé les résultats du calcul de coefficient de facilité k_T et, en conséquence, d'indice de corrosion linéaire. Des données ci-dessous démontrent cette influence :

	Débit Q m^3/s	Longueur L m	Péri- mètre l m	k_T m/s	X_L g/m s	$\frac{dC}{dt}$ $\text{g/m}^3 \text{ s}$
le lapiés						
min	$1 \cdot 10^{-7}$	0,5	0,1	$0,6 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$
med	$5 \cdot 10^{-7}$	0,75	0,12	$0,9 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	
max	$1 \cdot 10^{-6}$	1,0	0,14	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	
max/min	10	2	1,4	50	83	
l'aven						
min	$2,5 \cdot 10^{-4}$	4,0	0,30	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-1}$
med	$5 \cdot 10^{-4}$	5,0	0,35	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	
max	$1 \cdot 10^{-3}$	6,0	0,40	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	
max/min	4	1,5	1,3	47	72	

Malgré une erreur très importante de calcul (valeur maxima par rapport aux minima montent presque à centaine de fois), l'indice de corrosion linéaire pourrait être utile en train d'évaluation des vitesses relatives de développement de diverses formes d'érosion chimique dans les karsts.

On voit, ci-dessus, que l'agressivité de l'eau étant du même ordre de grandeur, le périmètre mouillé étant à peu près redoublé, la vitesse de corrosion linéaire est presque de 5 000 (cinq mille) fois plus grande en cas de paroi d'aven « Ratusz » qu'en cas de lapiés sur un bloc de calcaire plat, arrosé par de l'eau agressive de pluie, tandis que la vitesse de dissolution est seulement dix fois plus grande.

De ce point de vue l'influence des quatre phases chimiques de dissolution du calcaire (évoquées par Bögli, 1960) sur la morphologie des terrains karstiques n'est pas aussi grande qu'on le pensait. C'est, comme le soulignait H. Roques (1969), l'agressivité de l'eau et le mode de mise en contact du couple solide-liquide qui jouent le rôle le plus important.

La théorie des transferts de masse présentée par H. Roques (1969) permet d'étudier l'influence morphogénétique en terrains karstiques des facteurs tels que les conditions climatiques (par ex. : température, pluviosité) et conditions géologiques (par ex. résistance différentielle des roches carbonates aux actions chimiques, zones faibles où la concentration d'écoulement d'eau aurait lieu).

L'auteur voudrait exprimer l'espoir, que l'exemple de corrosion linéaire ainsi calculée sous le rapport de la vitesse serait utile dans les recherches en géomorphologie dynamique des terrains calcaires. Connaissant la valeur des indices de corrosion linéaire on pourrait, par exemple, comparer la vitesse d'évolution des grottes ou estimer combien de temps faudrait-il, dans telles ou telles conditions climatiques, pour qu'une grotte à dimensions connues se forme.

BIBLIOGRAPHIE

- BÖGLI A., 1960 : Les phases de dissolution du calcaire et leur importance pour les problèmes karstiques. *Rass. Speleol. Ital.*, vol. 12, nr. 4, Como.
- CORBEL J., 1959 : Érosion en terrain calcaire, vitesse d'érosion et morphologie. *Ann. Géogr.*, vol. 66, nr. 366, Paris.
- 1964 : L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes — Techniques — Résultats). *Ibid.*, vol. 73, nr. 398.
- MARKOWICZ-ŁOHINOWICZ M., 1972 : L'activité chimique des eaux karstiques. *Speleologia*, vol. VII, nr. 1 — 2, Warszawa.
- ROQUES H., 1961 : Eléments pour une cinétique des phénomènes karstochimiques. *Ann. Spéleol.*, vol. 16, nr. 4, Moulis-Ariège.
- 1969 : Problèmes de transferts de masse par l'évolution des eaux souterraines. *Ann. Spéleol.*, vol. 24, nr. 3, Moulis-Ariège.
- RUDNICKI J., 1967 : Origin and age of the Western Tatra caverns. *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, nr. 4, Warszawa.
- THRAIKILL J., 1968 : Chemical and hydrological factors in the excavation of limestone caves. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, nr. 1, Boulder.

RELATIONS DEBIT-TENEURS ET DEBIT-EROSION DANS LES KARST MÉDITERRANÉENS

Jean Nicod

Institut de Géographie, Aix-en-Provence, France

Recherches effectuées sous la direction de J. Nicod par J. Leven, Olive, B. Hakim. Mesures périodiques effectuées par M. Guendon, analyses par Mme Sistach (Laboratoire de Géographie Physique). Renseignements hydrologiques fournis par le Cabinet Ruby (13 les Milles), le B. R. G. M. Marseille, le Service hydrologique de la Société du Canal de Provence (13 - Le Tholonet).

Nos recherches ont été effectuées sur un nombre important de sources, exurgences karstiques de Basse Provence calcaire (fig. 1) choisies soit en fonction de leur intérêt spécifique (impluvium calcaire ou dolomitique, dans des régions de conditions bioclimatiques différentes) soit dans le cadre de l'étude particulière d'un secteur : Bassin de la Roquebrussanne et partie orientale de la Sainte Baume. Nous avons utilisé, aussi, à titre de comparaison, les travaux de B. Hakim sur la rivière souterraine de Jeita, au Liban (B. Hakim 1972).

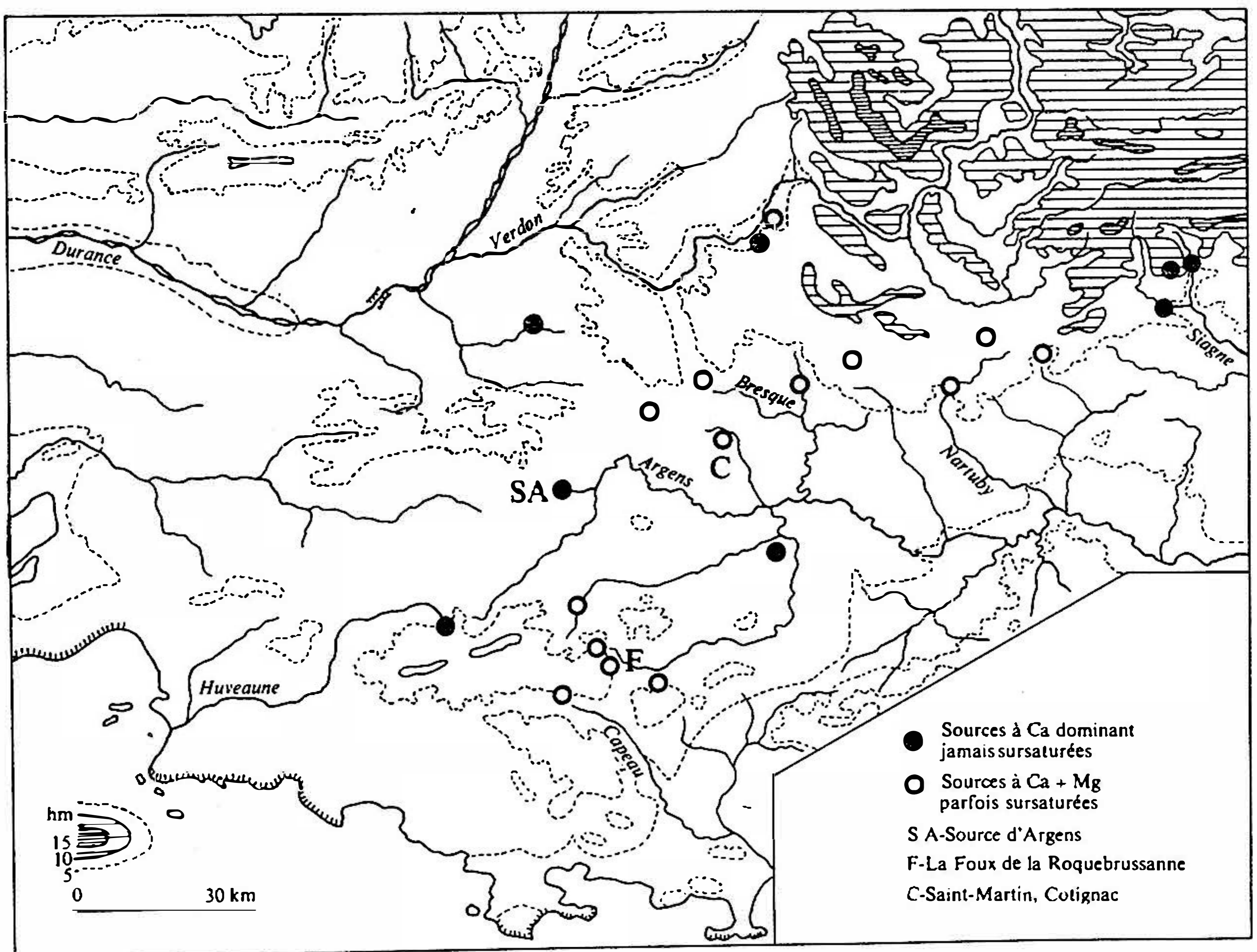


Fig. 1.

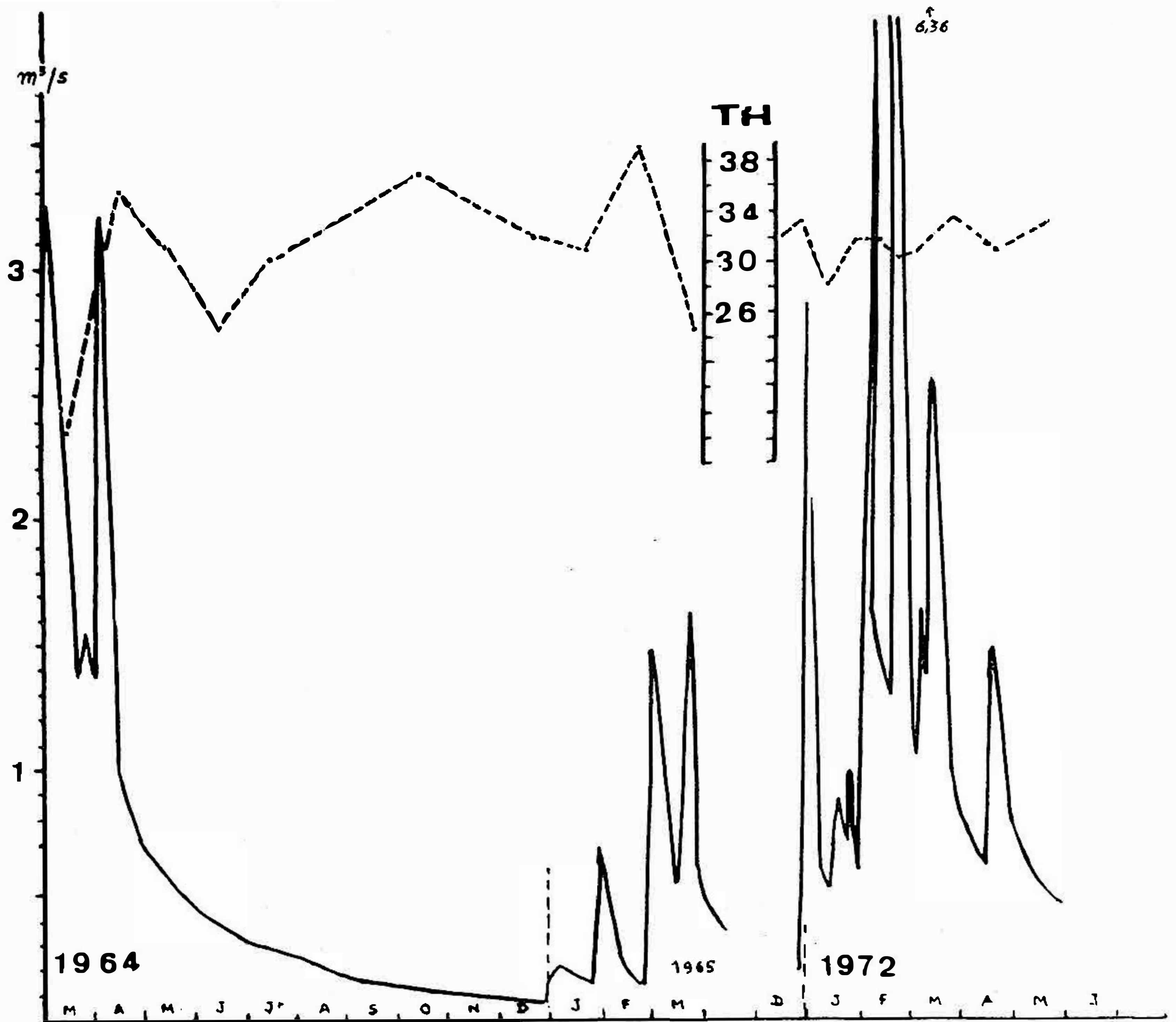


Fig. 2. Variation du débit et du titre hydrotim. TH de la Source d'Argens à Seillons (Var) en 1964—1965 et 1971—1972.

Les trois thèmes d'étude concernant nos exurgences sont :

— Etude des variations hydrologiques, bilans annuels, nature et agencement du réservoir karstique.

— Etude des variations des caractères physiques (température, pH) et chimiques de l'eau en fonction des débits, analyse des courbes d'équilibre, variation du rapport (Mg/rCa).

— Etude des variations du tonnage des carbonates exportés en fonction du débit (variations débit — érosion).

C'est sur ces deux derniers thèmes que portent notre communication, nous renvoyons pour le premier, à nos publications antérieures (J. Nicod 1969—1970).

VARIATIONS DÉBIT-TENEURS

Le régime des exurgences des karsts méditerranéens est simple. On pourrait le qualifier de pluvial exagéré et différé, comme le montre la courbe des débits de la Source d'Argens. L'année se décompose en deux périodes. La saison froide, période des précipitations importantes et efficaces, se traduit par une série de pulsations. Un déphasage s'introduit en général entre la date des premières pluies et des premières crues, ou bien si les averses d'automne sont considérables les crues correspondantes sont atténuées ; ces particularités du régime automnal

sont à mettre en relation avec la reconstitution de la réserve hydrique du sol, et surtout de la réserve karstique. La saison chaude est celle des débits soutenus, décroissants, en régime non influencé, la courbe de décrue régulière exprime le destockage karstique. L'étude des teneurs totales en carbonates (titre hydrotimétrique TH)⁽¹⁾ montre des variations en sens inverse de la teneur totale et du débit. En été, et surtout en automne, lorsque la décrue se prolonge en cette saison, les teneurs sont plus fortes que pendant les pulsations hivernales (fig. 2). Le rapport rMg/rCa varie dans le même sens que les teneurs. C'est pendant l'étiage que prédomine l'infiltration lente des eaux, donc un meilleur contact avec la roche et la circulation dans les aquifères poreux, profonds, dans les dolomies ; par ailleurs, nous avons montré (J. Nicod 1971) que la dissolution de la dolomite décroît moins vite que celle de la calcite avec l'élévation de la température de l'eau. L'étude comparée des teneurs (TH) en carbonates et du pH) faite avec les courbes de Roques (rectification importante des courbes de Tillmanns par les teneurs faibles et les pH élevés) montre que la sursaturation est atteinte en été, pour un certain nombre de sources, et se prolonge au cours de l'automne, si celui-ci est sec. Les observations faites par J. Leven en 1970 ont complété les nôtres en 1966—1967 : ainsi dans le bassin de la Roquebrussanne la sursaturation a été de règle aux sources du Trians, de Font-Robert, de Saint Martin et de Saint-Médard.

La multiplication des observations doit permettre de nuancer les remarques en ce domaine. Entre les sources qui accumulent toujours des tufs (par exemple celle qui alimente la fontaine du Champignon de Barjols) et celles qui n'en donnent jamais (Source d'Argens), la plupart présentent des eaux différentes en hiver et en été. Et on peut rechercher aussi des variations d'une année à l'autre. Ainsi la source d'Argens, pour la période 1971—1972, caractérisée par des pluies abondantes, un fort remplissage hivernal, et un débit soutenu pendant l'été, présente une variation faible du TH et du pH, et la saturation était loin. Ce fut l'inverse au cours de la période 1964—1965, le stockage de l'hiver 1964—1965 ayant été particulièrement déficient, et la saturation fut proche d'être atteinte deux fois (tab. 1).

Tabl. 1

Variations extrêmes des caractéristiques de la Source d'Argens à Seillons

	1971—1972	1964—1965
TH minimal	28	24,6
maximal	33,5	37,2
pH minimal	6,7	6,7
maximal	7,1	7,2

Lors des premières pluies, les forts débits enregistrés ne se traduisent pas, en général par une baisse immédiate des teneurs, mais on constate au contraire

¹ — TH exprimé en degrés français. Un degré = 10 mg/l de CaCO₃ ou 8,4 mg/l de Mg CO₃.

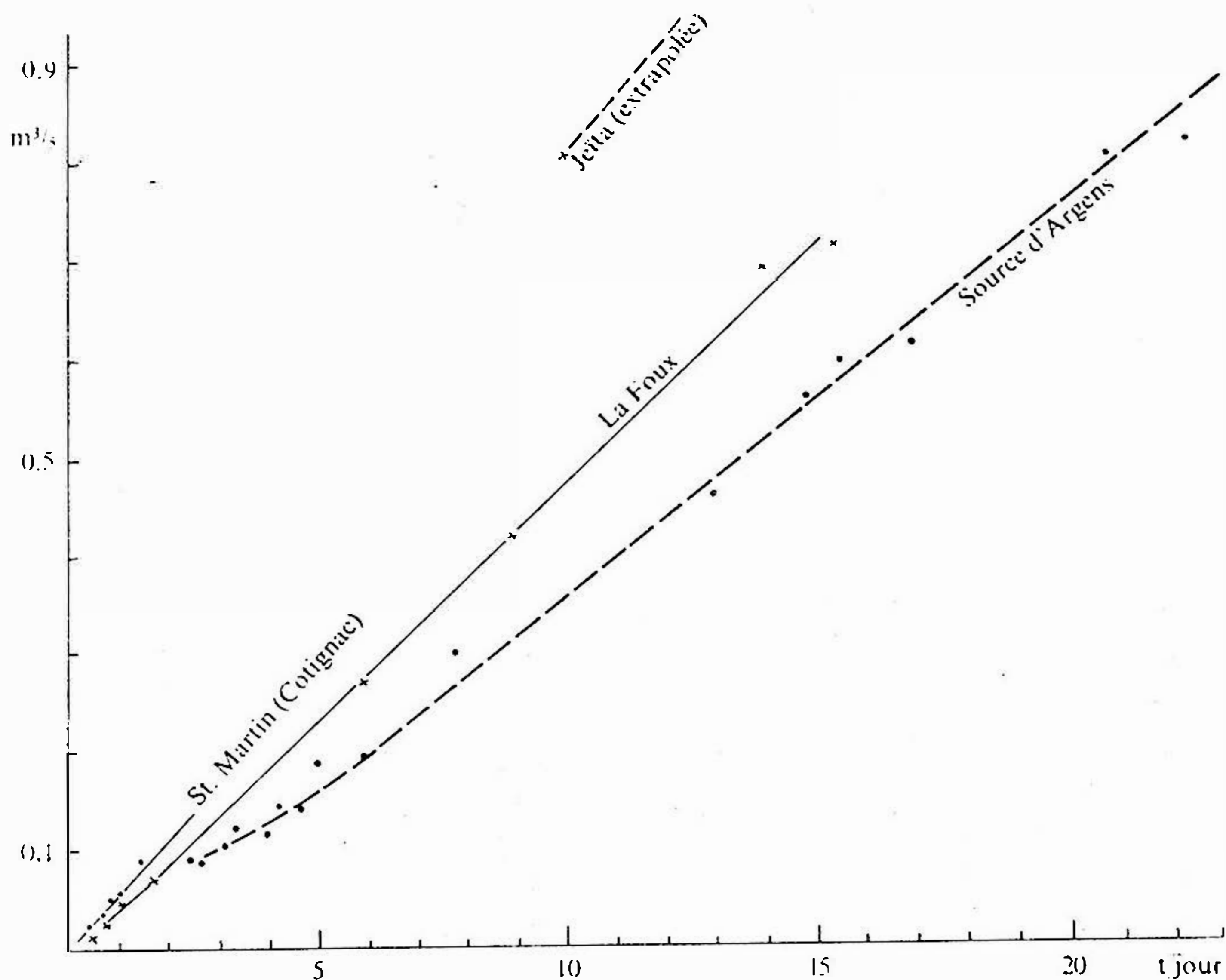


Fig. 3. Relation débit et tonnage de carbonates exportés de trois sources : Source d'Argens à Seillons, La Foux de la Roquebrussanne, Saint-Martin de Cotignac.

un TH toujours élevé. Nous pensons qu'il s'agit de l'expulsion des eaux à forte teneur stockées dans le karst . . . mais bien sûr, cela varie avec le dispositif des sources de la nature des aquifères karstiques correspondants. Le rapport rMg/rCa , que nous avons déjà étudié dans des publications précédentes, présente des particularités intéressantes. Il peut s'approcher de 1 dans le cas d'exurgences d'aquifères dolomitiques, comme la source du Saint Rosaire à Toulon, la source du Gapeau et celle de Beaupré à Signes. En théorie, il ne devrait pas dépasser 1, puisque dans une roche dolomitique à 100 % de dolomite, les deux carbonates sont en proportion équimoléculaire (la dolomite étant de formule $MgCa(CO_3)_2$). En réalité on observe parfois un rapport supérieur à 1, et il s'explique par la précipitation préférentielle de la calcite dans les cavités. C'est ce que J. Leven (1971) a observé dans les eaux du lac souterrain W du Regai de Néoules : de nombreuses concrétions s'étalent à la surface du lac et dans le ruisseau qui l'alimente, beaucoup sont en forme de champignons dont le chapeau affleure au plan d'eau. L'augmentation du taux de magnésium est une conséquence de la précipitation abondante de la calcite dans les cavités aérées.

RELATION DÉBIT ÉROSION

Connaissant les teneurs et les débits correspondants nous avons calculé, avec l'aide de B. Hakim le tonnage quotidien exporté par un certain nombre de sources.

Si Q est le débit en l/s et m la minéralisation en mg/l soit 10 TH). Ce tonnage est de $Qm \times 86\,400$.

ou exprimé en tonnes $T_j = Q_m \times 86\,400 \times 10$;

L'analyse des variations de T_j (tonnage quotidien exporté) en fonction du débit, opéré par méthode graphique (cf. les travaux de Iv. Gams et A. Pitty) montre que les points correspondants aux valeurs respectives de T et de Q sont disposés suivant une courbe qui devient une droite à partir d'une certaine valeur (fig. 3). En effet, à l'exception du cas particulier signalé supra (expulsion d'un stock d'eau accumulée), la teneur m varie en général en fonction inverse du débit, pour des débits médiocres. Le tonnage exporté $T = Q m$ croît donc plus vite Q . A partir d'un certain débit, la teneur devient pratiquement constante, et le tonnage exporté Qm croît linéairement avec le débit. La courbe devient donc une droite, dont la pente est déterminée, en coordonnées arithmétiques, par la minéralisation. Cette pente est caractéristique d'une exurgence, ou plus généralement d'un massif karstique. Des recherches ultérieures permettront de préciser

— pourquoi à partir d'une certaine valeur du débit la minéralisation est constante dans nos exurgences provençales (cf. également les travaux de C. Rousset 1971).

— Si cette minéralisation constante s'observe pour les très grands débits (nous ne le pensons pas, mais nous n'avons pas assez de points pour construire la courbe).

Telle qu'elle est établie, la courbe des tonnages quotidiens exportés permet d'affiner nos connaissances sur le bilan de dissolution, donc sur l'érosion karstique. On sait qu'une méthode approchée est donnée par la formule de Corbel :

$$\text{Dissolution spécifique} = \frac{4 E T}{100} \text{ en m}^3/\text{km}^2/\text{an} \text{ ou mm par millénaire dans}$$

laquelle E est la valeur de l'écoulement en dm, et T , dans cette formule, la teneur moyenne en mg/l (m dans notre formule).

Dans l'application de cette formule, on associe le plus souvent une valeur E , résultant de l'observation précise sur de nombreuses années et une mesure épisodique de la minéralisation (T ou m).

L'établissement de la courbe des tonnages journaliers exportés permet d'avoir par interpolation, au contraire, autant de valeur de la teneur en carbonates que de valeur de débit. Connaissant celui-ci on peut calculer avec précision le tonnage annuel exporté. Connaissant les débits moyens annuels, on peut étudier les variations d'une année à l'autre, du tonnage annuel exporté.

Si on divise le tonnage annuel exporté par la densité du calcaire (2,7) et par la surface de l'impluvium, estimé par des considérations géologiques, on obtient année par année la dissolution spécifique en $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$. Le tableau 2 donne quelque aperçu de ses variations d'une année à l'autre.

En conclusion nos recherches montrent que dans nos exurgences karstiques méditerranéennes, sauf à l'étiage et peut être par forte crue, le tonnage de carbonates exporté est proportionnel au débit. On peut donc calculer avec une grande précision le volume de carbonates exporté et la dissolution spécifique pour des périodes hydrologiquement différentes, et apprécier par là avec plus de sûreté cette dernière valeur.

Tab. 2

Source d'Argens (impluvium estimé à 80 km², J. Nicod 1967)

Année	Débit moyen l/s	Tonnage annuel exporté (en t)	Volume exporté m ³	Dissolution spécifique m ³ /km ² /an
1963	1.100	10.840	4015	50,2
1966	620	6.110	2260	28,2
1967	175	1.724	637	7,8
1971	570	5.617	2078	25,9

Valeur en appliquant la formule de J. Corbel pour les années 1964–1966 (J. Nicod 1967) 37.

BIBLIOGRAPHIE

- CORBEL J., 1957 : Les Karst du Nord Ouest de l'Europe. Thèse Lyon.
- CAMS I., 1971 : Effect of runoff on corrosion intensity, Oxford, Karst denud.
- HAKIM B., 1972 : Analyse du contenu dissous de certaines sources du Liban. Mém. Maîtrise, Beyrouth.
- LEVEN J., 1971 : Le bassin de la Roquebrussane, essai d'hydrogéologie et d'hydrochimie karstique. Mém. Maîtrise, Aix.
- NICOD J., 1967 : Recherches morphologiques en Basse-Provence Calcaire, Thèse, Aix.
- 1969 : Sur le régime de quelques sources karstiques de Provence. Le problème des réservoirs karstiques. Bull. Sect. Geog. Comité Trav. hist. et Scientif., LXXX.
- 1970 : Essai sur les facteurs du régime des sources karstiques. Actes 93^e, Congrès Sociétés Savantes, Tours 1968, Section Géographie.
- 1971 : Quelques remarques sur la dissolution des dolomies. Bull. Ass. Géog. Fr., 389–390, p. 247–261.
- OLIVE, 1972 : L'Est de la Sainte Baume. Mém. Maîtrise, Aix.
- PICKNETT E., 1971 : The pH of calcite solution with and without magnesium. Meeting on Karst Denudation, Oxford.
- PITTY A., 1971 : The contrast between Derbyshire and Yorkshire. Ibidem.
- ROUSSET C., 1971 : Réseaux homogènes et réseaux hétérogènes des karsts du Sud-Est de la France, rôle équilibrant du milieu karstique en matière de dissolution de carbonates. Bull. Ass. Geog. Fr. 389–390, p. 263–267.

Cb 010

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DES CINÉTIQUES DE PRÉCIPITATION DES CARBONATES DE CALCIUM

H. Roques

Institut National des Sciences Appliquées, Département Chimie, Toulouse, France

Travail réalisé en collaboration avec A. Girou Maître Assistant à l'Institut National des Sciences Appliquées de Toulouse

Nous avons utilisé un dispositif expérimental représenté en fig. 1 et des conditions opératoires permettant d'isoler cinétiquement l'étape de transfert de matière à l'interface solide-liquide dans un système $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$.

Les courbes de précipitation expérimentales de CaCO_3 ont une allure générale que l'on peut schématiser comme en fig. 2 et sur lesquelles on peut distinguer plusieurs régions :

— la partie AB correspond au temps de latence. Durant cette période, la germination n'est pas encore réalisée. La solution est en équilibre métastable ;

— la partie BF correspond à la précipitation proprement dite. Elle est représentative de la vitesse de croissance des germes cristallins formés durant la première partie.

Nous avons procédé à une étude expérimentale détaillée de ces courbes.

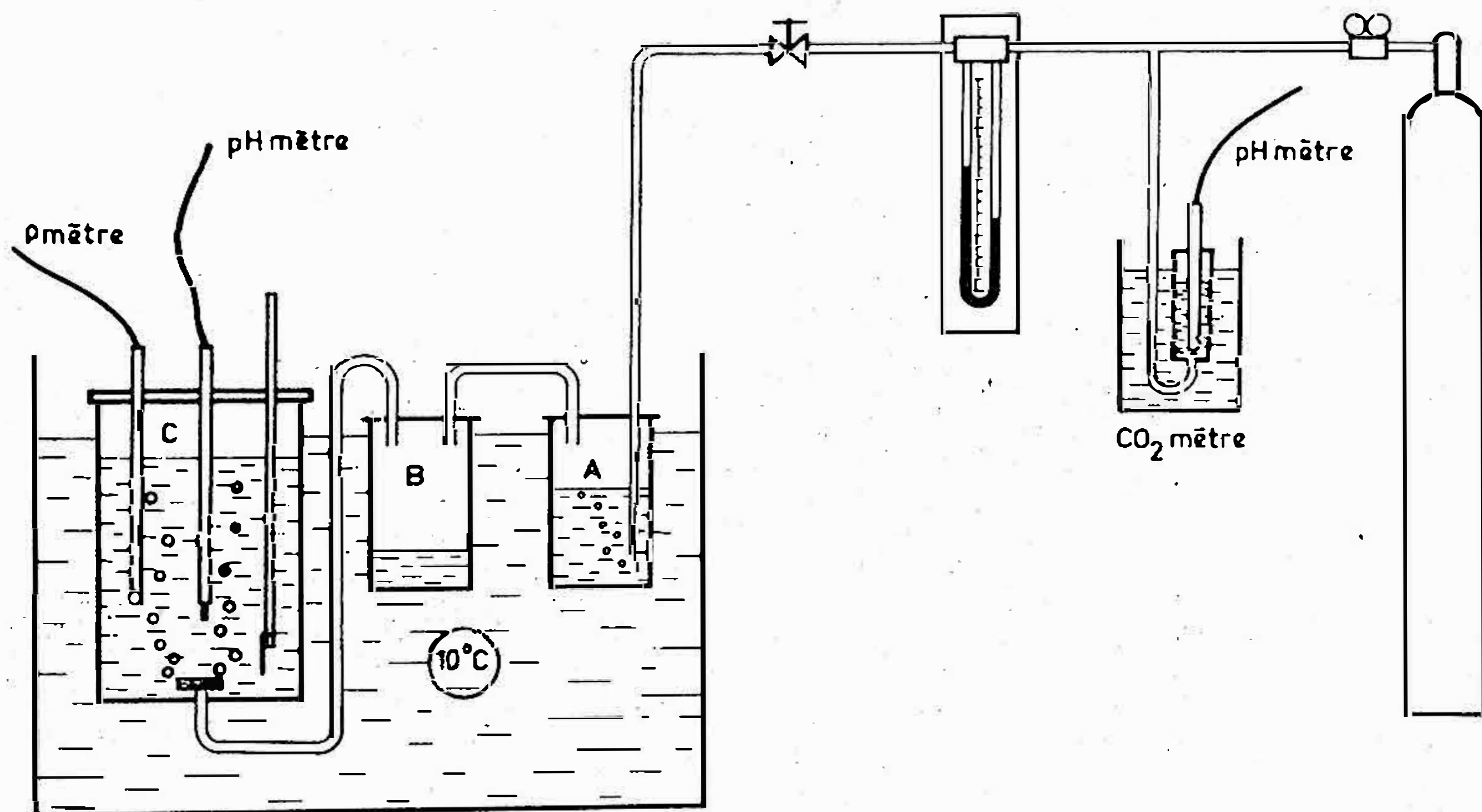


Fig. 1.

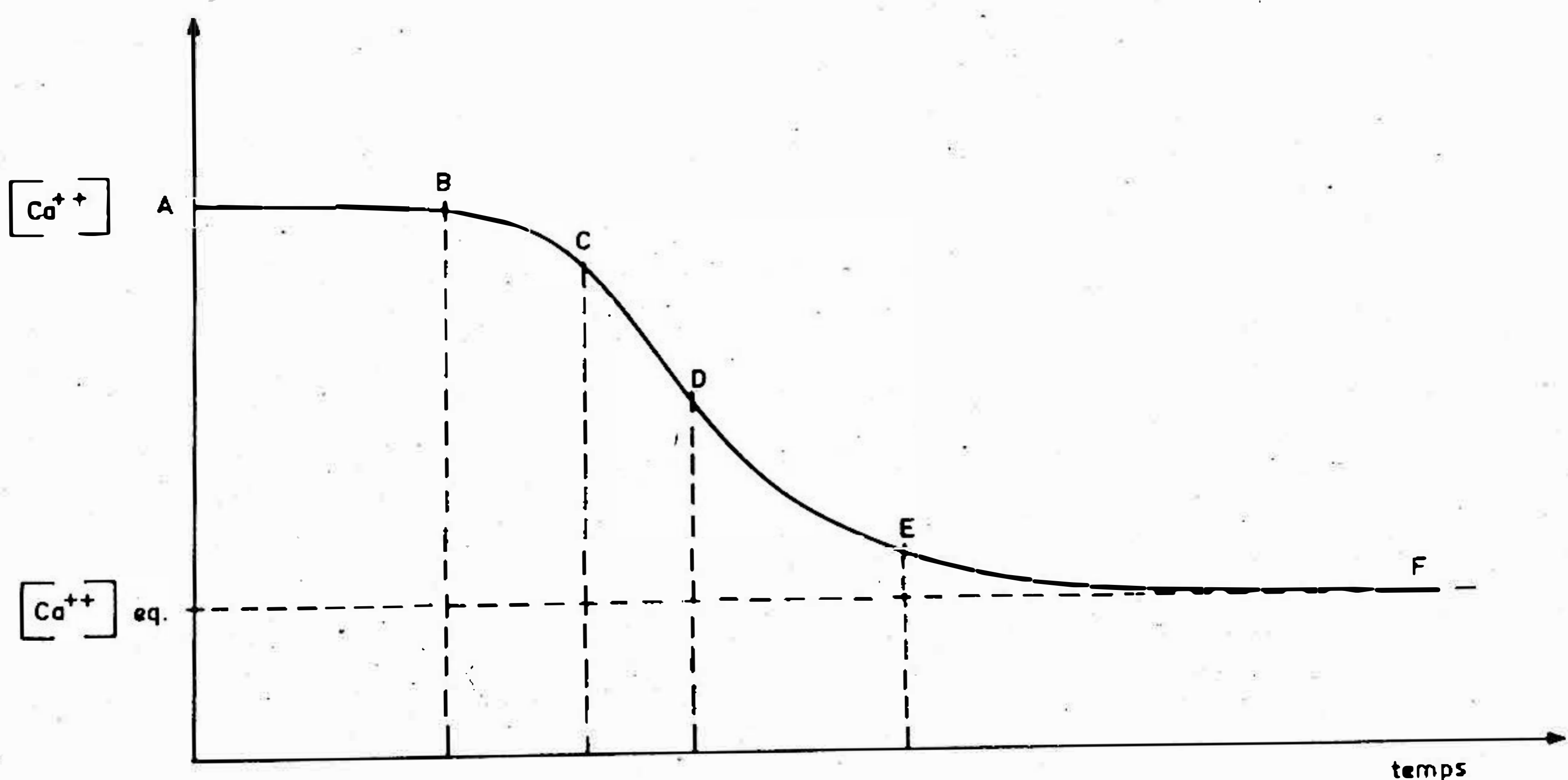


Fig. 2.

PÉRIODE DE GERMINATION

Il semble exister une relation entre temps de latence (ou son inverse : la vitesse de germination) et la variété cristalline qui apparaît. Grosso modo, on peut dire qu'à 30 °C, l'apparition de vatérite correspond aux vitesses de germination les plus faibles. La calcite apparaît pour les valeurs moyennes de cette vitesse. Des zones de recouvrement existent.

A 10 °C, la même règle s'applique à la calcite et à la vatérite mais avec des vitesses plus petites en valeur absolue. Par contre, dans ces conditions de température, l'aragonite n'est jamais obtenue expérimentalement.

A 50 °C, le décalage des valeurs absolues de vitesse de germination se fait au contraire par excès et la plage d'apparition de l'aragonite se développe fortement pour envahir pratiquement tout le domaine des eaux naturelles au-dessus de 70 °C.

Pour une configuration de cellule donnée, on peut tracer dans le plan $\{[Ca^{++}], P_{CO_2} \text{ équilibrante } (^{\circ})\}$, les divers domaines d'apparition de ces trois variétés [(1), (2) et (3)]. Cette construction est donnée en fig. 3.

Indépendamment de la nature du cristal qui apparaît, il existe à une température donnée, une relation entre la vitesse de germination et la vitesse de croissance à l'origine, comme le montre la fig. 4. Le modèle empirique obtenu est de la forme :

$$\log T_g = - 0,6 \log V_o + 1,8 \quad \text{à } 10 \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

avec:

T_g = temps de latence expérimental en minutes, V_o = vitesse initiale de précipitation en mg/l-mn.

(^o) P_{CO_2} = pression partielle de CO_2 dans la phase gazeuse surmontant la solution.

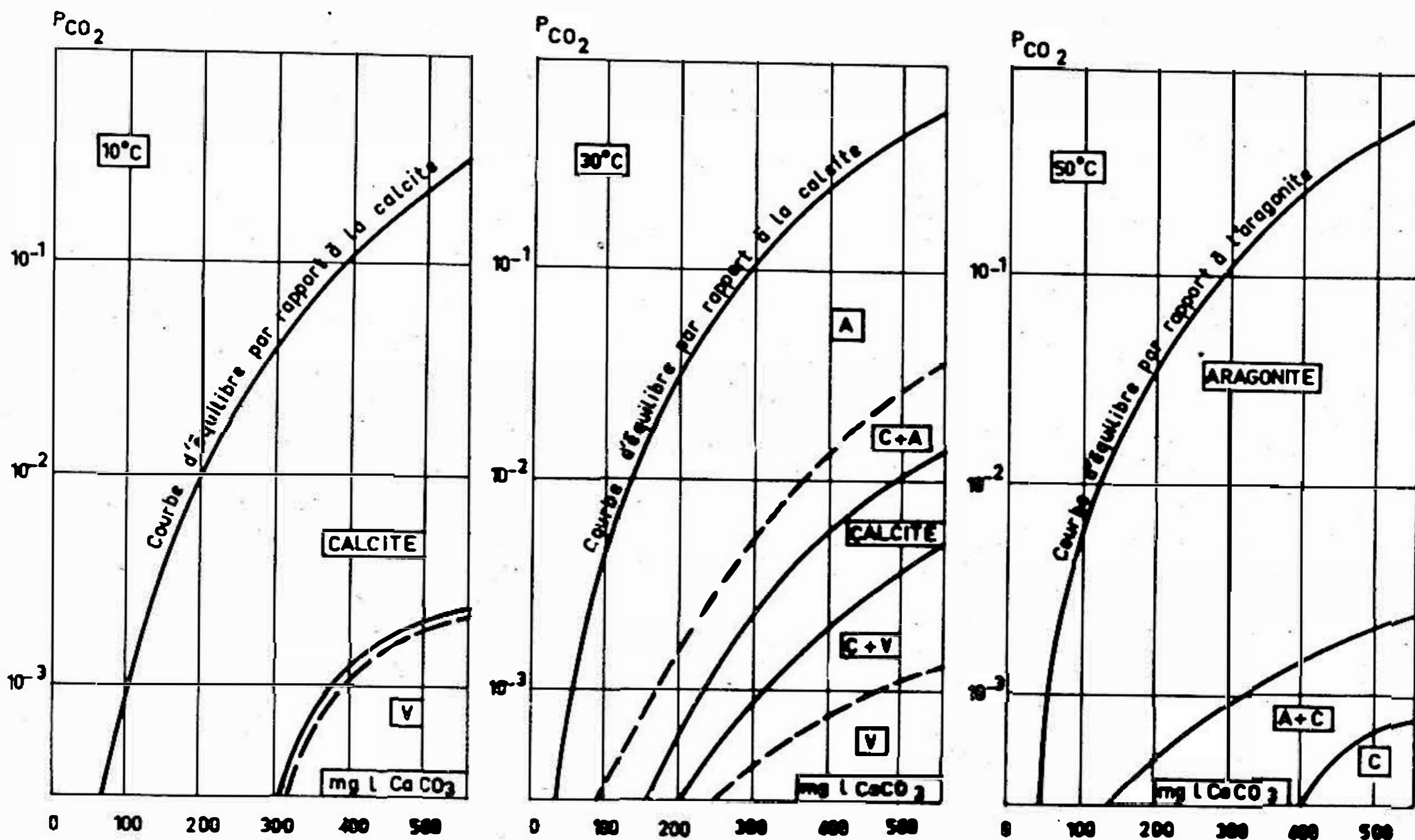


Fig. 3.

Ce temps de latence est fortement influencé par :

- l'état et la matière des surfaces de la cellule de mesure,
- le hold-up des bulles de gaz dans la cellule,
- l'agitation du milieu,
- le degré de dépassement,
- la température.

Les deux premiers postes trahissent l'importance des phénomènes de germination hétérogène alors que les trois derniers agissent sur la germination homogène.

L'agitation qui est un paramètre difficile à définir et à mesurer a fait l'objet d'une étude spéciale dans des cellules aérées et agitées mécaniquement. Pour une configuration de cellule donnée, la variation de la vitesse de germination

($Vg = \frac{1}{Tg}$) en fonction du nombre de Reynolds de l'agitateur a l'allure représentée en fig. 5.

On constate que :

- aux faibles vitesses de rotation (partie PQ) l'agitation augmente Vg en accroissant la vitesse de diffusion des ions en solution (action sur la germination homogène) ;
- au-delà de 800 t/mn (partie QR) la très forte et très brusque augmentation de hold-up augmente fortement Vg (action sur la germination hétérogène) ;
- au-delà de 3 000 t/mn (partie RS), la vitesse de germination semble sous

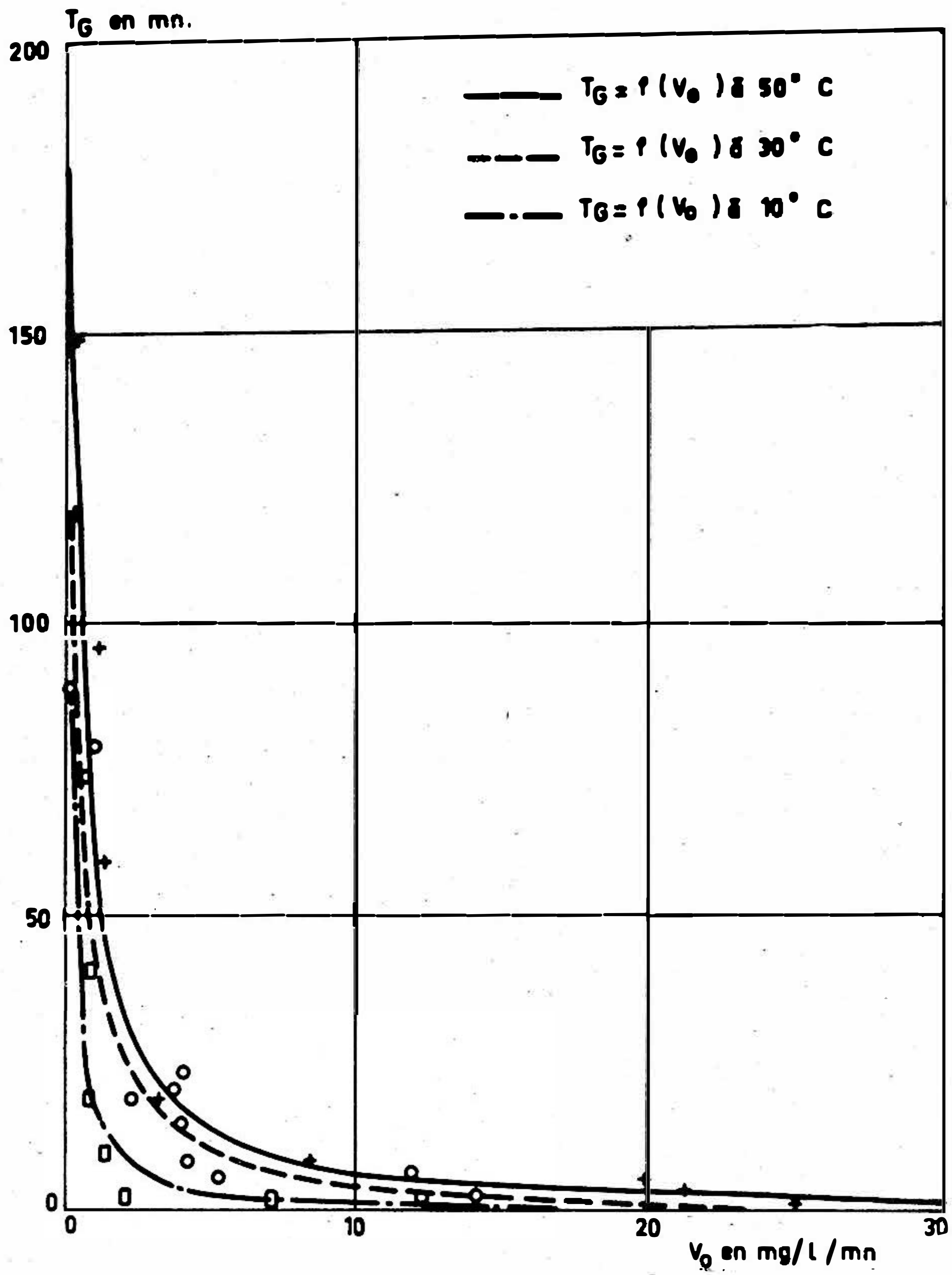


Fig. 4.

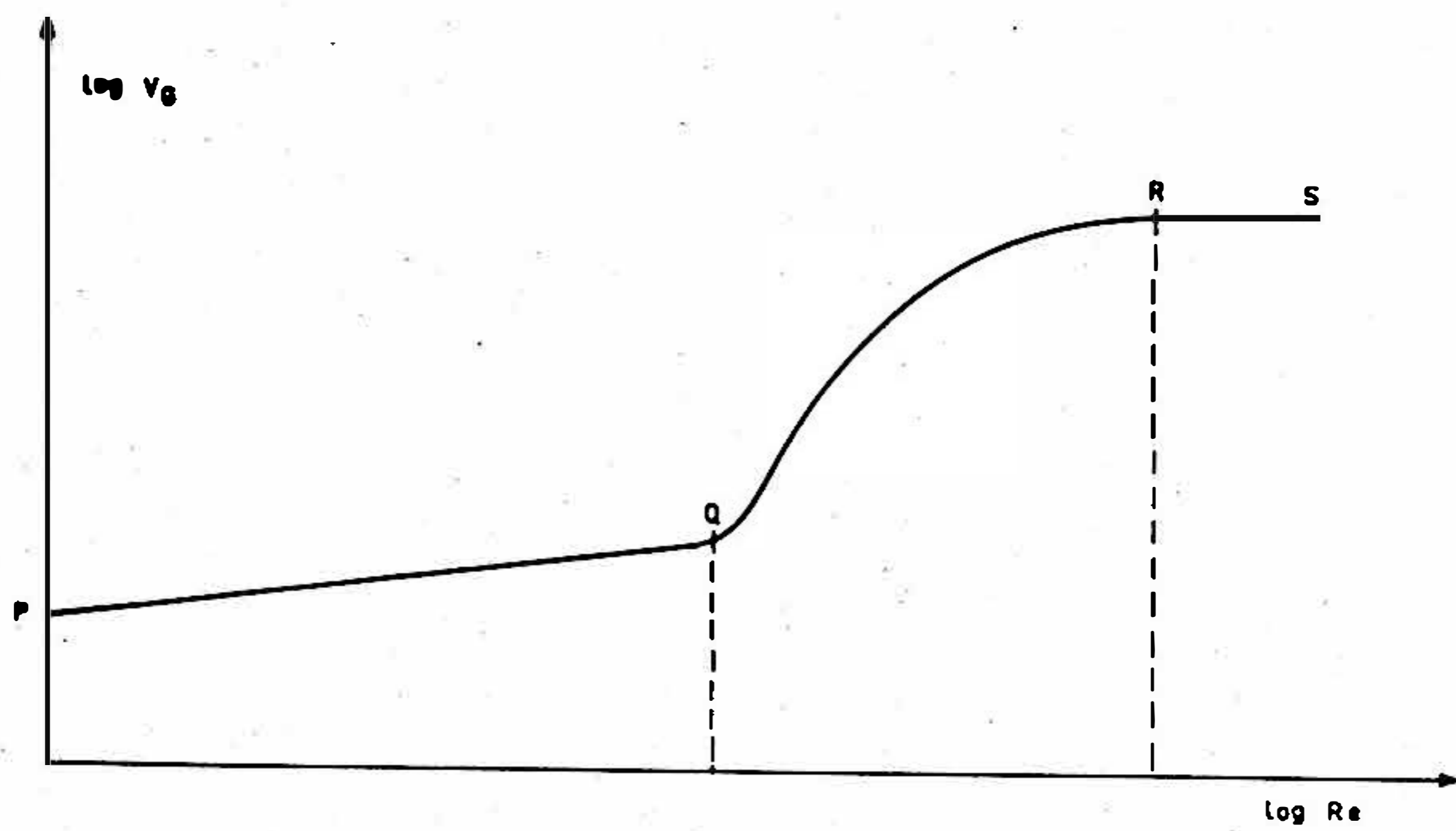


Fig. 5.

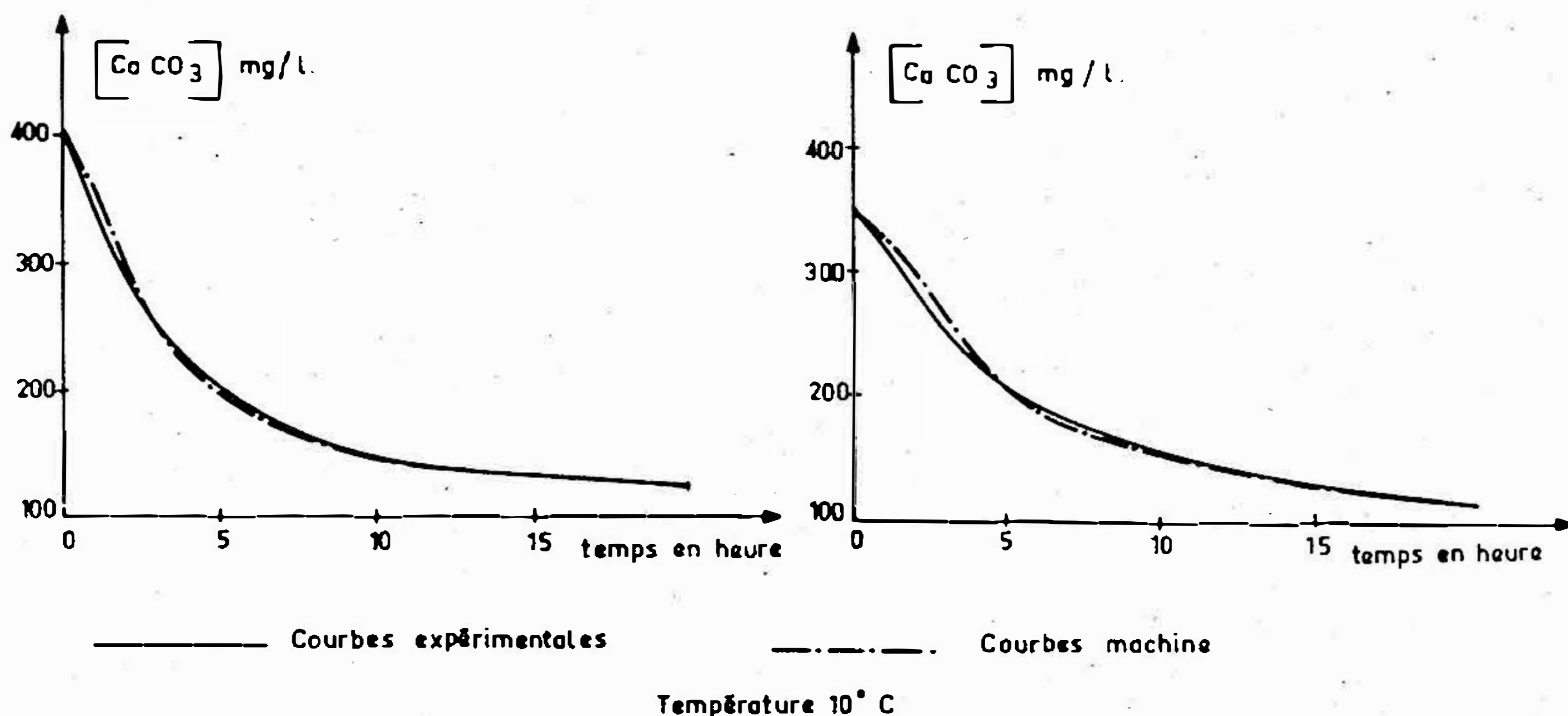


Fig. 6.

le contrôle cinétique des réactions de surface (pas d'action de l'agitation sur la germination hétérogène).

La mesure expérimentale des temps de latence a permis de calculer les énergies superficielles des différentes variétés allotropiques.

Ces mesures ont confirmé l'existence d'une forte composante hétérogène dans les phénomènes de germination des carbonates de calcium.

PÉRIODE DE CROISSANCE DES CRISTAUX

Diverses constatations expérimentales nous ont conduit à découper la courbe de précipitation (partie BF de la fig. 2) en 4 zones distinctes :

- dans la partie BC, l'élément cinétiquement limitant est la vitesse de diffusion des ions entre la solution et les faces cristallines ;

- dans la partie CE, la vitesse de diffusion des ions et les vitesses de désolvatation et d'insertion des ions dans le motif cristallin (réactions de surface) sont du même ordre de grandeur ;

- dans la partie ED, l'élément cinétiquement limitant est la vitesse de réaction de surface directe. On est encore assez loin de l'équilibre pour négliger la vitesse de réaction de surface inverse ;

- dans la partie DF, les deux vitesses de réaction de surface directe et inverse sont du même ordre de grandeur et interviennent conjointement.

Ce découpage qui n'était au départ qu'une hypothèse a permis de bâtir un modèle mathématique que nous avons pu vérifier avec une excellente approximation à partir d'un programme de calcul exploitant les données expérimentales. La fig. 6 donne à titre de comparaison, les tracés calculés et expérimentaux de deux essais effectués à 10 °C.

Accessoirement, le calcul machine a permis d'ajuster, par régressions, les valeurs numériques des coefficients de vitesse introduits dans le modèle [c. f. (5)].

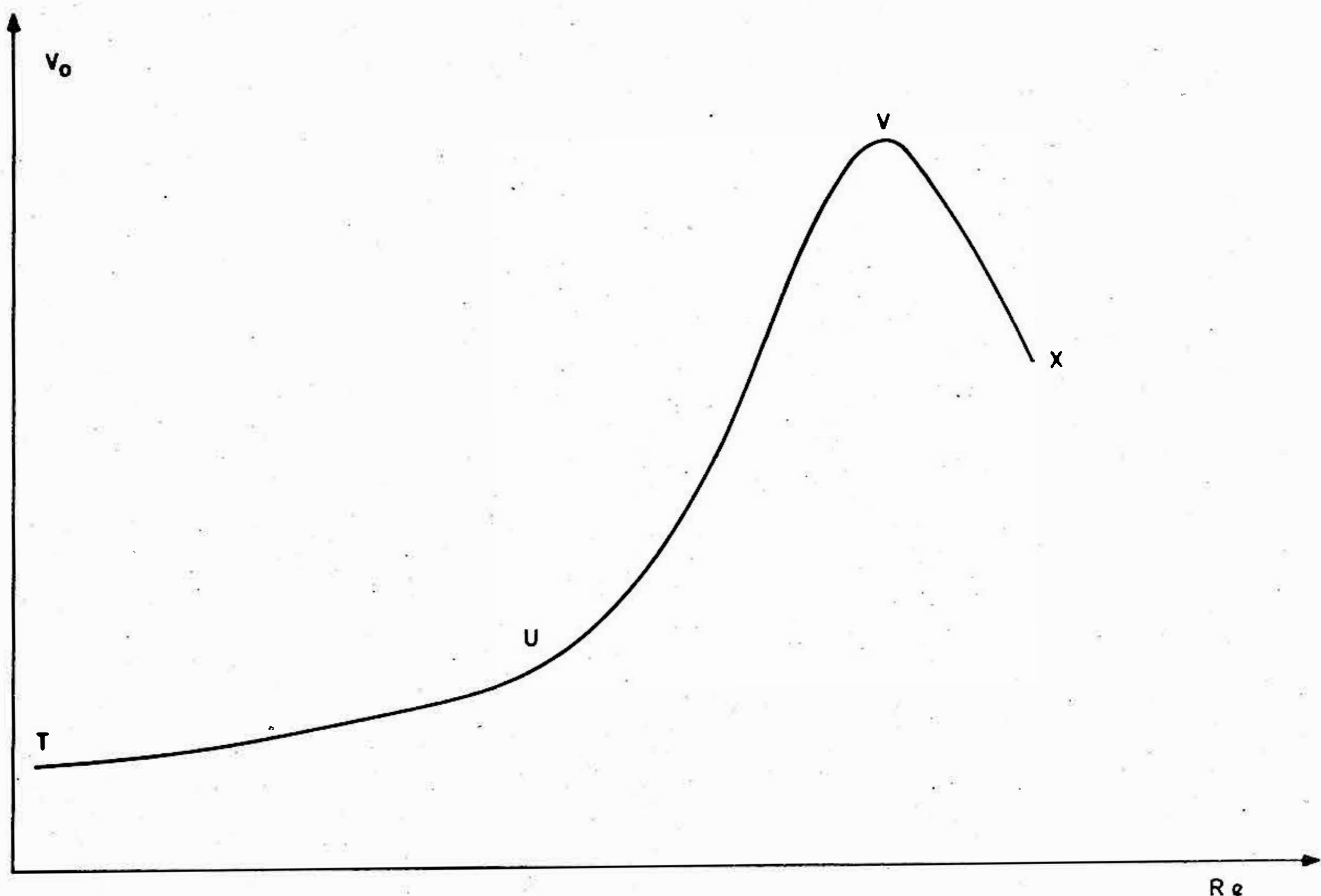
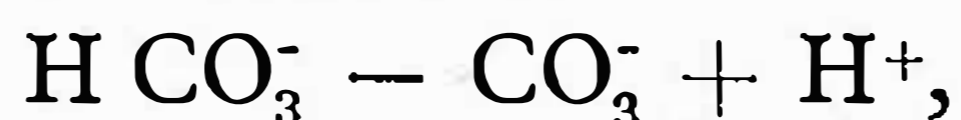


Fig. 7.

Les phénomènes de diffusion prédominants dans la première partie de la courbe de précipitation (partie BC), ont fait l'objet d'une approche analytique théorique. On peut en effet concevoir plusieurs schémas cinétiques différents selon que l'on se place dans l'une ou l'autre des hypothèses suivantes :

— l'ion HCO_3^- , très fortement prédominant en solution devant CO_3^{2-} aux pH considérés, migre à travers la couche limite avant de réagir selon :



au voisinage immédiat de la surface cristalline. Il fournit ainsi l'ion CO_3^{2-} ultérieurement inclus à cette surface. Il faut alors considérer un flux de migration d'ion H^+ en sens inverse.

— l'ion HCO_3^- se transforme selon la même réaction dans la solution et c'est l'ion CO_3^{2-} qui migre à travers la couche limite.

Malgré des constantes de diffusivité différentes pour les divers ions considérés, des considérations de nécessaire compensation des charges électriques déplacées amènent à la conclusion que, du point de vue formel, le modèle mathématique de cette étape est le même dans tous les cas.

Si on utilise, comme critère global de vitesse de croissance cristalline, la vitesse à l'origine v_0 , l'expérience montre qu'elle est fonction :

- du degré de dépassement,
- de la température,
- de l'agitation du milieu.

Ce dernier paramètre a également fait l'objet d'une expérimentation parti-

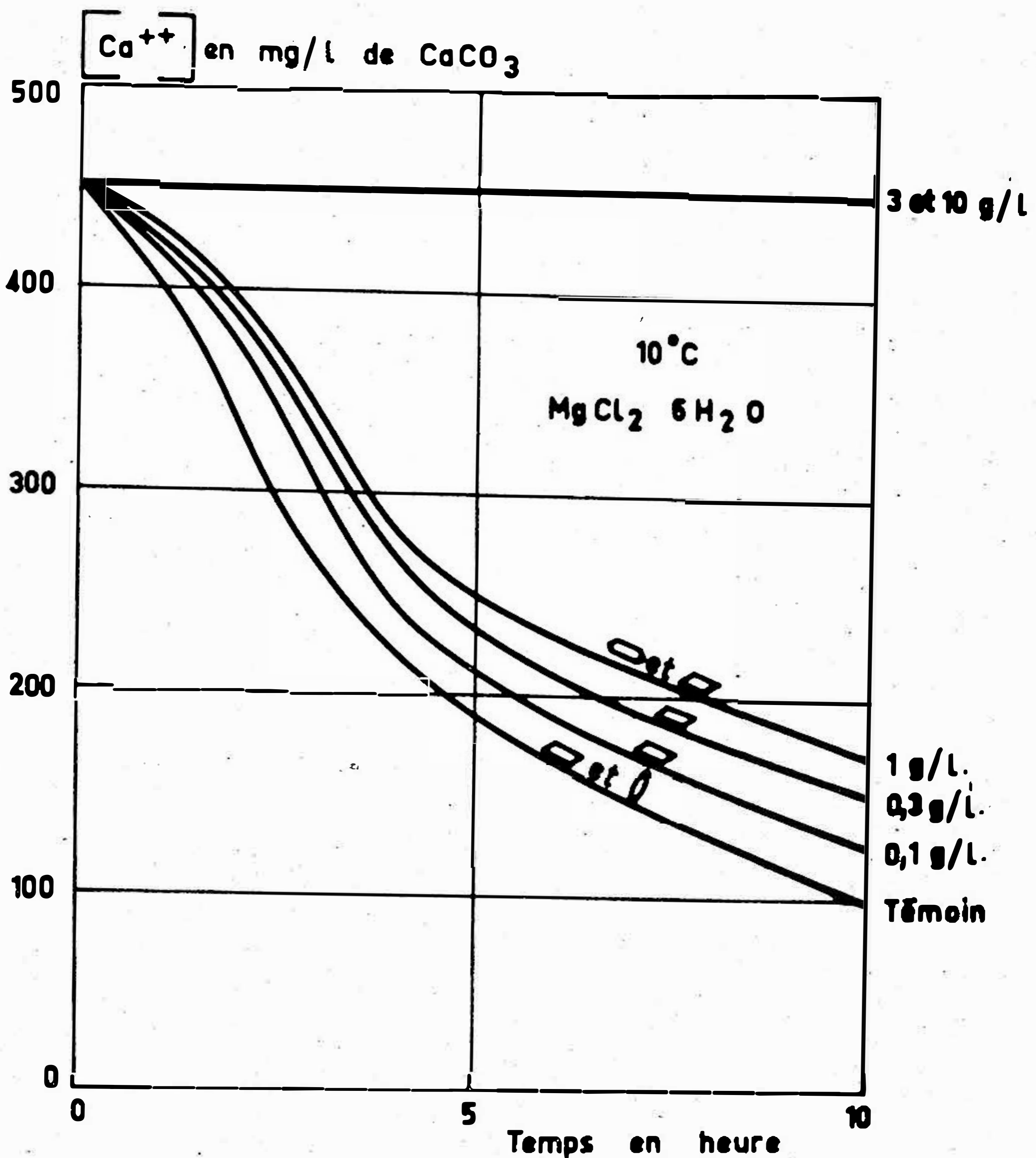


Fig. 8.

culière dans des cellules aérées et agitées mécaniquement. Si l'on reporte V_0 en fonction du nombre de Reynolds de l'agitateur, on obtient des courbes à maximum comme en fig. 7. En première analyse ces courbes montrent :

— dans la partie TU l'influence positive de l'agitation du milieu sur la vitesse de diffusion des ions, élément cinétiquement limitant de cette première partie de la courbe de précipitation ;

— dans la partie UV, l'influence d'une augmentation de la surface développée des faces cristallines du fait de l'augmentation du nombre de germes à nourrir, lui-même lié à l'accroissement par le hold-up de bulles du pouvoir de germination hétérogène ;

— aux grandes vitesses de rotation, la période de latence cesse d'être apparente en tant que période individualisée. La croissance des germes débute très tôt alors que la germination se poursuit. La vitesse maximale de précipitation est donc décalée dans le temps et s'éloigne de plus en plus de la vitesse initiale. Sur la courbe de précipitation, la partie BC se développe. Ceci explique l'existence du maximum et de la partie décroissante UX.

Il faut noter que pour les vitesses de rotation de l'agitateur supérieures à 500—800 t/mn, on a toujours obtenu de l'aragonite à 30 °C. Ceci, en contradiction avec la loi de correspondance : temps de latence-nature du cristal observé dans les cellules aérées mais non agitées mécaniquement. Des études se poursuivent pour approfondir ces mécanismes de germination-croissance.

Notons pour terminer que certains ions étrangers, dont le plus important en karstologie est le magnésium, sont susceptibles par leur présence de déformer les courbes de précipitation dans le sens d'une augmentation de la phase de latence et de changer la variété allotropique précipitée. L'influence du magnésium à une concentration suffisante se traduit par une orientation vers l'aragonite. Ce phénomène déjà signalé (1) a fait l'objet d'une application à la genèse des formations aragonitiques naturelles (4). Il est illustré en fig. 8.

CONCLUSIONS

Nous avons essayé à partir de données expérimentales précises d'élaborer un modèle mathématique des phénomènes de croissance cristalline. Le modèle mis au point semble satisfaisant pour la période de croissance proprement dite. Il n'englobe pas toutefois la période de latence.

Nous disposons pour cette période de latence d'un nombre important d'observations expérimentales et d'un modèle empirique valable pour une géométrie de cellule bien déterminée.

L'agitation du milieu apparaît comme un paramètre essentiel. Malheureusement le degré d'agitation d'un milieu est une notion difficile à quantifier autrement que par une convention globale, forcément très sommaire.

La description de l'agitation par une représentation analytique du champ des vecteurs vitesse des particules fluides est pratiquement impossible à aborder sinon pour des géométries de solution beaucoup trop simplifiées pour avoir un intérêt réel. Nous avons essayé une première approche expérimentale de ce problème en travaillant dans des cuves agitées mécaniquement et en reliant la turbulence moyenne de la solution au nombre de Reynolds de l'agitateur. Des résultats intéressants ont été obtenus. Il est bien évident qu'il faudrait aller plus loin pour pouvoir les utiliser dans les configurations d'écoulement réels comme on en rencontre en karstologie.

Les études se poursuivent dans ce sens, de même qu'un travail symétrique sur les cinétiques de dissolution des carbonates de calcium, en particulier dans ses rapports avec la turbulence du milieu.

BIBLIOGRAPHIE

- ROQUES H., 1964 : Thèse Toulouse, 1964, no ordre 228.
GIROU A., 1970 : Thèse Toulouse 1970, no ordre 1015.
GIROU A., ROQUES H., 1969 : C. R. Acad. Sci. 1969, 268—1244.
ROQUES H., 1965 : Ann. Spéléol. XX, 1—47.
GIROU A., ROQUES H., 1972 : Ann. Spéléol., 27, 18.

THE USE OF ACTIVATED CARBON FOR THE DETECTION OF THE TRACER DYE RHODAMINE WT

P. L. Smart

Department of Geography University of Bristol, England

M. C. Brown

Department of Geography University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada

A b s t r a c t. The results of laboratory experiments on the elution of Rhodamine WT from activated carbon are reported. Elution of carbon at room temperature with a large weight of carbon and minimum volume of elutant will produce highest elutant fluorescence. However large volumes of elutant with concentration will increase minimum detectability. The best elutant was found to be 10 % ammonium hydrozide in 50 % aqueous I-propanol. Theoretical arguments are given to support this finding.

It was demonstrated that dye loading, initial solution concentration, and time since adsorption had occurred, all influenced maximum fluorescence on elution. This multivariate situation prevents quantitative application of activated carbon adsorption in water tracing studies.

The use of activated carbon for the detection of fluorescence used in karst groundwater tracing tests has been widespread since the introduction of the method by Dunn (1957). A considerable body of empirical expertise has been assembled during the use of the technique [Haas (1959), Zotter (1963), White (1967), Drew (1968), Aley (1971)], but there has been a poor understanding of the mechanisms and controls of dye elution and adsorption. This paper reports the results of a series of laboratory experiments on the elution process for a new tracer, Rhodamine WT.

A. EXPERIMENTAL METHODS

A known weight of 8–10 mesh activated carbon¹⁾ was added with stirring to a known volume of a solution of Rhodamine WT²⁾ dye in distilled water. The carbon and solution were separated after a given time (sufficient to allow total removal of dye), and the carbon dried for 24 hours at 115°C in a natural convection oven. After homogenisation, samples were weighed into glass-stoppered Pyrex bottles to which an appropriate volume of elutant was added. The bottles were maintained at a constant temperature in a water bath. Three ml samples of the solution were removed periodically for determination of the dye released using a Turner 111³⁾ filter fluorometer equipped with a standard rhodamine

¹⁾ A product of Fischer Scientific Ltd., Cat., No. 5—685.

²⁾ A product of E. I. Du Pont de Nemours & Co. Ltd., Wilmington, Del. USA.

³⁾ A product of G. K. Turner Assocs. Palo Alto, California, USA.

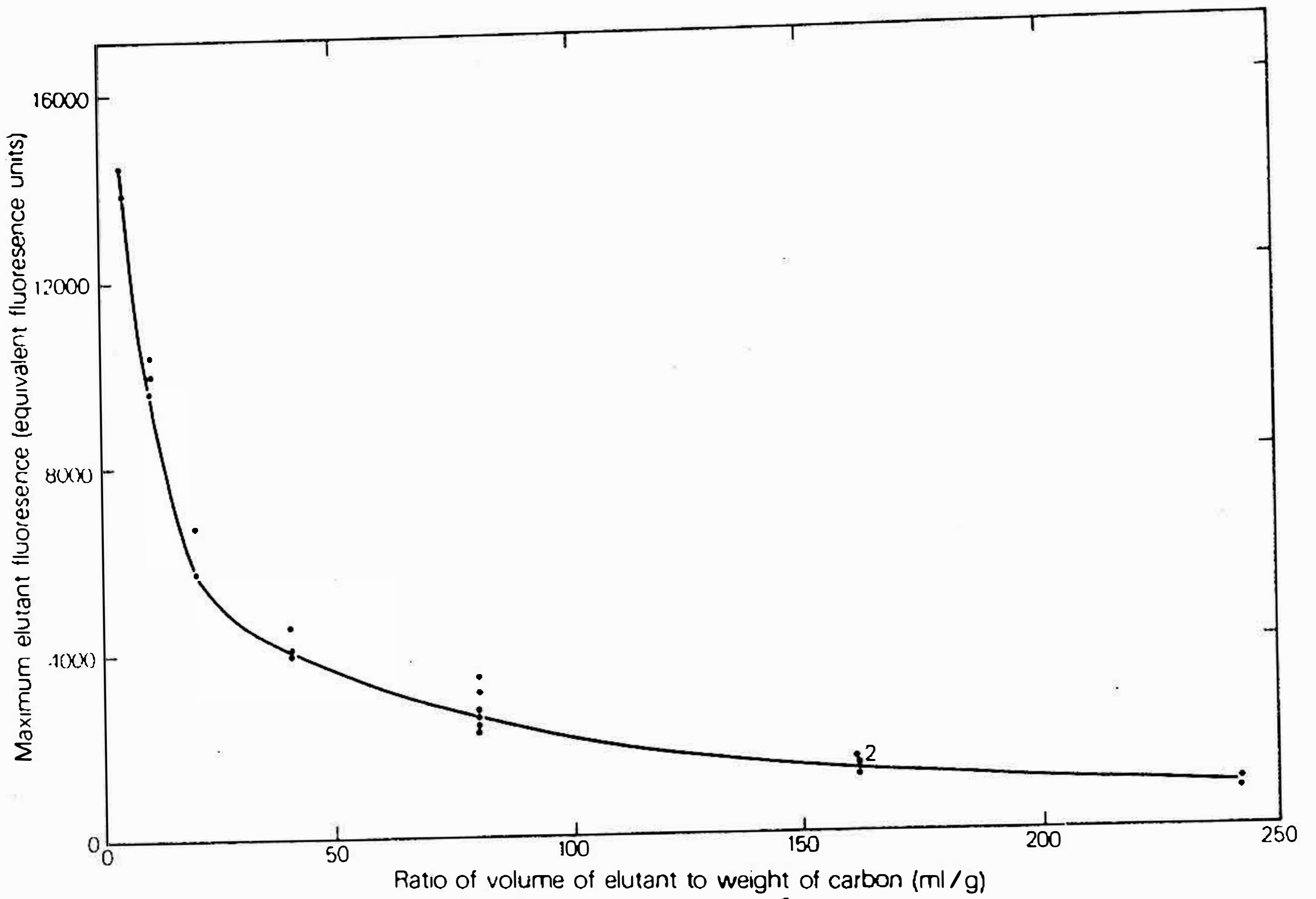


Figure 1
RELATION BETWEEN RATIO OF VOLUME OF ELUTANT TO WEIGHT OF CARBON AND MAXIMUM ELUTANT FLUORENCE

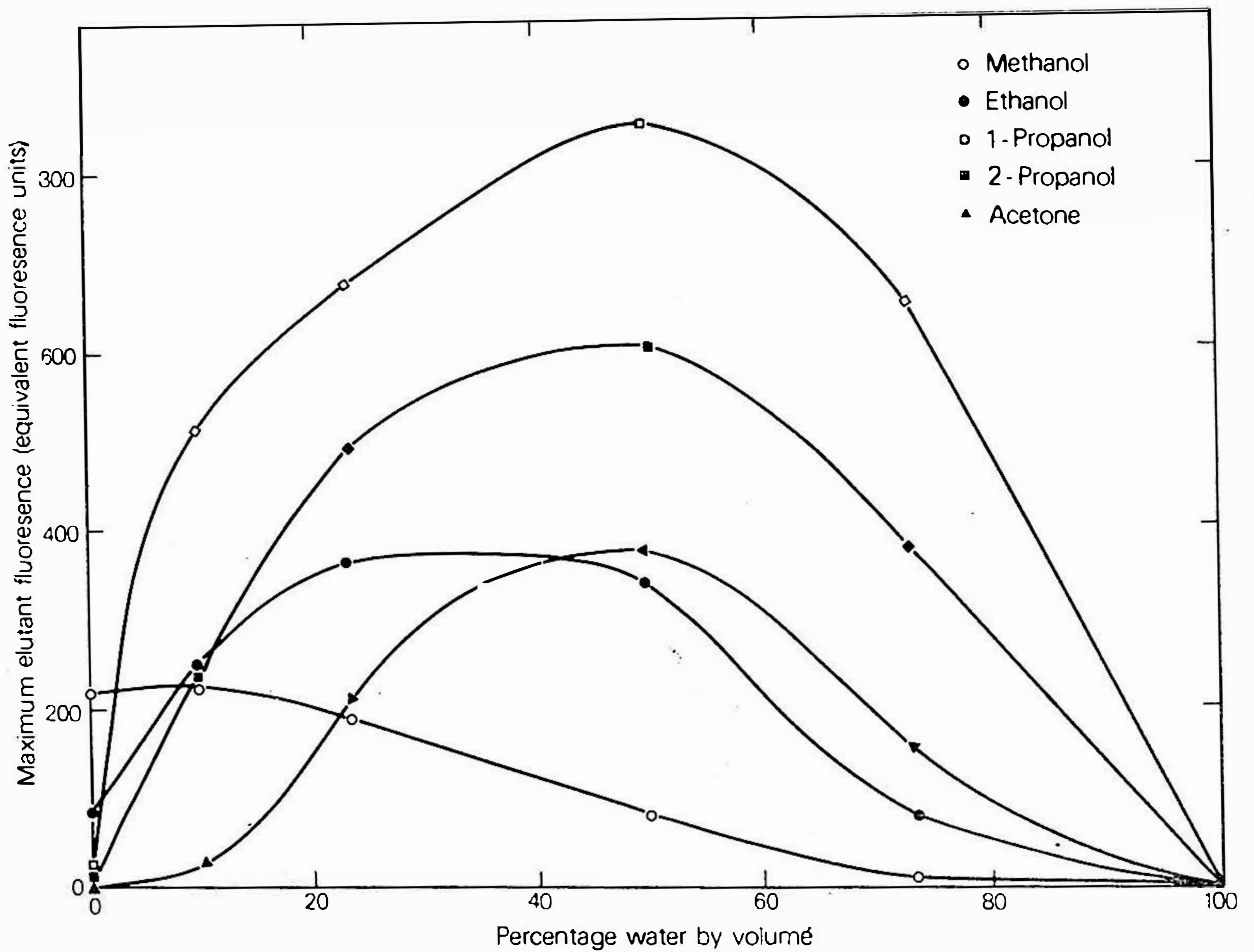


Figure 2
EFFECT OF WATER CONTENT ON MAXIMUM ELUTANT FLUORENCE FOR WATER MISCIBLE PRIMARY ALCOHOLS AND ACETONE

filter combination [Wilson (1968)]. All samples were returned to avoid volume loss.

The results are reported in terms of the maximum dye fluorescence obtained in the elutant. Fluorescence was employed rather than dye concentration, because it reflects detectability; dye fluorescence for a given concentration varies with the solvent. All results are expressed as equivalent fluorescence by converting from machine reading to Rhodamine WT concentration in distilled water using a calibration curve.

B. ELUTION CONDITIONS

1. Carbon Weight and Elutant Volume

For a carbon of 429 $\mu\text{g/g}$ dye loading and an elutant composed of 75 % aqueous ethanol at 40°C, the weight of carbon (w) and volume of elutant (v) were varied. As expected there was an inverse non-linear relationship between v/w and maximum fluorescence (fig. 1). Furthermore it was found that for a given v/w there was no difference in maximum fluorescence when volume only or weight only had been varied. This indicated that there was an equilibrium between dye concentration in solution and loading on the carbon surface, which controlled the amount of dye release, rather than a set mass balance, e.g., 20 % of adsorbed dye released.

Thus although the best simple technique for examination of carbon detectors must maximise carbon weight, and minimise elutant volume, higher detectabilities may be realised by employing large volumes of elutant which are subsequently concentrated by evaporation. This is the basic principle of the Soxhlet extractor, which might well be applied to elution of detectors.

2. Elutant Composition

For seven carbons of different loading, a variety of elutants were prepared using methanol and ethanol as solvents and various concentrations of sulphuric acid, nitric acid, potassium hydroxide, ammonium hydroxide and detergent as additives. The results were analysed using a 2-Way Model 1 analysis of variance with specific contrasts [Brownlee (1960)]. Ethanol gave significantly better results than methanol (95 % significance level) for all runs and for only those with ammonium hydroxide. This additive gave statistically higher maximum fluorescence at the 5 and 10 % concentrations as compared to the 1 % (99 % significance level), but the former were inseparable. The acids and potassium hydroxide were unsuccessful as were chloroform, benzene, and butanol solvents. Marginal means from the analysis of variance are presented in tab. 1. Examination of the results indicated a possible relation between percentage water in the elutant and maximum fluorescence. A further experiment was therefore run using methanol, ethanol, 1-propanol, 2-propanol and acetone with different percentage compositions of water. A carbon of 78 $\mu\text{g/g}$ loading was used. The results showed that the maximum fluorescence did vary with elutant

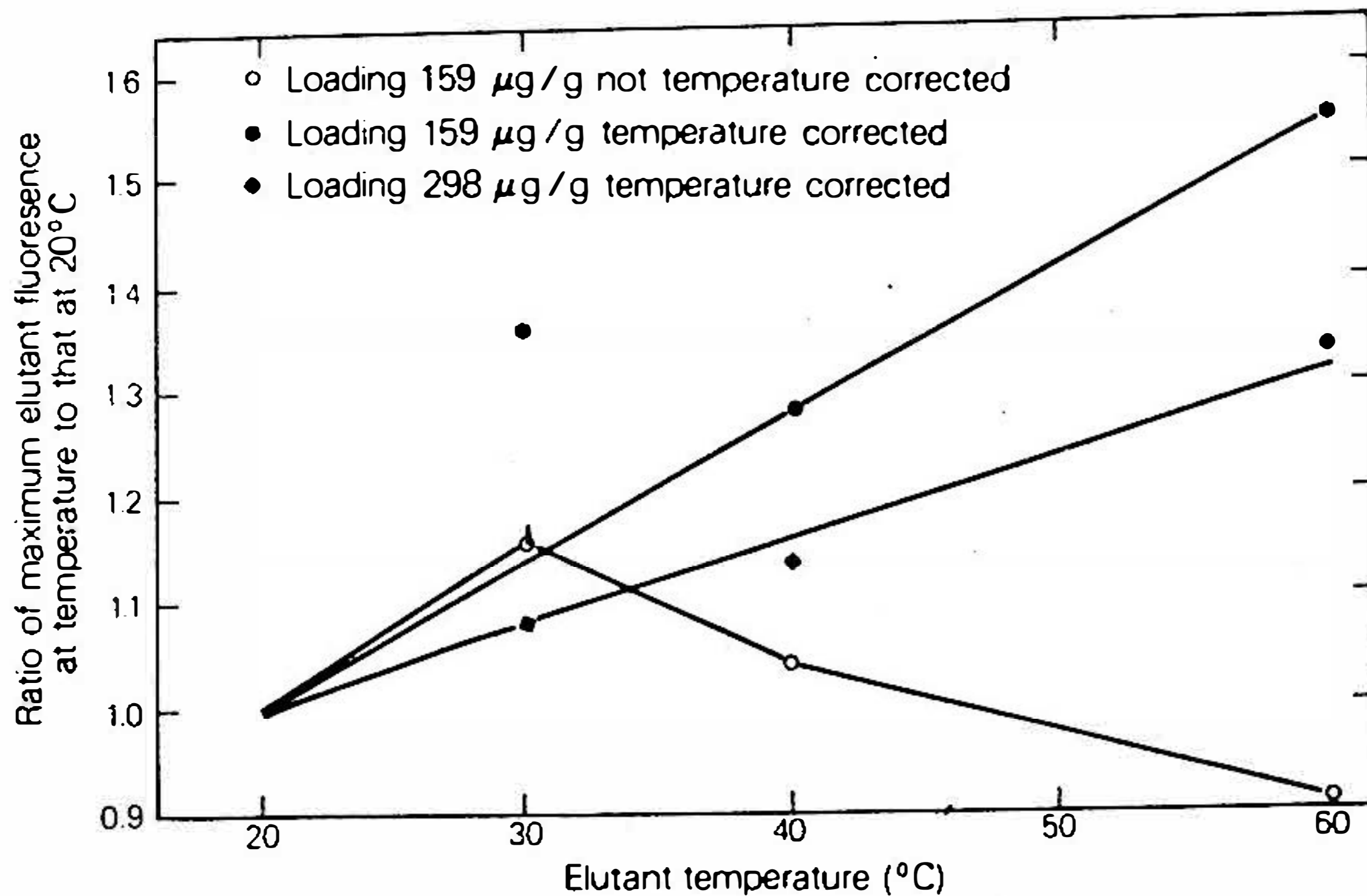


Figure 3
EFFECT OF ELUTANT TEMPERATURE ON MAXIMUM ELUTANT FLUORESENCE

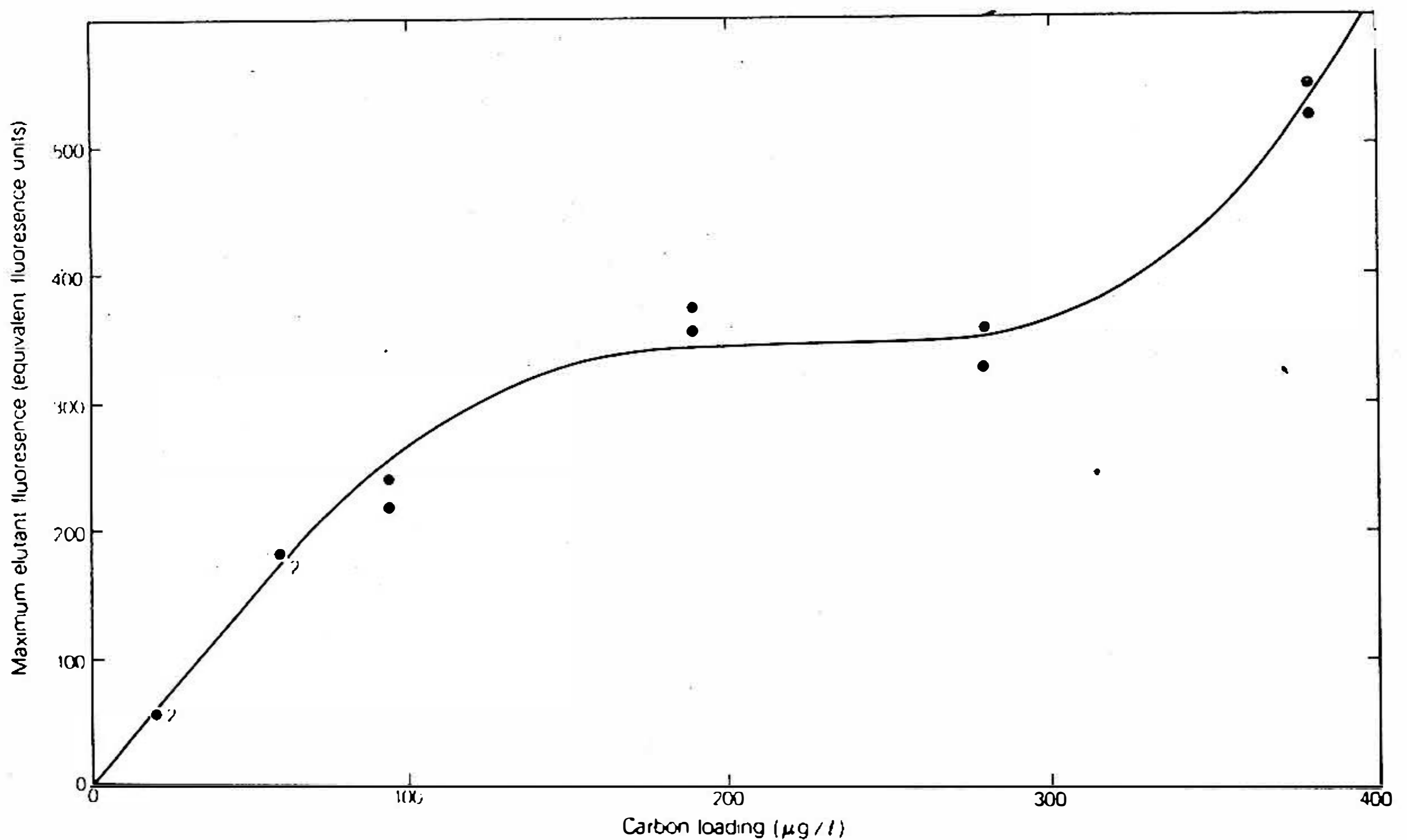


Figure 4
EFFECT OF LOADING ON MAXIMUM ELUTANT FLUORESENCE

water content, the relationship also depending on the alcohol employed (fig. 2). Furthermore higher unbranched alcohols proved better than lower or branched ones, or acetone of similar molecular weight to propanol. When expressed in terms of absolute concentration these results exhibited the same features.

The data indicate that it was replacement of dye by alcohol molecules adsorbed at the carbon surface by van der Waal's forces which caused elution. Solubility differences in the solvent and replacement of dye adsorbed onto polar sites are both eliminated as elution mechanisms due to the increasing desorption shown by successively less polar molecules. However this trend, which complies with Traube's Rule [Hassler (1963) Chapter 9], and the steric effects noted for elutants of equal molecular weight are both consistent with the operation of van der Waal's dispersion forces in adsorption. Thus competition between the adsorbed dye and molecules from the elutant solution causes a shift in the solution concentration/dye loading equilibrium, such that dye molecules are released [Kipling (1965) p. 179—181].

Tab. 1

Marginal Means from Elutant Evaluation
Analysis of Variance

Elutant (% by wt.)	Maximum Fluorescence (Equiv. Fluor. Units)	
	M e t h a n o l	E t h a n o l
1 % KOH	137	83
5 % KOH	124	50
0.5 % H ₂ SO ₄	109	270
5 % H ₂ SO ₄	65	193
0.5 % HNO ₃	98	234
5 % HNO ₃	46	148
1 % NH ₄ OH	424	287
5 % NH ₄ OH	288	681
10 % NH ₄ OH	149	648
100 % Solvent	316	115
Detergent	—	558

However, it is evident that solubility effects do explain the differences in elution caused by addition of varying amounts of water. Dye solubility in the non-polar higher alcohol chain members is low, and hence although desorption may be potentially high, this potential may not be realised unless dye solubility is increased. This explains the trend for highest maximum fluorescence values from methanol (no water) to propanol (50 % water).

The relative success of alkali versus acid additives may be explained by the occurrence of maximum fluorescence of Rhodamine WT under alkali conditions. However, comparison of values of maximum fluorescence for the ammonium hydroxide additive with those for ethanol of corresponding water content indicated considerable improvement for ammonia (tab. 2). This effect probably indicates some removal of dye bonded to polar adsorption sites, though other effects may be responsible.

Tab. 2

Effect of Ammonium Hydroxide Concentration
on Maximum Elutant Fluorescence

Ammonium Hydroxide Concentration	Maximum Elutant Fluorescence	
	With Alkali	Without Alkali
1 %	92	90
5 %	186	120
19 %	245	170

Elutant: Ethanol at 20°C.

3. Elutant Temperature

Two carbons of 159 $\mu\text{g/g}$ and 298 $\mu\text{g/g}$ loading were eluted at controlled temperatures using 50 % aqueous ethanol. Values for the 30°C sample of the 159 $\mu\text{g/g}$ carbon are probably in error due to non-homogeneity of the sample. It is evident that when corrected for the inverse effect of temperature on fluorescence, more dye is eluted at higher temperatures (fig. 3). However, when considering detectability alone, there is an overall decrease with temperature. More dye is eluted at elevated temperatures due to the exothermic nature of adsorption [Weber and Morris (1964)]. There is a decrease in the strength and specificity of van der Waals forces with temperature [Kipling (1965) p. 61], thus more dye may be released by replacement at the carbon surface.

C. DYE/CARBON INTERACTION EFFECTS

Preliminary experiments indicated that dye loading on the carbon, initial solution concentration from which adsorption took place, and the time the carbon remained in the water after completion of adsorption, all affected the maximum fluorescence on elution. A series of experiments was therefore carried out holding two of these variables constant and varying the third. Seventy-five per cent aqueous ethanol at 40°C was used as the elutant.

1. Carbon Loading

There is not a simple linear relationship between carbon loading and maximum elutant fluorescence (fig. 4). This may be due to adsorption occurring on heterogeneous sites, as was deduced previously; those utilised first being strong but readily eluted, while those between 200 and 300 $\mu\text{g/g}$ loading not yielding dye on elution. Above 300 $\mu\text{g/g}$ far lower bond strengths are involved and there is a marked increase in dye released per unit carbon loading. Identical results were obtained for a great variety of elutants indicating that dye/carbon interactions only control this relationship.

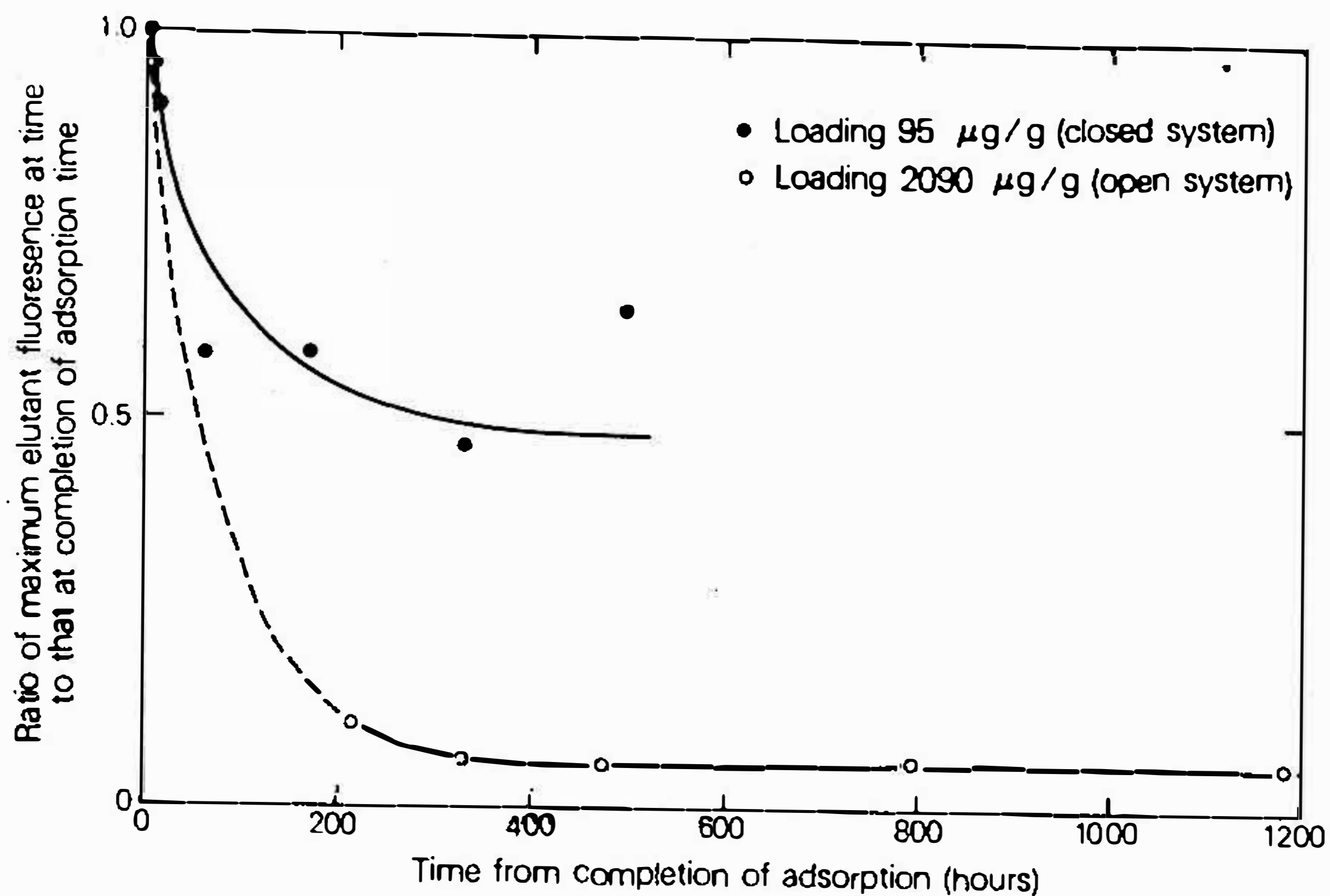


Fig. 5. Effect of leaving carbon in water after completion of adsorption.

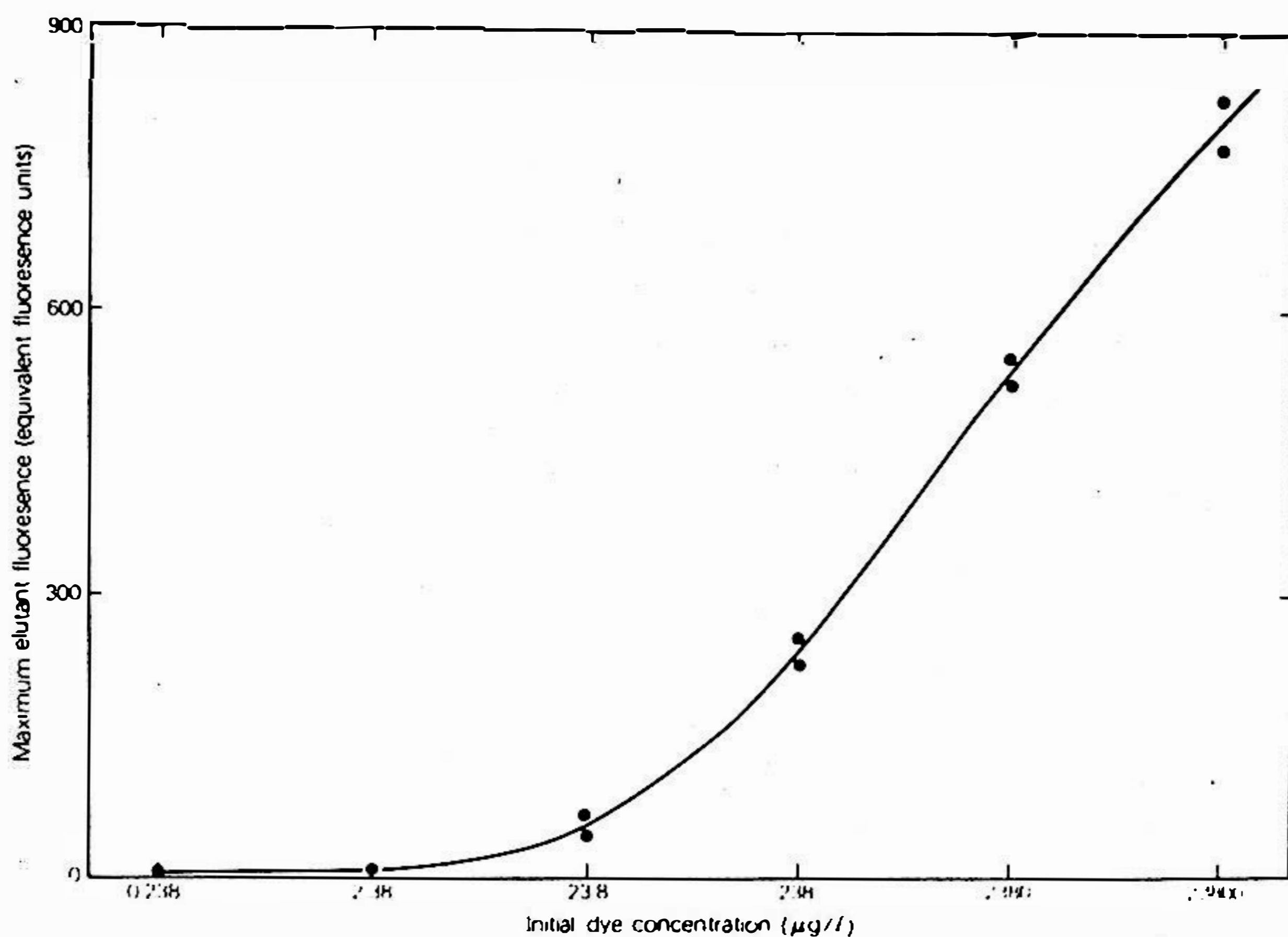


Fig. 6. Effect of initial dye concentration on maximum elutant fluorescence.

2. Time Since Adsorption

Two carbon loadings were used, one of 95 $\mu\text{g/g}$ in a closed system, and the other 2090 $\mu\text{g/g}$ washed in a continuous flow open system. In the former (fig. 5), decrease in maximum fluorescence was due entirely to relocation of dye on the carbon surface. Internal transport processes move dye from surface sites into the carbon grain, such that it becomes irreversibly bound or too deep to contribute during the period of elution [Weber and Morris (1964)]. However for the higher concentration, this process plus loss of dye to the continuous flow occurred. The dye is not bonded irreversibly and desorption could occur until a loading at which the solution equilibrium concentration was zero.

Thus detectors should not be left in streams for long periods after dye adsorption. Furthermore they should be dried on retrieval unless analysed im-

mediately. Some strong bond sites may however retain elutable dye, providing they are not colonised by competing organics.

3. Initial Solution Concentration

Maximum fluorescence on elution is strongly controlled by initial solution concentration (fig. 6), probably because of an increase in the aggregation number with higher concentrations which causes progressively larger micelles to be adsorbed [Giles and D'Silva (1969)]. The release of one micelle containing a number of molecules produces higher elutant concentrations than that of one molecule. The results indicate that high dye concentrations are necessary in order to optimise carbon elution, even though terminal loadings may remain constant.

From the results of the dye/carbon interaction effect experiments, it is apparent that any use of activated carbon in a quantitative manner, as suggested by Brown (1972) is impossibly complex, even in distilled water systems. All three variables affect maximum elutant fluorescence and there is no apparent way to control them in the field situation. The use of a more ideal substrate, such as macroreticular resins, may prove more fruitful for quantitative use.

A c k n o w l e d g e m e n t s

We gratefully acknowledge financial support from the Canadian National Research Council (grant A7815) and Department of the Environment (Water Resources Research Grant), and we thank the staff of the Department of Geography, University of Alberta for technical and logistic help during this study.

REFERENCES

- ALEY T., 1971: *The Water Tracer's Cookbook*. Private Pub. Mark Twain National Forrest, Springfield, Missouri, USA.
- BROWN M. C., 1972: *Karst Hydrology of the Lower Maligne Basin*. Cave Studies 13, Cave Res. Assoc., Castro Valley, California, 84 p.
- BROWNLEE K. A., 1960: *Statistical Theory and Methodology in Science and Engineering*. Wiley & Sons, New York.
- DREW D. P., 1968: A Review of the Available methods for tracing underground waters. *Proc. Brit. Speleol. Assoc.* 6, 1–9.
- DUNN J. R., 1957: Stream tracing. *Bull. Mid. Appalachjan Region Nat. Speleol. Soc. Am.* 2, 7.
- GILES C. H., SILVA D. A. P., 1969: Electro-kinetics and diffusion measurements of association of dyes in solution and adsorbed at solid surfaces. *Trans. Faraday Soc.* 65, 2516 to 2528.
- HAAS J. L., 1959: Evaluation of groundwater tracing methods used in speleology. *Bull. Nat. Speleol., Soc. Am.* 21, 67–76.
- HASSLER J. W., 1963: *Activated Carbon*. Chem. Pub. CO., New York.
- KIPLING J. J., 1965: *Adsorption from Solutions of Non-Electrolytes*. Academic Press, New York.
- WEBER J. W. Jr., MORRIS J. C., 1964: Adsorption in heterogeneous aqueous systems. *J. Am. Waterworks Assoc.* 56, 447–456.
- WHITE W. B., 1967: Modifications of fluorescein groundwater tracing techniques. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie 1966/1967*, 151–158.
- WILSON J. F. Jr., 1968: Fluorometric procedure for dye tracing. In *Techs, of Water Res. Invest. of US Geol. Book 3*, Chapter A12.

Сь 012

ОБ ИНТЕНСИВНОСТИ КАРСТОВОЙ ЭРОЗИИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В. П. Зверев

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

В. А. Зверева

Производственный и научно-исследовательский Институт по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя ССР, Москва, СССР

Наиболее объективным показателем интенсивности развития современных процессов карста является величина химической денудации (Corbel и др., 1965), под которой понимают условное снижение земной поверхности в единицу времени. Обычно, при расчетах химической денудации используют данные полного химического стока (Максимович, 1953), который, как показало изучение гидрогеохимического баланса территории СССР (Зверев, 1971), формируется из ряда источников, причем на долю атмосферного поступления и подземного стока приходится соответственно 14 и 54 % полного химического стока.

Основным механизмом карстообразования авторы считают подземный сток, под которым они понимают процесс постоянного перемещения гравитационных подземных вод, заключенных в растворимых горных породах верхних частей земной коры, от областей питания к участкам дренирования. Масса мигрирующих в подземных водах в растворенном состоянии химических элементов и определяет собой подземный химический сток, картирование которого выполнено на территории СССР (Макаренко, Зверев, 1970а). Эти данные использованы для количественной оценки и картирования подземной химической денудации на территории СССР (Макаренко, Зверев, 1970б).

Эти материалы, а также результаты картирования карста на территории СССР (Пармузин, 1962; Родионов, 1963; Саваренский И. А., Зверева В. А. и др., 1967) и послужили основой для оценки интенсивности карстовой эрозии на территории СССР.

Как уже сказано выше, под ее величиной понимают условное снижение земной поверхности, которое соответствует объему вынесенного подземными водами растворенного вещества. Таким образом, величина карстовой эрозии H , может быть выражена следующим уравнением

$$H = \frac{M_{nc} (C_k - C_n)}{q},$$

где M_{nc} — модуль подземного стока; C_n — начальное и C_k — конечное содержание ионов, образующихся при растворении тех или иных карстующихся горных пород (начальное содержание обычно соответствует их концентрации

в атмосферных осадках, конечное — в подземных водах, дренирующих определенный массив горных пород),

ρ — плотность карстующихся горных пород, которая для каменной соли составляет $2,2 \text{ г/см}^3$, для гипсов и мела — $2,3 \text{ г/см}^3$ и для известняков и доломитов $2,4 \text{ г/см}^3$.

Использование данных о подземном химическом стоке при определении интенсивности карстовой эрозии дает более точные результаты, чем при учете всего химического стока и позволяет более объективно оценивать скорость развития современных карстовых процессов.

Параметры, используемые для расчета интенсивности карстовой эрозии, получены следующим образом.

Величина модуля подземного стока взята с карты подземного стока на территории СССР масштаба $1:5\,000\,000$ (1964). Содержание ионов, образующихся в результате растворения карстующихся горных пород, принято как среднее взвешенное их меженной концентрации по расходу в реках, дренирующих участки распространения карстующихся горных пород (по данным Гидрологических ежегодников за 1936—1966 гг.) за период от 3 до 10 лет. Предпочтение отдавалось пробам, отобраным в зимнюю межень, когда, когда в средних и высоких широтах питание рек полностью обеспечивается подземными водами. Для бессточных районов содержание отдельных компонентов в подземных водах определялось как среднее взвешенное их концентраций в карстовых водах по площади распространения того или иного типа карстующихся горных пород. В тех районах, где режимные наблюдения сравнительно редки и имеющегося фактического материала недостаточно (в основном это Сибирь и Дальний Восток), данные об интенсивности карстовой эрозии распространялись на другие сходные в климатическом, геологическом и гидрогеологическом отношении районы развития современных карстовых процессов. Концентрации ионов, содержащихся в атмосферных осадках, приняты как средние для выделяемых на территории СССР ландшафтных зон (Зверев, 1968).

Границы районов развития карста на территории СССР приняты по данным схемы районирования карста СССР масштаба $1:7\,500\,000$ (Саваренский, Зверева и др., 1967), на которой выделены участки распространения карбонатного, мелового, гипсового и соляного карста.

На основании изложенных данных впервые составлена схематическая карта интенсивности карстовой эрозии на территории СССР в масштабе $1:10\,000\,000$ (рис. 1). Для картирования выбраны следующие градации интенсивности карстовой эрозии — условного снижения земной поверхности, в микронах в год: < 5 , от 5 до 10, от 10 до 20, от 20 до 50, от 50 до 100 и > 100 , которые с достаточной полнотой характеризуют ее развитие на территории СССР.

Количественная оценка интенсивности развития карста показывает, что основным фактором, определяющим скорость карстообразования вслед за литологическим составом пород и климатическими условиями является положение карстующихся горных пород относительно местных базисов дрени-

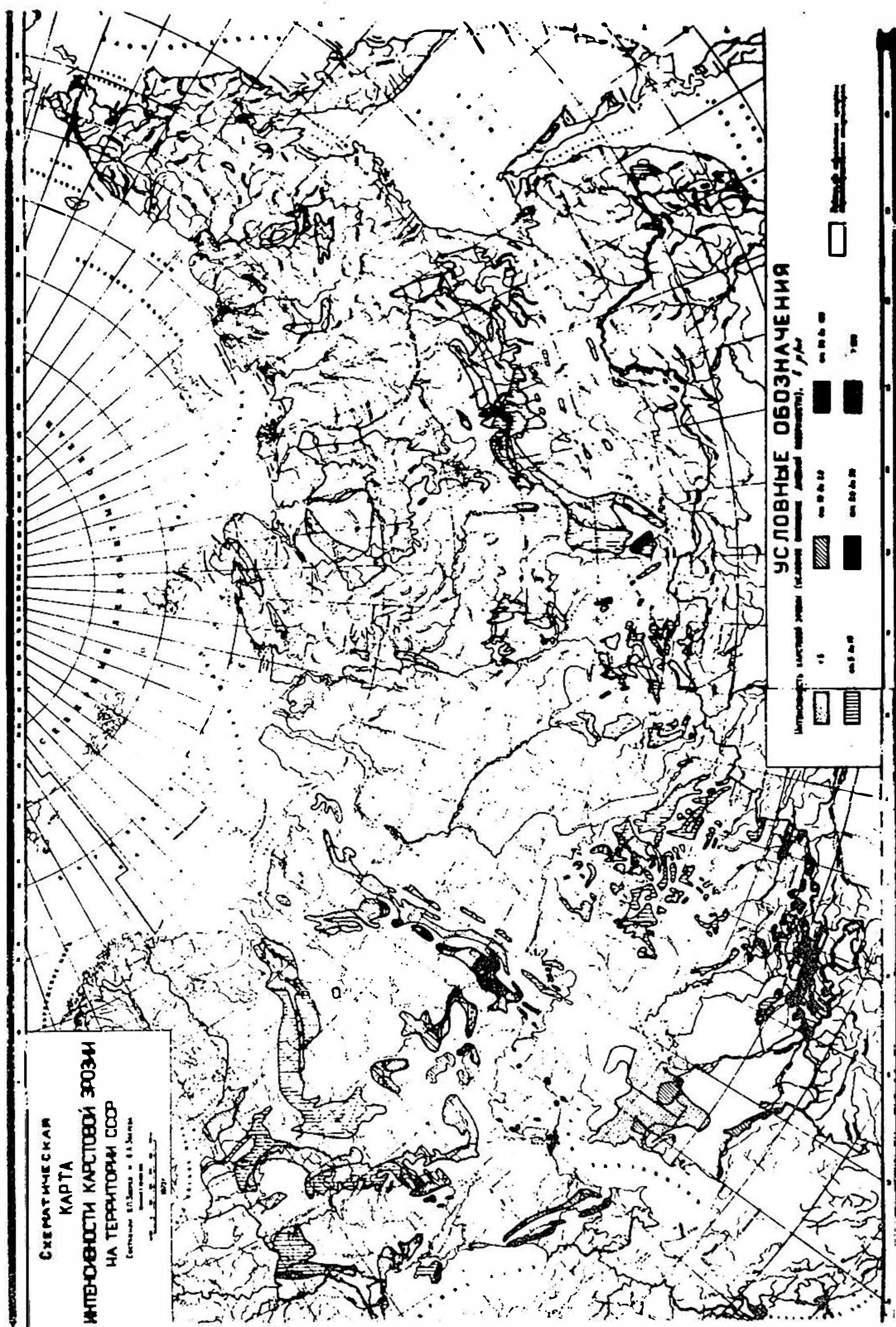


Рис. 1. Схематическая карта интенсивности карстовой эрозии на территории СССР. Интенсивность карстовой эрозии (условное снижение дневной поверхности) в $\mu/\text{год}$: 1 — <5 , 2 — от 5 до 10, 3 — от 10 до 20, 4 — от 20 до 50, 5 — от 50 до 100, 6 — >100 ; 7 — районы, где современные процессы карстообразования отсутствуют.

рования.

Так, интенсивность химической денудации г. Ходжа-Мумын в Средней Азии, представляющей собой соляной массив, возвышающийся более чем на 500 м над местным базисом дренирования, составляет ~ 1700 μ /год, а Индерского соляного купола, находящегося ниже местного базиса дренирования, всего 350 μ /год (Короткевич, 1970). Такое же соотношение характерно и для районов развития гипсового карста. Например, находящиеся в бортах долины р. Уфы гипсы, по данным Г. Г. Скворцова (1955), характеризуются интенсивностью карстовой эрозии ~ 300 μ /год, а в долине р. Оки, где они залегают ниже современного эрозионного вреза, — всего 55 μ /год (Зверев, 1967).

Таким образом, общая тенденция изменения интенсивности карстовой эрозии заключается в том, что на участках, расположенных выше местных базисов дренирования, она на порядок выше, чем для участков, где карстующиеся породы того же состава залегают ниже его.

Необходимо отметить, что приведенные выше значения интенсивности карстовой эрозии характерны лишь для отдельных, имеющих наиболее благоприятные условия участков. В целом же темпы карстовой эрозии намного меньше. Их значения для районов развития карбонатного, мелового, гипсового и соляного карста приведены в таб. 1. Всего на территории СССР в ре-

Табл. 1

Интенсивность карстовой эрозии на территории СССР

Карстующиеся породы	Площадь распространения 10 ⁶ км ²	Подземный химический сток		Интенсивность карстовой эрозии, μ /год	
		10 ⁶ т	г/сек. км ²	средняя	максималь.
Известняки и доломиты	2,45	40,75	0,53	6,96	40
Мел	0,24	5,14	0,68	9,30	—
Гипсы	0,28	13,83	1,44	19,90	300
Каменная соль	0,03	7,14	6,75	97,50	1700
Территория СССР	3,00	66,86	0,71	9,70	—

зультате развития карста происходит выщелачивание примерно 3 миллионов м³ в год воднорастворимых горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Гидрологический ежегодник, т. 0—9, Гидрометеиздат, 1936—1966.

ЗВЕРЕВ В. П., 1967: Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. Наука, Москва.

— 1968: Роль атмосферных осадков в круговороте химических элементов между атмосферой и литосферой. Докл. АН СССР, т. 181, № 3.

— 1971: О гидрогеохимическом балансе территории СССР. Докл. АН СССР, р. 198, № 1. Карта подземного стока (зона интенсивного водообмена), под редакцией Б. И. Куделина. Москва, ГУТК, 1964.

КОРОТКЕВИЧ Г. В., 1870: Соляной карст. Ленинград, Недра.

МАКАРЕНКО Ф. А., ЗВЕРЕВ В. П., 1970а: Подземный химический сток на территории СССР. Литология и полезные ископаемые, № 6.

— 1972: О подземной химической денудации на территории СССР. Докл. АН СССР, т. 192, № 2.

МАКСИМОВИЧ Г. А., 1953: Химическая денудация земли. Докл. АН СССР, т. 93, № 4.

ПАРМУЗИН Ю. П., 1962: Карта «Карст на территории СССР». В кн.: Общие вопросы карстоведения. Москва, АН СССР.

РОДНОВОВ Н. В., 1963: Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. Москва, Госгеолтехиздат.

САВАРЕНСКИЙ И. А., ЗВЕРЕВА В. А., СКАЛАБАН В. Д., 1967: Схема районирования территории СССР по условиям строительства в карстовых районах. В кн.: Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям в карстовых районах СССР, Москва.

СКВОЦОВ Г. Г., 1955: О скорости развития карста в гипсах. В кн.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. АН СССР, Москва.

SOUS-SECTION Cc
CLIMATOLOGIE ET MICROCLIMATOLOGIE DU KARST

Convocateur : Dr. Evžen Quitt, CSc.
Institut de Géographie ČSAV, Brno

- Cc 001 Monroe W. H. (USA):
Effects of trade winds on karst features
- Cc 002 Няму Г., Михаи Е., Мэхэра Г., Теодоряну Е. (Румыния — Roumanie)
Топоклиматические наблюдения произведенные в пещере Мезиад
- Cc 003 Pasquini G. (Italie):
Aggressive condensation
- Ca 004 Quitt E. (CSSR):
Einfluß des Karstreliefs auf die mesoklimatischen Verhältnisse
- Ca 005 Viehman J. (Roumanie):
Dix ans de recherches périodiques dans une grotte de glace (La Grotte de Scărișoara,
Roumanie)

Cc 001

EFFECTS OF TRADE WINDS ON KARST FEATURES

Watson H. Monroe

U.S. Geological Survey, San Juan, Puerto Rico, USA

A b s t r a c t. Les régions des vents alizés se caractérisent par un climat chaud et humide, une action continuelle du vent, des orages torrentiels, et des ouragans de temps en temps. Le résultat de l'action combinée de ces facteurs est un paysage dans lequel les formations calcaires forment les crêtes qui se projettent au-dessus des autres formations géologiques, asymétrie des formes, et grottes de rivières souterraines avec des canyons de grande profondeur.

INTRODUCTION

Too little attention has been paid to the influence of the trade winds on the development of tropical karst land forms. The combined effects of a warm, humid climate, a high annual rainfall with a high humidity and torrential showers, a constant wind direction, and such climatic accidents as hurricanes have together profoundly affected solutional landscapes. As Puerto Rico is in the line of flow of the northeasterly trade winds, it provides a good site to observe these effects.

CLIMATE OF PUERTO RICO

Puerto Rico has a warm climate dominated by the nearly constant easterly trade winds, and by rainfall generally scattered throughout the year but characterized by sudden showers.

On the northern coast the wind blows from the easterly quarter — northeast to southeast — for more than two-thirds of the time. On the eastern coast and at the northwestern corner of the island this dominance from the easterly quarter is even more marked, exceeding 75 percent of the time. Normally the winds are not very strong, exceeding 24 km/hr less than 5 percent of the time. These velocities are greatly exceeded, of course, on the rare occasions when tropical hurricanes pass over Puerto Rico; at such times the wind velocity may exceed 250 km/hr, and a storm with a velocity of more than 175 km/hr can be expected once each century.

The temperature range in San Juan on the northern coast is commonly less than 10°C. The mean maximum is 30°, and the mean minimum is 21°. In the higher mountains the range is somewhat greater with a mean maximum of about 25° and a mean minimum of about 13°. The highest temperature ever recorded in Puerto Rico was 40° at a point on the south coast, and the lowest recorded temperature was 6° at the east end of the Cordillera Central.

Rainfall in Puerto Rico is fairly well distributed throughout the year, and

ranges from about 860 mm in the very dry southwestern part of the island to more than 4,000 mm in the Luquillo Mountain Range in the northeastern part. In the principal karst belt in northern Puerto Rico the range is about 1,300 to 2,500 mm. The relative humidity in the San Juan area averages about 80 percent throughout much of the year. The rate of evaporation is very high. In San Juan the rate is 2,072 mm, whereas the annual precipitation is only 1,631 mm. In the high mountains the rate of evaporation is 1,294 mm a year compared with a rainfall of 2,146 mm.

Most showers in Puerto Rico are sudden and have sharp edges, so that the path of a shower can be plainly demarked. The showers tend to be torrential but are estimated to last usually only from 15 minutes to half an hour.

Puerto Rico is in the belt of hurricanes, but owing to its long east-west shape most of these tropical storms pass north or south of the island. The principal effect of hurricanes is extremely heavy downpours of rain—at times as much as 400 mm in a day—accompanied by strong wind.

CLIMATIC EFFECTS ON KARST FEATURES

The warm, humid climate of the trade wind belt promotes the rapid and intense weathering of all intrusive and volcanic rocks, producing thick soils. If the soil contains much granular material, it is easily eroded and the material that is carried along by the streams is very corrasive, promoting rapid erosion.

The torrential rains cause rapid erosion of the soil. The flood waters carrying this material cause rapid deepening of valleys, especially when the transported sediment contains abrasive mineral grains. In addition these rains remove any soil that has developed on limestone. As the most important reservoir of carbonic acid available for solution of limestone is in plant-bearing soil, this removal of the soil slows down solution of the underlying limestone. As a result limestone is a ridge-making rock in the tropics, standing high above the surrounding lowlands underlain by other sedimentary rocks and igneous rocks, which although much harder when they are fresh, weather rapidly to soils that are more easily eroded than is limestone. The rain also soaks and lubricates clay, which then gives way in landslides. At places where such clay underlies limestone, great blocks of limestone fall and slide down hill toward streams (Monroe, 1964, p. B123—B125). These rockfalls leave high cliffs that accentuate the *cuesta* scarps formed by differential erosion (Blume, 1970, p. 167—179).

A most important effect of the torrential rains is the case hardening of soft limestone (Monroe, 1966, p. 1—7). When the rain falls on soft porous limestone, especially when driven by the trade winds, it soaks into the rock and immediately dissolves the surfaces of the grains and crystals of calcite. As these rains usually last only a short time and are followed by brilliant sunshine, the wet rock is warmed, carbon dioxide is driven off, and calcium carbonate is reprecipitated essentially in place. This results in a very hard carapace of marble-like limestone that has been indurated in place. This reprecipitated limestone should not be confused with secondary crusts of flowstone, dripstone, and caliche or calcrete,

which also are formed in the tropics. This induration is very common in Puerto Rico and has also been seen in Cuba (Panos and Stelcl, 1968, p. 155–159). I also observed it in Jamaica in April 1972.

Sediment-laden streams have greatly enlarged the rooms and passages of the river caves of Puerto Rico. These caves probably started as ramifying solution cavities in the limestone, but corrasion by quartz and other abrasive minerals soon enlarged the connected cavities into tubes and eventually into very large passages. In the Camuy Cave System some of these passages are more than 30 meters from ceiling to floor, and the presence of quartz sand and porphyritic cobbles in alluvium shows that this deepening of the passages is continuing today.

The fairly constant wind direction has resulted in asymmetry of the limestone hills at places where the hills are sufficiently isolated to allow full play of the wind. Thorp (1934) ascribed this asymmetry to the wind-driven rain water beating more continuously on the windward side than on the lee side. In 1966 I pointed out that the windward side is more indurated than the lee side and that consequently solution may be less rapid after induration. I have seen similar asymmetry in Jamaica in limestone hills where the rocks are nearly horizontal as in Puerto Rico. In Cuba asymmetry is apparently due to structure of the rocks (Panos and Stelcl, 1968, p. 159), rather than to wind direction. Sweeting reported that the closed depressions (cockpits) in Jamaica are asymmetric with the steep side generally on the west, which according to Aub receives more of the rainfall (Sweeting, 1958, p. 188; 1972, p. 72–73). I have looked for asymmetric dolines in Puerto Rico, but have not found any.

The lines of mogotes in Puerto Rico are generally oriented west or west southwest. This lineation has been explained by jointing, as it has been proved that stratigraphic control plays no part, nor does tilting or dip. The orientations are in the principal directions of the trade winds, and it is remotely possible that the orientation is due to wind action. Possibly the intervening blanket sand deposits were alined in these directions in the early stages of the formation of the mogote karst. The orientation would be preserved as solution took place beneath the blanket sand, leaving the lines of mogotes remaining as residuals (Monroe, 1969, p. 111–121).

The geomorphic effects of hurricanes are those caused by strong winds and especially by extremely heavy rainfall, at times exceeding 400 mm a day. The winds blow down trees and the rains cause floods, which undermine banks of streams. This adds debris to the flood waters, increasing erosive power. Many trees fall into rivers and are washed away by the flood waters. During the hurricane of 1928 a log jam formed on the Río Camuy at the entrance to the Camuy Caves, blocking the entrance. The log dam gave away suddenly and the water drained out of the valley in a few hours, but rotten logs block the entrance to the caves to this day, making it impenetrable, and logs are found in all parts of the cave system.

CONCLUSIONS

The climate of the trade wind belt has had definite effects on the formation of the karst land forms of Puerto Rico and other islands of the Antilles. Probably the most important of these forces has been the frequent torrential rain storms that have laid bare limestone ridges, case hardened limestone, accentuated the cuesta land forms, and scoured out the river caves.

REFERENCES

- BLUME H., 1970: Besonderheiten des Schichtsturensreliefs auf Puerto Rico. Kiel, Deutsche geographische Forschung in der Welt von Heute, Festschrift für Erwin Gentz, p. 167–179.
- MONROE W. H., 1964: Large retrogressive landslides in north-central Puerto Rico. U.S. Geol. Surveys Prof. Paper 501–B, p. B123–B125.
- 1966: Formation of tropical karst topography by limestone solution and represipitation. Carib. J. Sci., V. 6, Nos. 1–2, p. 1–7.
- 1969: Evidence of subterranean sheet solution under weathered detrital cover in Puerto Rico. In: Problems of the Karst Denudation, Studia Geographica 5, Czechoslovak Academy of Sciences, Brno, p. 111–121.
- PANOŠ V., ŠTELCL O., 1968: Physiographic and geologic control in development of Cuban Mogotes. Z. Geomorphol., Bd. 12, Hf. 2, p. 117–173.
- SWEEHING M. M., 1958: The karstlands of Jamaica. Geogr. J., V. 124, Pt. 2, p. 184–199.
- 1972: Karst landforms. The Macmillan Press, London, 362 p.
- THORP J., 1934: The asymmetry of the "Pepino" hills of Puerto Rico in relation to the trade winds. J. Geol., V. 42, No. 5, p. 537–545.

Cc 002

ТОПОКЛИМАТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРОИЗВЕДЕННЫЕ В ПЕЩЕРЕ МЕЗИАД

Г. Няму, Е. Михай, Г. Мзхера, Е. Теодоряну
Институт спелеологии, Бухарест, Румыния

Топоклиматические исследования проведенные 6, 7, 8 мая и 23, 24, 25, 26 июня 1970 г. явились продолжением серии микро- и топоклиматического изучения пещер Румынии, начатой К. Моташем с сотр. и продолженной Е. Думитреску, И. Вихманом и сотр.

Пещера Мезиад образовалась в мезозойских известняках горного кряжа Пэдуря Крайюлуй, вблизи массива Влэдяса на высоте 450—550 м над уровнем моря в долине ручья Пештера, правого притока речной долины Мезиад. Эта пещера находится на расстоянии 1300 м от туристской базы Мезиад на границе между горной и предгорной зоны понижения Беюш. Она окружена высотами 600—700 м, из которых упоминаем Мэгуру Мезиадулуй в северной части, гору Байя и вершину Мэришоаре (694 м) в южной части.

Общая длина галлерей в этой пещере — 3464 м, считающейся пятой по величине в стране. Ее галереи и залы расположены на пяти уровнях и содержат многочисленные образования сталактитов и сталагмитов. Через нижний этаж протекает ручей, который прежде чем его покинуть, теряется в собственных каменных россыпях и вытекает наружу в виде сильного источника ниже на 150 м от входа в пещеру, образуя ручей Пештера.

Для уяснения топоклиматических особенностей пещеры Мезиад были проведены летом количественные измерения по топоклиматическому профилю на 5 микроклиматических станциях на уровнях 20, 100 и 200 см.

Активная площадь и местные условия не были одинаковыми на упомянутых станциях, различаясь следующим:

— первая станция работала весной и летом на заросшем травой конусе выноса, в 50 м от туристской базы и 30 м от потока. Лес находился на расстоянии 100 м. Активная площадь была покрыта многолетними травами;

— вторая станция (работала только весной) была установлена на ручье Пештера на расстоянии 1000—1200 м от первой на небольшом мысе в месте слияния двух сухих русел — одного, спускающегося из пещеры и другого слева от нее. Расстояние до входа в пещеру — 50 м, на 20—25 м ниже входа. Активная площадь — как и на первой станции — покрыта многолетними травами. Лес весьма близок и большую часть дня держит термометры в тени;

— станция № 3 была установлена при входе в пещеру в 10 м от ее правой стены. Активная площадь состояла из руинообразного известняка, погруженного блоками во влажную глину — приблизительно в 50—60 м от входа в пещеру, на россыпи, находящейся при слиянии трех воздушных потоков (один

из пещеры, другой, наружный, при главном выходе из нее и третий тоже внешний при небольшом дополнительном выходе) была установлена станция № 4;

— последняя, 5-я станция работала в непосредственной близости «окаменевшего каскада» и «танковой башни» на втором этаже (большой зал летучих мышей). Расстояние до ближайшей стены — 5 м. Несмотря на то, что зал, в котором были установлены приборы, находился на втором этаже, сообщался через два боковых прохода, образовавшихся разрушением, с первым этажом, достаточно удаленным от входа.

Остальные этажи пещеры до пятого не могли быть обеспечены микроклиматическими станциями. В каждом было установлено — весной и летом — по одному термометру и гигрографу.

Часы наблюдений 1, 7, 9, 13, 15, 17, 19 весной и 1, 7, 13, 19 — летом были выбраны так, чтобы связать основные колебания (утром, в полдень и вечером) снаружи и внутри пещеры, с соблюдением программы климатологических наблюдений метеорологической сети, с тем чтобы все наши наблюдения были коррелированы с ближайшей станцией государственной метеорологической сети.

АНАЛИЗ СИНТЕТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ В ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ

Весной (6—9 мая) был установлен целый ряд барических центров, что вызвало понижение давления и, следовательно, неустойчивость погоды. Так например, 6 мая в 2 часа отмечен депрессионный кулуар, соединяющий широкую область низкого давления, находящийся на западе Европы (протянувшийся с севера Африки до юга Гренландии) с востоком Европы (над Черным и Каспийским морями). К вечеру 6 мая над Ардялом установился небольшой гребень, в остальном же пространстве — ложбина, в которой образовался вторичный циклон, сопровождавшийся дождями.

7-го мая над всей страной установилось низкое давление, замкнутое изобарами, которое содействовало формированию тумана и местных дождей.

Постепенно, к концу интервала, давление повысилось, и, прояснившись с запада, установилась хорошая погода.

Во второй интервал наблюдений (23—26 июня 1970) южная часть континента осталась под влиянием поля с довольно повышенным давлением. К концу интервала (к 26 июня) — северо-запад страны — Кришана — вошел в сферу действия системы низкого давления, пересекающей север Европы. В результате синоптического положения погода 23, 24 и 25 июля установилась ясной и теплой с максимумом 30° и минимумом 13,5—14°. Начиная с 25 июля погода изменилась, температура понизилась, ветер усилился до 5—6 м/сек и пошел дождь. К 15 часам 26 июля погода начала улучшаться.

С учетом синоптического положения оставившего следы начиная с 7-го мая в виде заметного потепления, а также активной поверхности и окружаю-

шего ландшафта, часовые и суточные колебания температуры и влажности воздуха представляются так:

На 200 см над поверхностью почвы. Наибольшие значения отмечены, естественно, в свободной атмосфере. Так, на микроклиматической станции № 1 возле туристской базы Мезиад, где долина Пештеры немного расширяется, создавая этим благоприятные условия для сильной инсоляции, температура воздуха на 200 см достигала весной и летом наибольшие значения. Например, 8 мая к 15 часам отмечено 24°C и 26 июля 13 ч. 30 м. — 5°C (рис. 3 а, с).

Сужение долины Пештеры вверх по течению и стекание более холодного и влажного воздуха из пещеры по сухому руслу, отходящему из грота, отразились на термометрах станции № 2 при слиянии упомянутых двух сухих русел, и этим было предопределено снижение на 4° (весной) наибольших значений по сравнению со станцией № 1.

Зона при входе в пещеру подвержена весьма большим термическим колебаниям по сравнению с внутренним пространством, но гораздо меньшим, чем в зоне наружной атмосферы. Только зная эти колебания мы могли объяснить себе причину понижения на 6° по сравнению с микроклиматической точкой при слиянии расположенной на расстоянии 50 м в совершенно свободной атмосфере и на 10° по сравнению со станцией вблизи туристской базы.

На станции внутри первого этажа пещеры Мезиад, расположенной — как было упомянуто — при тройном слиянии местных потоков воздуха, несмотря на то, что до выхода не более 60 м, отмечено менее половины максимального значения температуры у туристской базы ($11,5^{\circ}$ весной и $17,8^{\circ}$ летом) и на 2° меньше чем перед входом в пещеру. Это явно выраженное понижение нам показывает, что при входе в пещеру находится зона интерференции выходящего из пещеры воздуха с входящим.

Галереи и залы второго этажа, находящиеся на 20—30 м над первым, хотя и сообщаются с ним в непосредственной близости станции, все же сохраняют почти полное однообразие температуры — весной температура не превышала $10,8^{\circ}$ и летом 15° . Часовые или суточные колебания не превышали $0,3$ — $0,8^{\circ}$. Такая почти постоянная температура $10,3^{\circ}$ — $10,8^{\circ}$ весной и $14,2^{\circ}$ — $15,0^{\circ}$ летом была отмечена на верхних этажах, где были установлены термографы. Несмотря на то, что их точность меньше по сравнению с термометрами (с чувствительностью до одной десятой градуса), мы могли отдать себе отчет согласно постоянной, непрерывистой линии, что она имеет почти то же значение, без часовых и суточных колебаний как и на других уровнях.

Такие же колебания температуры воздуха происходят в ночное время. В данном случае пещера играет роль термического изолятора, хранителя предыдущих климатических условий, в дневное время. При таком положении наиболее низкие температуры были отмечены в тех двух пунктах на открытом воздухе, расположенных по направлению стекания сверху более холодного и тяжелого воздуха вниз ко дну долины Пештера. К 1-му часу температура воздуха снаружи пещеры снизилась до $7,8^{\circ}$, в пещере же, на станции № 5

(на втором этаже) температура во все дни наблюдений весной держалась на 10° и летом на $14,2^{\circ}$. На обеих станциях в зоне интерференции значения температур довольно близки, тем не менее свежий воздух больше чувствуется на станции № 3 (при входе в пещеру), где эти значения почти на пол градуса понижены чем на станции № 4, находящейся в глубине.

Наименьшая температура, отмеченная в 5 ч. утра также показала большие колебания на свободной атмосфере. Нагревание в результате синоптического положения отразилось и на минимальных температурах. Так, утром 7 мая были отмечены наименьшие температуры 6° на туристской базе, $7,5^{\circ}$ при точке слияния, $8,5^{\circ}$ в пещере при входе и $10,2^{\circ}$ на втором этаже, с тем чтобы 9-го мая наименьшие температуры показали заметное повышение на 2° (11° на туристской базе и $10,5^{\circ}$ — при входе в пещеру). Единственной станцией, на которую не повлияло изменение погоды и сохранившейся ненарушенными ежедневные климатические условия, была станция на втором этаже пещеры Мезиад, где не было отмечено ни понижение, ни повышение, а только минимальное постоянное значение в $10,2^{\circ}$ во все три дня наблюдений.

Такое же явление было установлено и летом, когда минимальной была температура в $14,2^{\circ}$ во все дни наблюдений. Ежедневное однообразие минимальных значений на верхних этажах, помимо отсутствия прямой связи со свободной атмосферой, объясняется также и влажностью, достигающей почти до полного насыщения и мешающей весовой стратификации воздуха. Внутренняя местная аэрация, отмеченная и другими исследователями, тоже может способствовать такому однообразию, без заметных ежедневных термических контрастов.

В результате отмеченного выше, можем прийти к заключению относительно эволюции температуры на расстоянии 200 см от поверхности, что в дневные часы наиболее высокие температуры встречаются на свежем воздухе, а ночью наиболее низкие, причем помимо весьма активных процессов радиации, важную роль играют также форма и содержание местного ландшафта. В пещере температура воздуха днем и ночью почти всегда постоянна, колеблясь между $10,2^{\circ}$ и $10,8^{\circ}$ весной и $14,2$ — 15° летом. Кроме того, если на свежем воздухе суточные термические амплитуды превышали 16° , то по мере углубления в пещеру, они становились незначительными, 5° — при входе, 4° на второй микроклиматической станции и $0,2$ — $0,8^{\circ}$ на втором этаже (станция № 5).

Влажность воздуха является климатическим элементом с малой стабильностью. Позднейшие исследования спелеологов (Рено 1959 и Ф. Габе, 1960) показывают, что воздушная масса в свободной атмосфере при 25° имеет 75 % относительной влажности, при 20° — уже 100 % и при 13° — становится перенасыщенной.

Эта зависимость влажности от температуры помогла нам объяснить «перенасыщенный туман» бывший 7 мая между 15 и 19 часами на первом этаже пещеры. Теплый и влажный воздух (16° в 15 часов в свободной атмосфере при 95—98 % относительной влажности сейчас же после дождя), проникнув в пещеру сверху, встретил температуру $10,5$ — 11° . Этот переохлажденный

воздух образовал туман на местных конденсированных ядрах. Было отмечено, что в летнее время туман в пещере повторяется чаще чем весной, в особенности в 19 и 7 часов.

Пещера Мезиад, хотя не является активной, так как никакой ручей не протекает в нижней части галерей, не можем все же ее объявить полностью окаменелой. Существующие медленно стекающие инфильтрации образуют тонкую водяную пленку, и в виде капель падающих с потолка продолжают процесс образования сталактитов и сталагмитов. Этот постоянный источник влаги при температуре 10° поддерживает непрерывное испарение и благодаря этому относительная влажность превышает 90—95 % и в галереях 4 и 5-го этажей, отмеченные гигрографами значения доходят до 96—98 %.

Психрометры, установленные на станциях при входе в пещеру, также показали значения более 85—90 %, причем максимум был во время пересыщенного тумана.

Колебания температуры воздуха на 0 см

Как при 200 см, так и при 0 см наблюдались такие же качественные колебания, причем количественных дифференциаций гораздо больше в свободной атмосфере. Наибольшие значения были отмечены на туристской базе, где днем, когда инсоляция была наибольшей и альбедо малым, температура на этом уровне достигла весной $32,4^{\circ}$. Термический контраст выявляется на этой станции минимальным экстремумом, в 6° , отмеченным в 1 ч. ночи. На другой станции, в пункте слияния из-за характера активной поверхности и особенно из-за затенения термометра, значения снизились на половину (рис. 3 В).

Температура активной поверхности при входе в пещеру днем (часы 13 и 15) поднялась до $16,4^{\circ}$, в то время как в глубине едва до $9,7^{\circ}$. Ночью температура снижается на обеих станциях, но более выражено на станциях в точке слияния воздушных течений, где почва более влажная.

В пещере, по сравнению с другими зонами при входе в пещеру и на свежем воздухе, температура активной поверхности весьма постоянна, более чем на уровне 200 см, оставаясь между $10,2^{\circ}$ и $10,4^{\circ}$ днем и ночью.

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА в микроклиматическом пространстве

Наблюдения проведенные на 0—200 см на различных уровнях позволили выявить наибольшие изменения в точке, установленной вблизи туристской базы. Так, у земли наибольшая амплитуда весной (3 дня наблюдений) была $26,8^{\circ}$ ($6,0^{\circ}$ — 7 мая в 1 час ночи и $32,8^{\circ}$ — 8 мая в 15 часов), по сравнению с $10,2^{\circ}$ в точке слияния. ($8,0^{\circ}$ — 8 мая 1 час ночи и $18,2^{\circ}$ в 15 часов) и $9,1^{\circ}$ при входе в пещеру ($8,5^{\circ}$ — 7 мая в 1 ч. ночи и $17,6^{\circ}$ — 8 мая в 13 ч.; рис. 1 а, в, с, d, e).

Большая вариация между днем и ночью была отмечена и на других уровнях — также и на туристской базе — на уровне 20 см, где амплитуда была

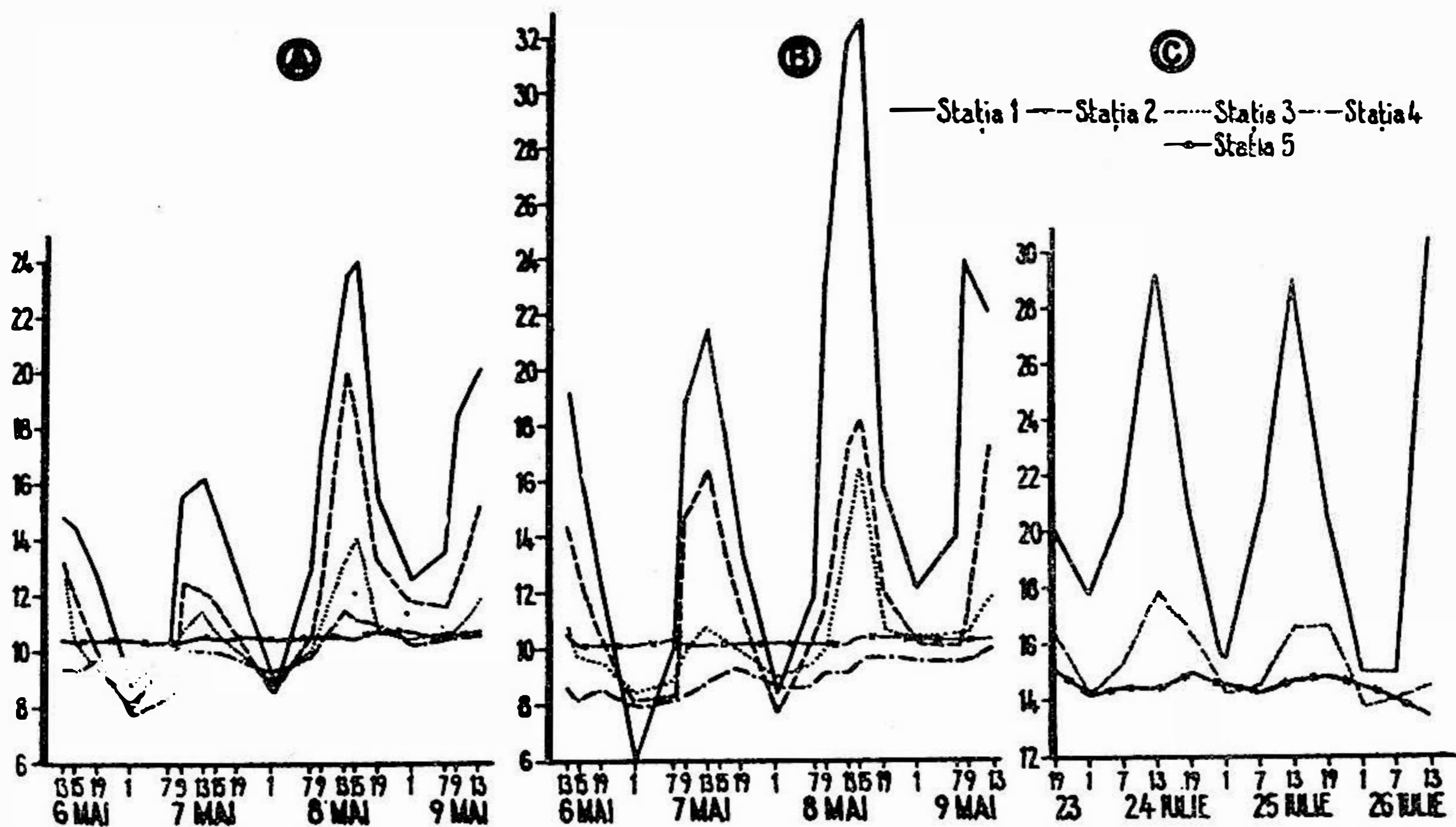


Рис. 1. Колебания температуры воздуха в микроклиматическом пространстве, весной. А — Точка 1 (Туристская база), В — Точка 2 (место слияния). С — Точка 3 (вход в пещеру), Д — Точка 4 (внутри пещеры, первый этаж), Е — Точка 5 (внутри пещеры, второй этаж).

17,1° (соответственно 7,8° и 24,9°) весной и 15,8° (соответственно 15,2° и 31°) летом, в результате сильного нагревания почвы во время часов инсоляции и охлаждения ночью, отражаемых и в ближайшее пространство. При 200 см отмечено 15,2° (8,8° и 24,0°) весной и 15,5° (15° и 30,5°) летом, причем оба разные значения были в интервале между 7 мая 1 час ночи (наименьшие значения за весь период) и 8 мая — самый теплый день, 15 часов) и, соответственно 26 июля между часами 1 и 13 (рис. 2).

В других точках вне пещеры, т. е. у слияния и при входе в пещеру, амплитуды при 20 см были 10,3° (8,2° и 18,5°) и 5,7° (8° и 13,7°), а при 200 см — 12,2° (7,8° и 20,0°) и 3,4° (7,8° и 11,2°).

По вертикали между различными уровнями, наибольшая разница была отмечена также у туристской базы, где температура с 0,3° (9 мая) и до 2,8° (7 мая) была холоднее чем на уровне 200 см ночью, а днем почва нагрелась с 4,4° (6 мая) до 8,8° (9 мая) по сравнению с уровнем на 20 см. Ночью у точки слияния инверсия температуры на уровнях почвы — 200 см дала наибольшее значение 0,6° и днем наибольшую разницу 4,5° (7 мая 13 часов).

Между другими уровнями разница температуры была меньше, порядка 0,1°—0,9° весной, не достигая 1,5° летом.

Анализируя значения температур на различных уровнях в точках, установленных начиная со входа в пещеру и до туристской базы, было обнаружено интересное явление: уровни с наибольшими значениями температуры днем не были уровни 0 и 20 см, как обычно происходит на различных активных поверхностях в часы наибольшей инсоляции в результате сильного нагревания почвы и близлежащего слоя воздуха, с тем чтобы немного уменьшиться

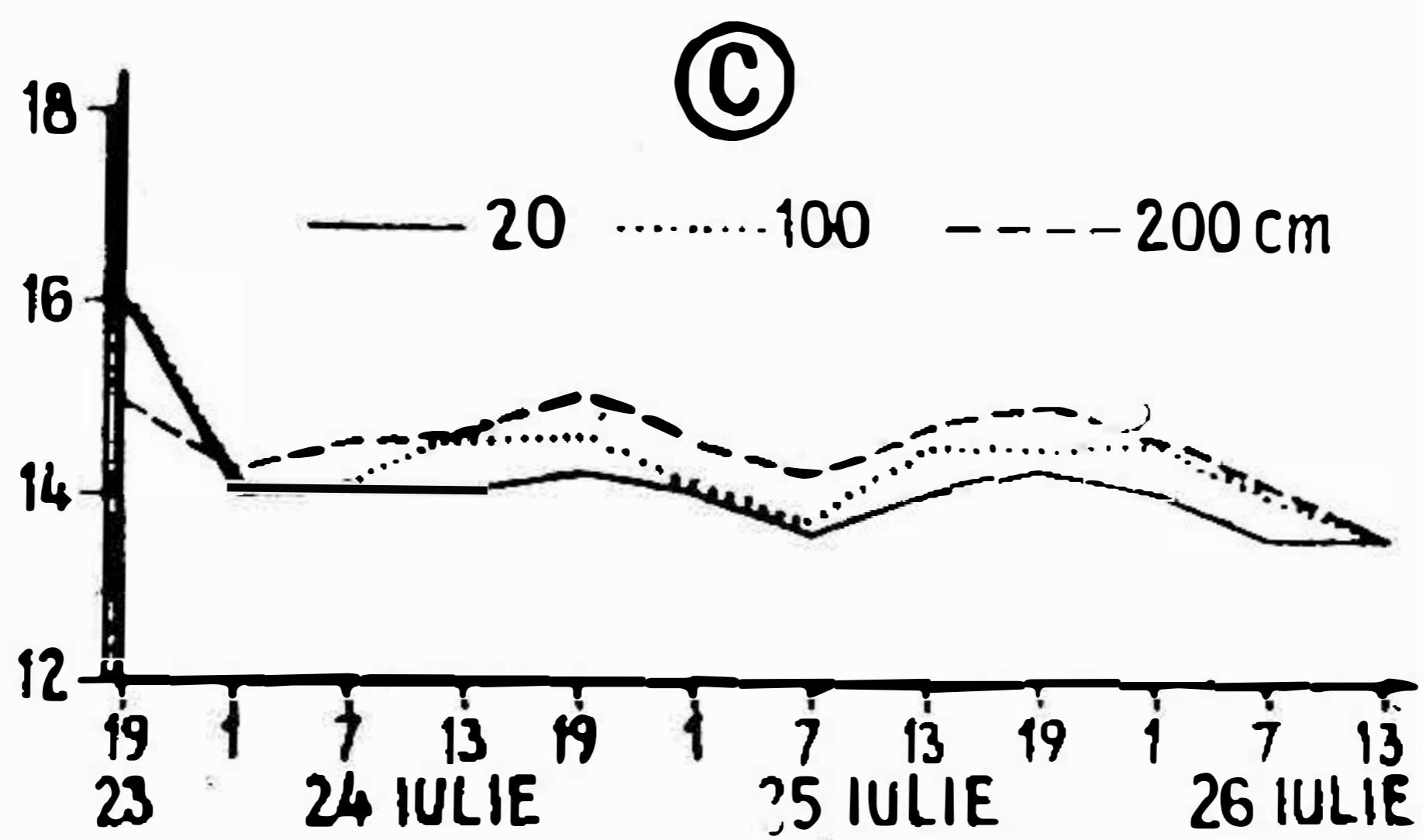
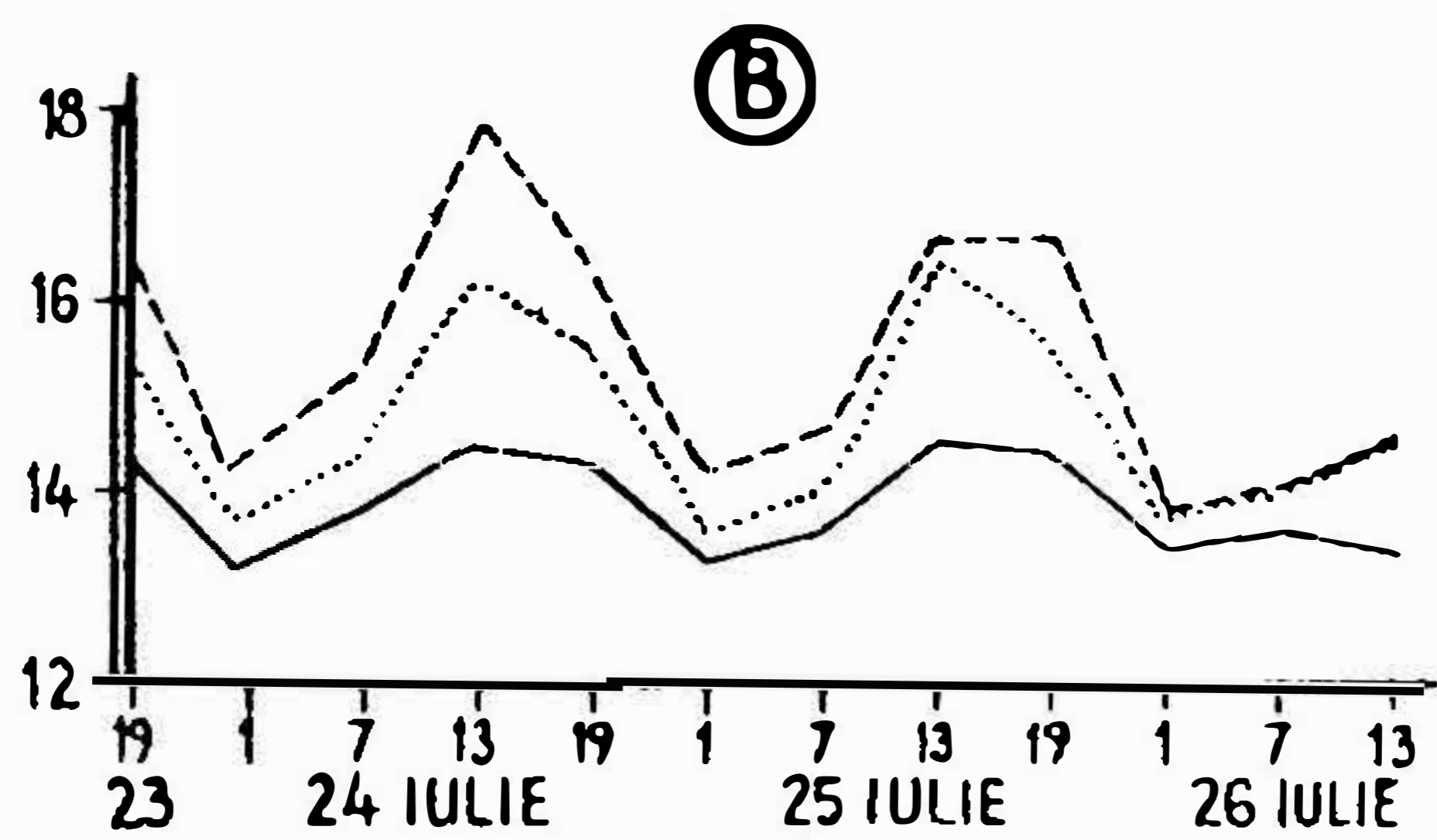
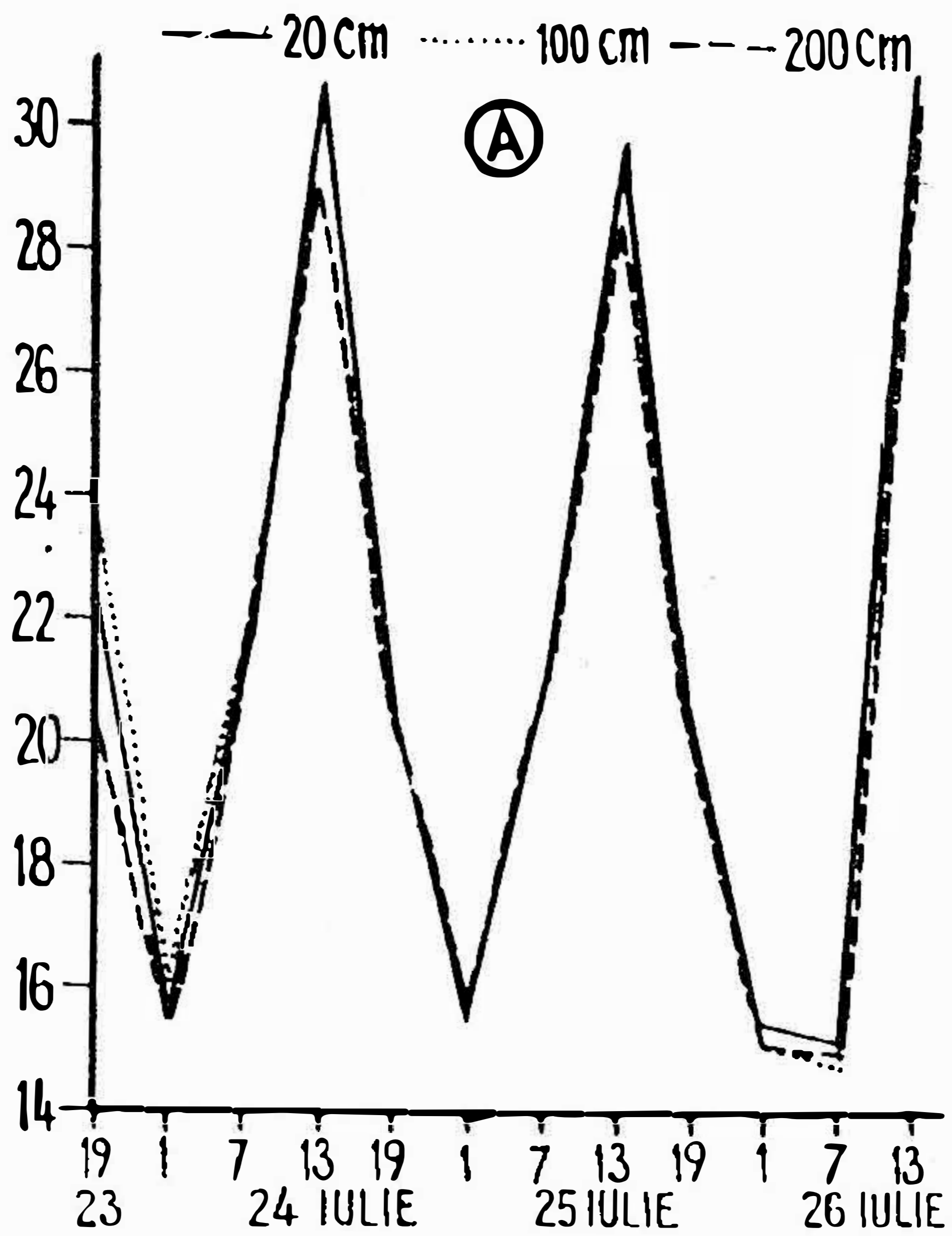


Рис. 2. Колебания температуры воздуха в микроклиматическом пространстве, летом. А — Точка 1 (туристская база), В — Точка 2 (вход в пещеру), С — Точка 3 (внутри пещеры, второй этаж).

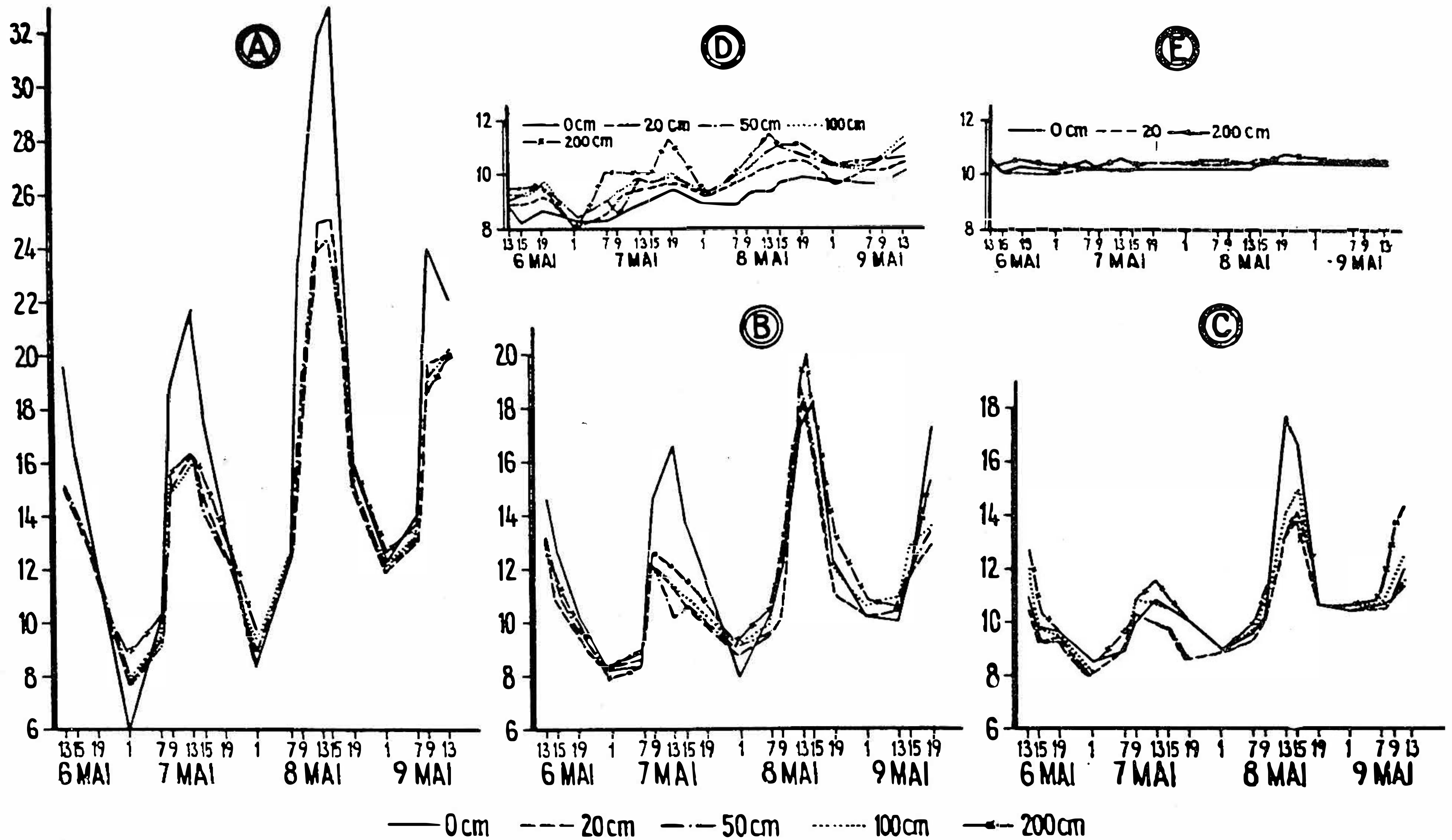


Рис. 3. Колебания температуры в зоне пещеры Мезиад. А — На уровне 2 м (весной),
 На уровне 0 м (весной), С — На уровне 2 м (летом).

к уровню 200 см. Наблюдения показали, что уровнями с максимальной температурой являются уровни 0 и 200 см в точке 1 (туристская база) и точке 2 (слияние) и уровни 0, 100 и 200 см в точке 3 (снаружи, у входа в пещеру). Уровни на 20, 50, 100 см на первых двух станциях и на 20 и 50 см на станции 3 отмечают значения меньшие на несколько десятых градуса. Это объясняется наличием холодного слоя воздуха, текущего из пещеры толщиной менее 1 м при выходе из нее и до 2 м по долине, сползая по склону, в то время как почва остается теплой в результате нагревания.

Таким образом наименьшие значения отмечаются у туристской базы на уровне 100 см, (с 9 до 17 ч.), затем у слияния в различные часы на уровне 50 или 100 см, и у входа в пещеру на уровне 50 см, а это показывает, что слой холодного воздуха, выходящий из пещеры, скользя по склону, приобретает большую толщину.

По этой причине, инверсии происходящие ночью у туристской базы, обыкновенно незначительны, в то время как у входа в пещеру они совсем не наблюдаются, но взамен отмечаются в эти часы изотермы, охваченные главным образом уровнями 20—100 см.

По мере углубления во внутрь пещеры термические различия на всех уровнях намного уменьшаются. Так, термическая амплитуда на станции № 4 между подстилающей поверхностью и уровнем 200 см была 2,2 °С, в то время как в свободной атмосфере амплитуда выражалась в 8,8 °С. Суточная амплитуда на уровне 200 см была 3,4°, в то время как у почвы — 1,9°, а на станции № 1 на уровне 200 см — 15,2° и у почвы — 26,8°.

На станции № 5, вариация температуры в микроклиматическом пространстве весьма незначительна, в среднем 0,3°.

За все три дня наблюдений температура почвы сохранилась в пределах 10,1°—10,4° и на уровне 200 см 10,2°—10,8° весной и 14,1°—15,0° летом. Разница еще меньшая была установлена между уровнями 20, 50 и 100 см (0,1°—0,2°), иногда же термические амплитуды между этими уровнями совсем отсутствовали. Летом такая разница между уровнями незначительна, но все-таки больше чем летом (0,2°—0,8°).

Сравнивая данные полученные на этой станции с данными станции № 1 и № 2, устанавливается, что нагревание воздуха во внешней среде ощущается также и внутри пещеры, но это нагревание весьма ослаблено и приходит с некоторым запозданием. Например, 8 мая, в наиболее жаркий день, на станции № 1 на уровне 200 см максимальная температура в 24° была отмечена в 15 ч., а на станции № 5, на том же уровне, максимальной была температура 10,8° в 19 ч. и 10,7° в 1 час ночи другого дня. Также 24 и 25 июля наибольшая температура на станции № 1 была 29° в 13 ч. и на станции № 5 — 15° в 19 ч.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения проведенные весной и летом показали определенную разницу в ходе метеорологических элементов, в зависимости от местонахождения станции. Большие контрасты между днем и ночью установленные в точке, находящейся у туристской базы, как рефлекс суточной инсоляции и ночной радиации снижаются по мере приближения к пещере и при самом входе в нее совсем незначительны.

Наружное нагревание и охлаждение передаются и в пещеру таким образом, что и в последней точке — на 2-ом этаже отмечаются колебания порядка нескольких десятых градуса. Постепенное нагревание воздуха при улучшении погоды во время периода наблюдений отразилось и в пещере с запозданием на несколько часов в виде поднятия температуры к максисальному значению $10,8^{\circ}$ и соответственно 15° . Внешние суточные колебания не отражаются на верхних этажах, факт отражаемый постоянной температурой, записываемой термографами.

Теплый выпавший снаружи дождь также изменяет атмосферу пещеры, устанавливая на первом этаже густой туман как следствие массивной конденсации теплого воздуха при контакте с холодным воздухом пещеры.

Если внешние условия окружающей среды влияют в некоторой степени на атмосферу пещеры, то можно сказать тоже самое и относительно влияния воздуха пещеры на окружающую среду. Так, холодный и тяжелый воздух выходит из пещеры, стекает по склонам и руслу речки Пештера, создавая инверсионный, почти постоянный слой в микроклиматическом пространстве, яснее выражаемый вблизи входа.

Отношения между атмосферой пещеры и внешней средой, отражаемые их взаимовлиянием, были выявлены при благоприятных синоптических условиях во время научных исследований.

Cc 003

AGRESSIVE CONDENSATION

Giorgio Pasquini

University of Genoa, Institute of Geography, Genoa, Italy

In the higher limestone massifs of the Mediterranean there is widespread hypogeic Karst which cannot satisfactorily be accounted for by either the action of great masses of circulating water — even in the remote past — or by the action of percolation water in the present time. These caves, even when they follow an extensive and complicated course, are prevalently vertical in direction, (1. 2. 3.) and it is an irrefutable fact that their upward extension is due to breakdown of the vault and upper walls, at a point where percolation water has no contact. Many of these breakdowns are of recent date, and some can even be observed in action (4). It is my belief that such forms are due to the corrosive action of water of condensation.

When the vaults and walls of a cave are covered by a fine layer of water, and when, over their entire surface, they are uniformly wet to the touch, we are in the presence of condensation of the moisture in the atmosphere.

This condensation is aggressive in as much as it is loaded with atmospheric CO₂. That this is so has been shown by analysing waters which have been allowed to condense on specially prepared surfaces* (5) and in the majority of cases it is possible to observe a thin, superficial layer of characteristically viscid material or slime.

Corrosion occurs in the outermost layer and penetrates to a depth which varies, according to the porosity of the limestone, from hundredths to tenths of millimetres or more, and every break in the continuity of the rock, every microclase permits the corrosive action to extend by capillary flow.

When there is heavy condensation, water runs down the walls and from the vaults by gravity- ie. it becomes percolation water. A classification of the various types of percolation has been proposed elsewhere, (6) and I do not wish to consider here whether this terminology should be restricted, genetically, to only those waters arising from condensation inside the cavity, or whether it might be extended, descriptively, to include waters entering from the exterior.

The percolation waters originating from water of condensation may still be chemically aggressive and attack the underlying rock, or else, when they attain their piezometric level, they will contribute directly to the aggressivity of the phreatic currents.

The starting point of the Karst process produced by aggressive condensation is an empty space, a vacuum, within the body of the rock. The minimum dimensions of the space must be such as to permit circulation of the atmospheric

*) Analysis carried out in 1959 by the Istituto di Geochimica, University of Rome our water samples from the caves of Luppa, Pietrasecca and Val di Varri.

air, and the space itself must be in communication with the surface, even if only by means of a complicated series of minute cracks or fissures.

The shape of this space or "protovacuum" is completely indifferent: the action of the condensation waters will gradually cause its walls to recede, and corrosion will extend along the microclases so that the space will tend to assume an elongated, ogival form along the line of fission of the rock. Maucci calls this form a "spindle" (7. 8. 9.).

The expansion of the cavity intersects other microclases, breaches other weak points in the rock and, concomitantly, the separation and falling off of material from the upper portion, due to gravity, accelerates the process, as the lower part of the spindle fills with debris.

I do not wish to distinguish between chemioclastic and graviclastic actions (10). When Corrosion is entirely dependent on the diffusion of a gaseous mixture on to every surface and in every fissure and is not bound up with gravity but acts, in a manner of speaking, "inversely", to the action of waters which flow from top to bottom, then all of this "inverse erosion", even in its mechanical consequences, is due to aggressive condensation.

The process can be schematised as follows: 1. Proto-vacuum. 2. Spindle 3. Expansion of the spindle and inclusion of other contiguous spindles along the lines of fracture of the limestone.

All of this leads to the formation of caves of large dimensions which owe nothing to the action of circulating water, be it phreatic or vadose.

The condensation of the aqueous vapour loaded with CO_2 is subject, to the physical laws governing the behaviour of gases, and thus variations in temperature and pressure cause variations in condensation.

It must be stressed that, except in some particular cases, the temperature of the atmosphere must be higher than that of the rock, otherwise condensation does not take place and the walls of the cavity are dry, unless of course they are bathed by vadose waters, as happens frequently in winter or in the mountains.

All meteorological variations in the atmospheric pressure at the surface of the calcareous mass are transmitted to the most deeply-seated space which has some means of communication with the exterior. Every increase or decrease in pressure causes a temporary increase or decrease respectively in condensation.

Furthermore, the pressure inside the cavity depends on the morphology which causes separation of the air into relatively warmer or cooler layers. A mass of warm air exerts a greater pressure on the walls which contain it than does a mass of cool air.

The four main types of atmospheric circulation within caves (11) give rise to characteristic areas of corrosion.

1. A cavity with an opening at the top; the classical shaft which opens onto the surface. The air is layered into warmer air on top and cooler air underneath. The maximum pressure is at the bottom of the shaft, and maximum condensation occurs on the lower part of the walls, nearest to the base. This may well explain why spindles of this type

- often present their greatest diameter in the lower third of their length.
2. A cavity with an opening at the base. Warmer air accumulates and causes condensation in the upper part of the cave where both the pressure and the temperature are highest.
 3. A cavity with an opening at the side, as is frequently the case on rocky slopes on the mountain side. When the temperature of the external air is higher than that of the enveloping rock, the air enters and passes up and along the vault, gradually becoming cooler, and it finally passes out along the floor of the cave. Maximum condensation occurs in the upper parts of the cavity before the temperature of the gaseous mass equilibrates with that of the rock. This could explain why many simple caves of this type are markedly widened out towards the top.
 4. "Wind-tube" caves. Leaving aside the different methods of circulation according to the position of the two or more openings, where the gaseous mass circulates with a certain velocity, the greatest pressure is exerted, and therefore the greatest condensation occurs on the surfaces directly exposed to the jet, whereas "to leeward" there is less condensation. In the narrow passages which separate the wider chambers there is an increase in condensation because of an increase in temperature due to the greater speed of air flow.

It is clear that aggressive condensation can form only where the air masses are saturated — or rather, supersaturated — with water. This saturation is virtually constant in caves where waters are present in some form because, as the saturation point of these waters changes, evaporation occurs. It is evident, therefore, that percolation plays an important role in the production of aggressive condensation.

If one can imagine this process, which is continuous, as a series of individual processes separated in time, then it is logical to suppose an increase in the aggressive potency of the condensation waters by the Bögli effect (12, 13) in as much as every layer of damp air which condenses mixes with the layer immediately preceding it which has already given up a part of its CO₂ content on contact with the rock.

Therefore, aggressive condensation carries out its speleogenetic function in all those situations where the internal surfaces of a cave are not attacked by aggressive waters of a different provenance, as indeed it does in phreatic caves where the vaults have been left uncovered, even at brief intervals, because of a diminution in the level of the water. Many changes in the typical phreatic morphology which can be observed today in caves which have already been abandoned by the waters for a considerable period of time, and which have no percolation, can, in fact, be ascribed to aggressive condensation.

SUMMARY

It is difficult to attribute the genesis of certain large caves only to the action of vadose or phreatic waters. In these cases, the inverse erosion, due to the aggressive condensation of the atmospheric CO₂, plays a prominent rôle from the moment that the cavity is exposed

to the atmosphere. The various ways in which circulation of the air influences corrosion are examined.

SOMMARIO

La genesi di alcune grandi grotte è difficilmente attribuibile solo all'azione di acque vadoso o freatiche. In tali casi l'erosione inversa, dovuta alla condensazione aggressiva del CO₂ atmosferico, svolge un ruolo preminente a partire dal momento in cui la cavità è in comunicazione con l'esterno. Vengono esaminate le varie modalità con cui la circolazione dell'aria influenza la corrosione.

RÉSUMÉ

Difficilement on peut expliquer la genèse des certaines grandes grottes seulement par l'action des eaux vadoses ou phréatiques. Dans ces cas l'érosion inverse, à cause de la condensation agressive du CO₂ atmosphérique, joue un rôle important a partir du moment où la cavité est mise en communication avec l'extérieur. Les diverses modalités sont examinées selon lesquelles la circulation de l'air exerce une influence sur la corrosion.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Genesis einigen großen Grotten ist nicht einfach erklärbar nur aus dem Grunde der Wirkung Vadosen- oder Phreatischenwassern. In diesem Fall spielt die „Inverserosion“, die auf der Aggressivenverdichtung atmosphärischen CO₂ folgt, eine wichtige Rolle von dem Moment, daß die Höhle in Verbindung mit der Außenseite steht. Die verschiedene Modalität der Luftzirkulation und ihre Einwirkung auf Korrosion werden examiniert.

REFERENCES

- PASINI G., 1962: Antro del Corchia: la più profonda voragine d'Italia. *Rassegna Speleol. Ital.* 14/3, Como.
- PASQUINI G., 1965: La grotte du Mont Corchi dans les Alpes Apuanes. Act. IV. Congr. Int. Spéléol., Ljubljana (Verbal communication).
- UTILI F., 1971: La seconda spedizione italiana al Gouffre Berger. *Boll. Sez. C. A. I.* di Firenze, Firenze.
- BEFANI G., 1963: L'abisso Consolini nei Monti Lepini. *Atti del V. Convegno degli Speleologi dell'Italia Centrale*, Terracina.
- ERASO ROMERO A., 1963: Anotaciones sobre la fisico-química de las cavidades (complejo Bussento). *Rassegna Speleol. Ital.* 15, 1/2, Como.
- PASQUINI G., 1972: Considerazioni sulla percolazione a sulla condensazione. *Preprints del Seminario di Speleogenesi*, Varenna.
- MAUCCI W., 1952: L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi — *Boll. Soc. Adriat. Sci. Nat.* 46, Trieste.
- 1959—1960: La speleogenesi nel Carso triestino. *La Grotte d'Italia*, Ser. 3, Vol. III, Castellana.
- MONTORIOL POUSS J., 1951: Los procecos clásticos hipogeos. *Rassegna Speleol. Ital.* 3/4, Como.
- CIGNA A. A., 1965: Air circulation in caves. Act. IV. Congr. Int. Spéléol., Ljubljana.
- BÖGLI A., 1968: La corrosione per miscela d'acque. *Atti e memorie della Commissione Grotte Boegan*, 8, Trieste.
- 1972: La corrosione per miscela d'acque. *Seminario di Speleogenesi and Following discussion*. Varenna.

Cc 004

EINFLUSS DES KARSTRELIEFS AUF DIE MESOKLIMATISCHEN VERHÄLTNISSE

Evžen Quitt

Geographisches Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften, Brno,
ČSSR

Das untersuchte Gebiet des Mährischen Karstes hat vom mesoklimatischen Gesichtspunkt ein sehr gegliedertes und mannigfaltiges Relief, das zusammen mit der bunten Vegetationsdecke die Entstehung einer Reihe charakteristischer mesoklimatischer Typen bedingt. Es war nötig im großen und ganzen unkonventionale Forschungsmethoden zu verwenden um die Äußerungen und die Verteilung aller dieser Typen im Zeitabschnitt von 3 bis 4 Jahren, in dem die Untersuchungen durchgeführt wurden, zu erfassen.

Für die Lösung zahlreicher Fragen der Grundforschung und der Praxis ist die Begrenzung der Flächen mit einer unterschiedlichen Sonneneinstrahlung wichtig. Man kann daraus auf Grund des Charakters der aktiven Oberfläche auf die Strahlungs- und Wärmebilanz des Gebietes schließen. Die Sonneneinstrahlung kann die Temperaturverhältnisse bei Tag, besonders die Größe der Temperaturmaxima bei heiterem Wetter, die Entwicklung der thermischen Konvektion, usw., charakterisieren. Eine bedeutende Charakteristik des Gebietes ist auch der Wert der Beschattung, der besonders in den Wintermonaten von Bedeutung ist. Der späte Sonnenaufgang oder frühe Sonnenuntergang beeinflusst deutlich den Tagesgang verschiedener klimatischer Elemente, als auch die Geschwindigkeit des Abtauens der Schneedecke. Bei der Kartierung der Geschwindigkeit des Auftauens der Schneedecke im Mährischen Karst wurde festgestellt, daß die Existenz der Stellen mit einem langdauernden Vorkommen der Schneedecke nicht von der Menge der anfallenden Sonnenstrahlung und der Länge der Besonnung, sondern vor allem von der Dauer der Beschattung des Geländes im Laufe des Tages abhängt. An überwiegend in den Nachmittagsstunden beschatteten Stellen bleibt die Schneedecke viel länger liegen, als an Stellen mit einer ebenso langen Besonnung, die jedoch am Vormittag beschattet sind. Die Radiationsverhältnisse, besser gesagt die Dauer der Besonnung bzw. Beschattung, beeinflussen auch die Temperaturwerte und ihre Verteilung im Gelände bei Tag.

Infolge Mangel an Beobachtern und Mitarbeitern an den Forschungen war es nötig zur Ermittlung der Temperaturverhältnisse des Karstgebietes die effektivsten Forschungsmethoden anzuwenden. Deshalb wurde die Methode der Temperaturmessungsfahrten eingeführt, bei denen ein vor der Automotorhaube abgebrachtes elektrisches Widerstandsthermometer benützt wurde. Die Temperatur wurde während der Fahrt bei einer Geschwindigkeit von 30—40

Stundenkilometern in Intervallen von rund 5 Sec. gemessen. Im Nord- und Mittelteil des Mährischen Karstes wurden 4 Hauptstrecken gewählt, an denen die Temperaturmessungsfahrten bei typischen Wettersituationen unternommen wurden.

In den schattigen Canyons kommt es vor allem in den Sommermonaten und in der Übergangsperiode zur Entstehung von Temperaturinversionen, die durch die Tatsache bedingt sind, daß bei Tag fast überhaupt nicht die Sonne auf den Talboden scheint, während die oberen zwei Drittel der Talhänge sehr gut besonnt werden. Diese Inversionen sind also für das Gebiet des Mährischen Karstes vor allem nur bei sonnigem Wetter typisch und kommen am häufigsten und mit größter Intensität in der warmen Jahreszeit vor.

Die mesoklimatischen Verhältnisse des Mährischen Karstes werden jedoch auch durch die lokale Kaltluftadvektion aus den benachbarten höher gelegenen Lagen beeinflußt. Hier muß man die Teilung des Mesoklimas des Karstgebietes in das selbständige Klima, zu dem fast das ganze Gebiet mit Ausnahme der Karstcanyons gehört, und das unselbständige Klima, bei dem in seinem Charakter der Einfluß der lokalen Advektion überwiegt, in Betracht ziehen. Hier kommt es während typischer Wettersituationen zur Bildung von Temperaturinversionen. Die Kenntnis des Umfanges der Inversionslagen ist von grundsätzlicher Bedeutung für die Baupraxis als durch die technische und biologische Praxis. Diese Lagen sind nämlich durch einen geringen Luftaustausch in horizontaler und vertikaler Richtung charakterisiert. Man muß hier mit einem häufigeren Vorkommen von Spätfrösten rechnen, die Möglichkeit der Rekreation in Zelten ist hier beschränkt und es besteht hier eine wesentliche Neigung zur Bildung lokaler Nebel, was auf die höhere Luftfeuchtigkeit zurückzuführen ist.

Die Lufttemperaturinversionen im Mährischen Karst kommen vor allem in den Canyons vor und erreichen eine unterschiedliche Intensität in den einzelnen Jahreszeiten, was vor allem durch das Prinzip ihrer Entstehung bedingt ist.

Die infolge der Beschattung des Geländes entstandenen Inversionen wurden bereits teilweise besprochen. Ihr Vorkommen ist am häufigsten und ihre Intensität am höchsten im wärmeren Jahresabschnitt. Dabei ist interessant, daß im Tagesgang diese Inversionen fast überhaupt nicht in den Morgenstunden vorkommen, ihre höchste Intensität jedoch in den Mittagsstunden erreichen. Am häufigsten kommen sie im Canyon Suchý žleb, Pustý žleb, dem Tal des Baches Křtinský potok und im oberen Abschnitt des Flusses Říčka vor. Derartige Inversionen dauern oft den ganzen Tag, ihre Intensität nimmt jedoch in den Nachtstunden langsam ab, oder sie verschwinden überhaupt. Dies ist durch den niedrigeren Wert der effektiven Hangausstrahlung der tief eingeschnittenen Täler im Vergleich mit freiem Gelände bedingt. Auf Grund des Tagesganges der Intensität der inversen Schichtung kann man sehr leicht feststellen, um welchen Inversionstyp es sich in jedem einzelnen Falle handelt.

Die durch die lokale Kaltluftzufuhr von den umliegenden Hängen verursachten Temperaturinversionen entstehen ebenfalls praktisch im Laufe des

ganzen Jahres. Mit Rücksicht auf den Mechanismus ihrer Entstehung kommt es zu ihrem Vorkommen meist in schmalen tief eingeschnittenen Tälern und Canyons (kleinere effektive Hangausstrahlung bei derartigen Tälern). Weniger oft kommen sie auch in Tälern vor, deren Hänge mit Wald bewachsen sind. Bei den in der Früh durchgeführten Temperaturmessungsfahrten haben wir diesen Inversionstyp am häufigsten im Canyon Lažánecký žleb, oft auch in Pustý žleb bis zur Felsenmühle beobachtet. Dieser Inversionstyp kommt auch im Říčka-Tal vor. Die Entstehung lokaler Inversionen mikroadvektiven Charakters wird vor allem durch intensive Ausstrahlung bei klarer und windstiller Nacht und eine geeignete Form und Oberfläche der die Talsohle umgebenden Hänge bedingt.

Die Unterschiede der durch Inversionen infolge Beschattung bedingten Temperaturen erreichen bei heiterem Wetter in der Übergangsperiode bei Tag gewöhnlich 3—4 °C. Bei Nacht sinken die Unterschiede, oder sie verschwinden überhaupt. In den Wintermonaten schwanken die Werte der Unterschiede um 1 °C. Bedingung ist auch hier ein heiteres windstilles Wetter. Die infolge Inversionen mikroadvektiven Charakters entstehenden Temperaturunterschiede erreichen in der Übergangsperiode rund 2—3 °C, im Sommer dagegen nur 1—2 °C, im Winter infolge längerer Dauer der negativen Strahlungsbilanz nehmen sie bis auf 4 °C zu. Die größten Unterschiede werden bei diesem Inversionstyp begreiflich knapp vor dem Sonnenaufgang verzeichnet. Voraussetzung für ihre Entstehung ist wieder eine klare und windstille Nacht.

Die Lufttemperatur, besonders dann die empfundene Lufttemperatur wird durch bewaldete Flächen beeinflusst. Im Winter übt das Waldmilieu einen Einfluß auf das langsamere Auftauen der Schneedecke aus, sodaß zur Zeit, wenn im Wald noch Schnee liegt, während er anderswo bereits aufgetaut ist, der Wald ein gewisser Kältespeicher ist. Im Sommer gleicht dann das Waldmilieu bei heiteren Tagen die Temperaturextreme aus und beeinflusst besonders die empfundene Temperatur. Sehr oft beobachtet man hier eine bis um 4 °C niedrigere Lufttemperatur als im freien Gelände.

Etwas komplizierter als der Temperaturverlauf sind im Mährischen Karst die Feuchtigkeitsverhältnisse. Die Luftfeuchtigkeit wird außer von den bei der Lufttemperatur erwähnten Faktoren noch durch die Verdampfung aus der aktiven Oberfläche und in gewissem Maß auch durch die Durchlüftungsintensität beeinflusst.

Auf Grund der Feuchtigkeitsmessungsfahrten wurde festgestellt, daß am Boden der tiefen und stark beschatteten Canyons im Mährischen Karst im warmen Halbjahr im Durchschnitt um 30 % höhere relative Feuchtigkeit als im freien Gelände ist, während in den Tälern, wo sich Temperaturumkehrungen mikroadvektiven Charakters äußern, dieselbe oder um 10 % höhere Feuchtigkeit vorkommt. Im Winterhalbjahr ist die relative Luftfeuchtigkeit in den Canyons ähnlich oder nur etwas höher als im freien Gelände, in den Tälern, wo man Inversionen mikroadvektiven Charakters beobachten kann, jedoch im Durchschnitt um 10 % höher. Diese Unterschiede kommen begreiflich wieder nur bei

heiterem und windstillem Wetter vor.

Die mesoklimatischen Verhältnisse des Mährischen Karstes sind verhältnismäßig kompliziert. Dies ist ein typisches Beispiel einer Modifizierung der makroklimatischen Verhältnisse durch das gegliederte Relief. Die wesentlichen Unterschiede im Tages- und Jahresgang der klimatischen Grundelemente widerspiegeln sich am meisten im Charakter der Vegetationsdecke. Man kann jedoch voraussetzen, daß derart wesentliche Unterschiede in den klimatischen Charakteristiken auch die hydrographischen Verhältnisse, die Weise und Geschwindigkeit der Gesteinsverwitterungs und die Boden- und Karstprozesse beeinflussen.

In diesem Beitrag war es möglich nur sehr kurz einen Teil der auf Grund der Messungen die im Mährischen Karst beinahe 4 Jahre durchgeführt wurden erreichten Ergebnisse zu erwähnen.

Cc 005

DIX ANS DE RECHERCHES PÉRIODIQUES DANS UNE GROTTE DE GLACE (LA GROTTE DE SCARIȘOARA, ROUMANIE)

Josif Viehman

Institute de Spéologie, Cluj, Roumanie

La grotte « Ghețarul de la Scărișoara » se trouve dans les Monts Apuseni à 1150 m d'altitude. La grotte s'ouvre par deux avens de 50 m de profondeur où l'un a un diamètre de 60 m. Au fond de cet aven on pénètre dans un réseau souterrain au milieu duquel il y a un grand bloc de glace de 75 000 m³. Ce bloc divise la grotte en plusieurs parties latérales lesquelles rapportées au fond de l'aven ont des profondeurs qui varient entre 7 et 30 m. La surface supérieure du bloc délimite le plancher de la Grande Salle. Les autres cavités sont : L'Église, la Petite Réservation et la Grande Réservation où se trouve également le fond de la grotte à 105 m de profondeur.

A partir du mois de mars 1963 on a entrepris des recherches mensuelles jusqu'à 1968 et annuellement jusqu'à 1973. Le but des recherches a été la connaissance de l'évolution et de la morphogénèse de la glace et de la relation entre le climat extérieur et celui souterrain. « Ghețarul de la Scărișoara » est une grotte statique prévue d'une seule entrée.

Pour ce but on a enregistré d'une manière systématique la température, l'humidité, la pression atmosphérique, l'eau de condensation et des dates concernant le mouvement de l'air. Pour l'étude de la morphologie de la glace on a rétenu un nombre des stalagmites test et on a effectué là-dessus des mesurages et des observations périodiques concernant la hauteur et le diamètre des formations, la fréquence et le rythme de l'eau d'égouttement, la localisation et le déplacement de ces gouttes, la migration saisonnière de la glace dans les zones de limite, la volatilisation de la glace, le rôle de la glace dans la genèse des perles de caverne (I. Viehmann, 1967) et l'enregistrement des dates concernant la morphologie du bloc de glace. On y a utilisé également la technique de la photogrammétrie.

L'historique des recherches entreprises dans la grotte « Ghețarul de la Scărișoara » rappelle quelques étapes essentielles comme par exemple : A. Schmidl (1863) qui étudie la grotte en 1858 et A. Bielz (1884), puis les ouvrages monographiques publiés par E. G. Racoviță (1927). Ces recherches concernent seulement l'aven et la Grande Salle de la grotte.

C'est en 1947 qu'on commence à étudier les autres salles de la grotte, connues aujourd'hui sous le nom de la Grande Réservation et la Petite Réservation. Les recherches de ce stade-là sont conduites et publiées par M. Șerban (1948, 1957, 1967) et elles représentent la somme des premières observations

précises.

Enfin c'est en 1963 que I. Viehmann et Gh. Racoviță commencent les recherches périodiques qui ont présenté jusqu'à l'instant les informations les plus détaillées sur les problèmes de cette grotte.

Les résultats des recherches n'ont pas encore élucidé toutes les inconnues de la grotte pour les deux raisons suivantes :

- la durée trop courte des recherches (10 ans)
- la planification de l'étude de la grotte et l'interprétation des dates obtenues par deux voies : la partie du Sud a été soignée par mon collègue Gh. Racoviță et la partie du Nord par l'auteur de cet ouvrage.

Les observations entreprises par E. G. Racoviță (1927) ont constitué les premiers repères des recherches qui ont suivi. L'étape qui appartient au collègue M. Șerban nous fournit des mesurages et des dates auxquels on peut se rapporter d'une manière comparative après un bon nombre d'années. Les recherches effectuées après 1963 ont confirmé en partie les conclusions anciennes, laissant d'autres en réserve.

Les principaux résultats de ces observations chronologiques d'une durée d'au moins de 10 ans sont les suivants :

1. Les modifications climatiques de surface font leur effet dans le souterrain après un retard de quelques heures pendant les mois de froid au-dessous de 0 °C et de quelques mois pendant le reste de l'année.

2. La morphologie des formations de glace est déterminée par le microclimat souterrain et par les conditions d'égouttement de l'eau d'alimentation.

3. Le bloc de glace se trouve dans une diminution continue, le plancher de la Grande Salle étant aujourd'hui plus bas de 120 cm qu'en 1947.

4. Dans sa totalité la glace de la grotte de Scărișoara se trouve en retraite, son agrandissement en volume ou sa conservation n'étant plus possibles dans les conditions climatiques de l'Europe à présent.

5. La grotte « Ghețarul de la Scărișoara » a été il y a longtemps une grotte à deux entrées. Les 2 avens, connus aujourd'hui ont constitué la première entrée de la grotte qui ont fonctionné pendant les premières phases d'existence comme des « ponoare »⁽¹⁾. L'hypothèse a été formulée pour la première fois par E. Racoviță dans son ouvrage de 1927. La découverte et le topographie d'un pont naturel à l'intérieur de l'aven secondaire et d'une galerie diagonale (une continuation morphologique du pont naturel) qui relie les deux avens entre eux, confirme solidement l'hypothèse d'E. Racoviță. La deuxième entrée de la grotte est l'entrée d'aujourd'hui dans la grotte Pojarul Poliței, une grotte qui se trouve dans la continuation immédiate du fond de la grotte de Scărișoara. Il y avait une fois les 2 grottes, séparées aujourd'hui par un bouchon d'écroulements avaient constitué un seul réseau karstique et la grotte Pojarul Poliței avait fonctionné d'abord comme une résurgence.

(1) Perte de rivière.

6. La période où la glace avait commencé à s'installer dans la grotte de Șcărișoara est synchrone avec :

- a) un climat froid équivalent comme température baissée du moins aux conditions d'aujourd'hui des Carpates de la Roumanie dans les altitudes qui dépassent 2000 m. Ce fait est attesté par la découverte d'un squelette de *Rupicapra rupicapra carpatica* dans la Grande Réserve de la grotte⁽²⁾. On sait très bien que cet animal est un fossile pour les Monts Apuseni.
- b) l'écroulement et le colmatage qui avaient séparé le réseau souterrain dans les deux grottes connues aujourd'hui (Șcărișoara et Pojarul Poliței).
- c) l'installation de la glace dans d'autres grottes des Monts Apuseni. Une partie de ces grottes s'appelle « ghețar » (par exemple Focul viu, Zgurăști, Bortig, Vîrtop) mais seulement deux gardent encore la glace permanente.

E. Racoviță (1927) parle d'une glace « fossile » non affectée par les variations saisonnières ou bien annuelles, et d'une glace « actuelle » qui fond et se renouvelle chaque année. Pour l'avenir les recherches devront s'intéresser seulement à la glace fossile. M. Șerban et ses collaborateurs ont établi comme suite de l'analyse des deux carottes de glace, l'existence de trois périodes froides pendant les 200 dernières années dont la principale se situe entre 1800—1850. Conformément aux interprétations paléoclimatiques faites par Gh. Racoviță (1972) la période froide commence vers 1700 et se termine avant 1920, étant donc plus longue que celle définie par M. Șerban. Dans la Grande Salle, à une hauteur de 3 m il y a sur les murs en calcaire une trace circulaire qui marque probablement le niveau maximum de la glace, dans le passé, dans cette grotte. En tenant compte de la vitesse actuelle de retraite de la glace pendant les 26 dernières années (à un repère central de la Grande Salle) on peut apprécier que ce niveau de la glace a pu exister vers l'année 1850. Dans ce point le niveau de la glace a baissé pendant les 26 dernières années de 70 cm. Le stade actuel des recherches ne permet pas encore de précisions paléoclimatique. Le grand bloc de glace épais de 18 m (M. Șerban et colab., 1957) s'est formé dans la dernière phase sylvestre postglaciaire, celle du hêtre et l'âge des couches inférieures est d'environ 3000 ans (d'après les analyses de pollen faites par E. Pop et I. Ciobanu, en 1950).

7. Dans la grotte de Șcărișoara la glace a pu s'installer dans un espace de temps relativement court. On formule cette hypothèse d'après les observations entreprises par nous (I. Viehmann et V. Crăciun, 1959) à l'occasion de l'étude du phénomène de migration saisonnière de la glace dans les zones limitrophes : comme une autre conséquence de « l'effet de retardement » du climat de surface sur le microclimat souterrain est également le fait que la formation de la glace annuelle dans ses zones les plus profondes se produit pendant deux mois, tandis que sa retraite (la fonte) annuelle pendant 9 ou 10 mois.

8. Les recherches des dernières années ont mis en évidence l'existence des

⁽²⁾ Par le Dimitriu Leonida.

stalagmites de glace « thermoindicateurs ». Ce sont des colonnes annuelles dont la morphologie observée par exemple au mois d'avril peut nous fournir des dates sur le climat de l'endroit pour les mois de janvier, février et mars. La suite des recherches devra aboutir à la possibilité d'utiliser le bloc de glace comme thermoindicateur fournisseur de dates paléoclimatiques.

9. Le chauffage annuel de l'air des plus profondes parties de la grotte est provoquée par :

- a) l'arrêt de la pénétration de l'air froid dans la grotte,
- b) la pénétration de la chaleur superficielle par la voie de l'air de l'aven et jusqu'aux parties profondes de la grotte, en ce cas l'air ayant le rôle d'un conducteur calorique,
- c) les radiations caloriques provoquées par les parois calcaires de la grotte,
- d) il y a en même temps une pénétration partielle de l'air chaud dans la grotte.

Cette pénétration se produit par l'aven comme « effet Bernoulli » à l'époque des vents plus puissants.

10. L'effet négatif de l'air chaud sur les stalagmites se produit d'une manière directe proportionnelle avec la distance entre ces dernières et le bloc de glace.

On peut rappeler encore quelques résultats dont la validité est hypothétique ou territoriale n'étant pas généralement valables pour toute la grotte de Scărișoara.

Depuis le début de notre siècle du moins, les stalagmites de glace de la salle « L'Église » ont eu un développement ininterrompu (Gh. Racoviță, 1970).

Selon l'opinion de M. Șerban (1967) pour la glaciation de caverne de la grotte « Ghețarul de la Scărișoara » est spécifique un phénomène de « contraste de phase » : le bloc de glace ne réussit pas à se conserver entièrement et la réduction de sa masse détermine le développement des stalagmites de glace.

Deux des flancs du bloc de glace sont verticaux. Jusqu'à présent leur morphologie est expliquée par le phénomène d'ablation — volatilisation et par celui des radiations caloriques propres au calcaire.

La vérification du mouvement du bloc de glace sur la verticale a été mis à l'épreuve jusqu'à présent par deux voies. En collaborant avec les collègues T. Rusu, Gh. Racoviță, et V. Crăciun, le flanc du côté de la Grande Réserve a été planté de bornes qui ont été ensuite matérialisées dans l'espace à l'aide des calculs et des mesurages effectués avec un théodolite. Dans la partie opposée du bloc, au fond d'une rimaye Gh. Racoviță a installé entre 1966—68 un dispositif de leviers qui lui a fourni l'information hypothétique d'après laquelle le bloc aurait exécuté — à ce point — un déplacement sur la base d'environ 4 cm.

Dans l'avenir les recherches devront renoncer à recueillir de nombreux détails, amassés par des méthodes et dans des endroits différents de la grotte. L'observation expérimentale, locale et de longue durée des phénomènes généralement valables à la glace et au climat de la grotte pourront élucider les incertitudes qui existent encore dans l'évolution de la glace de cette grotte.

BIBLIOGRAPHIE

- RACoviȚĂ E., 1927 : Observation sur la glacière naturelle dite « Ghețarul de la Scărișoara ». Bull. Soc. Sci. Cluj 3, 2.
- ȘERBAN M. et collab., 1967 : Contribuții la stratigrafia depozitelor de gheață din Ghețarul de la Scărișoara. Luct. inst. de speol. 6, 107—140, București.
- VIEHMANN I., CRACIUN V., 1969 : Migrația gheții în Ghețarul de la Scărișoara, Lucr. Inst. de Speol. 8, 51—54, București.
- VIEHMANN I., 1970 : Technik angewandter photogrammetrischer Forschungen in der Eishöhle von Scărișoara aus dem Bihargebirge (Rumänien). Livre du centenaire « E. Racoviță ». Edit. de l'Acad. R. S. Roumanie, Bucarest, 617—619.
- RACoviȚĂ G., 1972 : Sur la corrélation entre l'évolution du climat et la dynamique des dépôts souterraine de glace de la grotte de Scărișoara. Trav. Inst. Spéleol. « E. Racoviță », t. XI, Bucarest, p. 373.

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
- 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
- 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

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 Fc 009
Ilyuhin, V. V. Bb 008 Bb 020 Bb 02
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
Janáčik, 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
Pelíšek, 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
Plachciňski, 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

Zaňko, 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 dr. Marcela Cilková

Vytiskl Disk Říčany, provozovna Davle

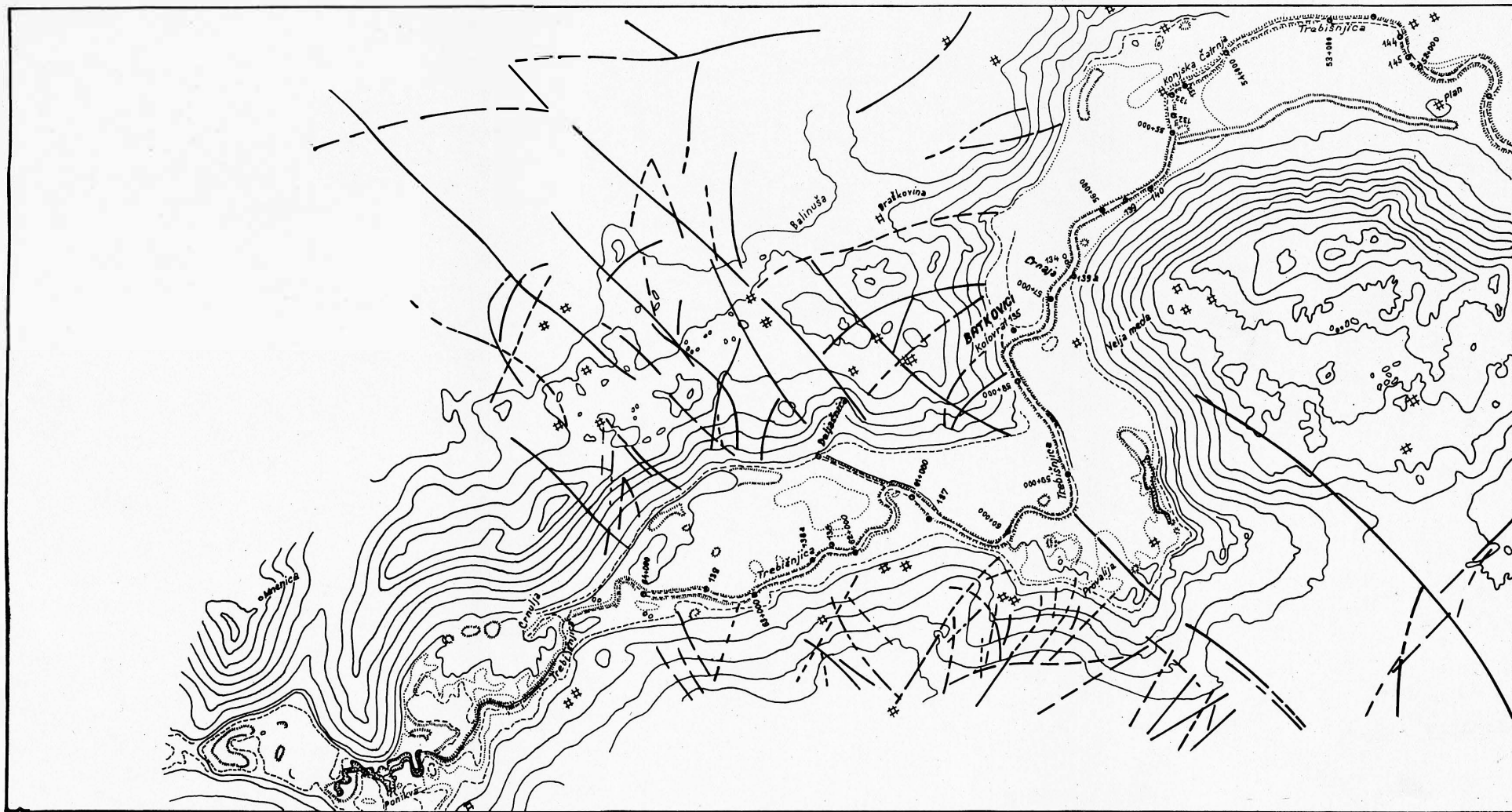


Plate 1. Layout of the Trebišnjica River bed along the Popovo Polje with marked sink holes.

MEASUREMENT OF LOSSES OF WATER ALONG
THE TREBIŠNICA RIVER BASIN THROUGH
THE POPOVO POLJE VALLEY

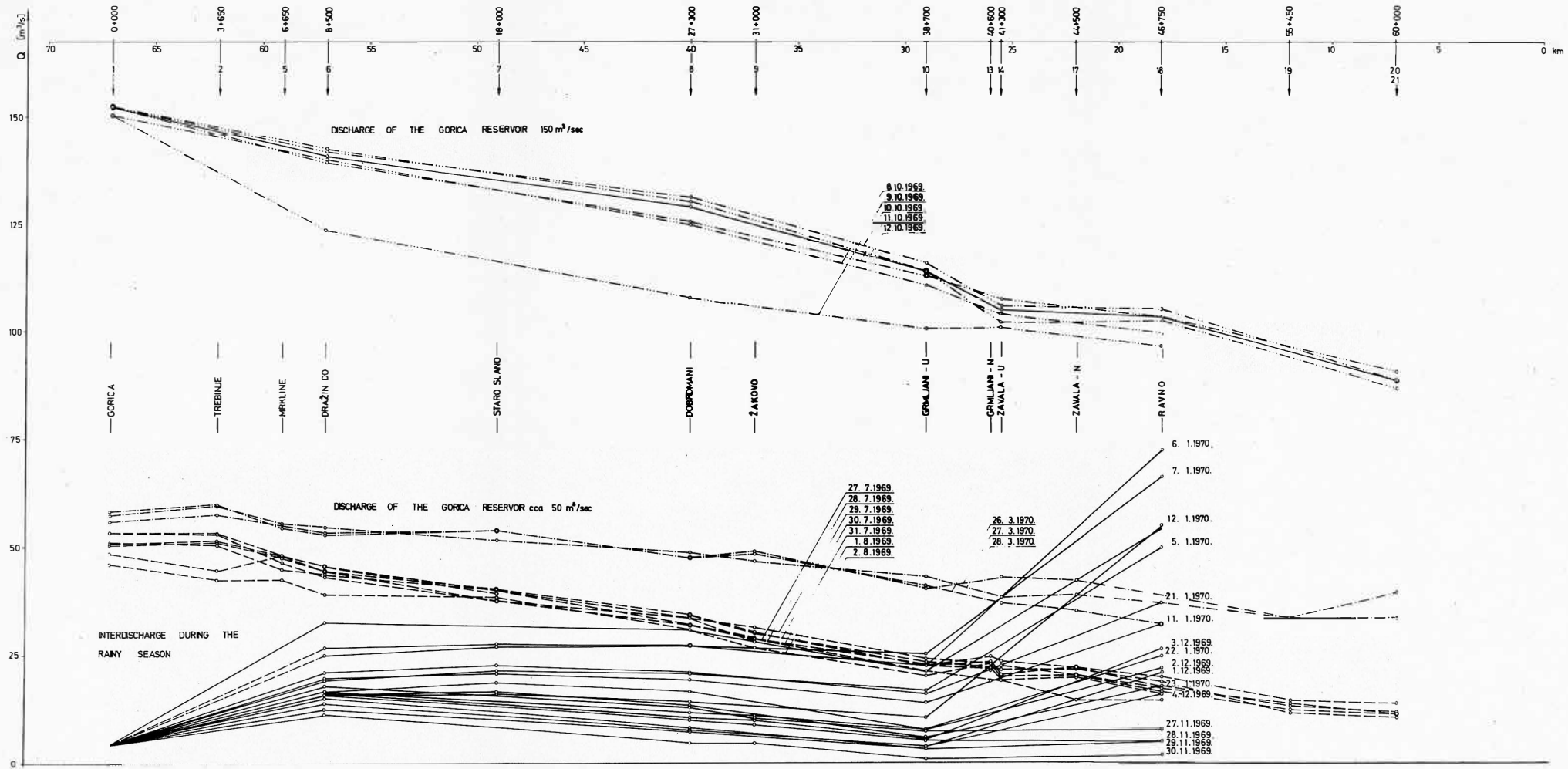


Plate 2. Graph of water losses along the Trebišnjica River bed in the Popovo Polje.

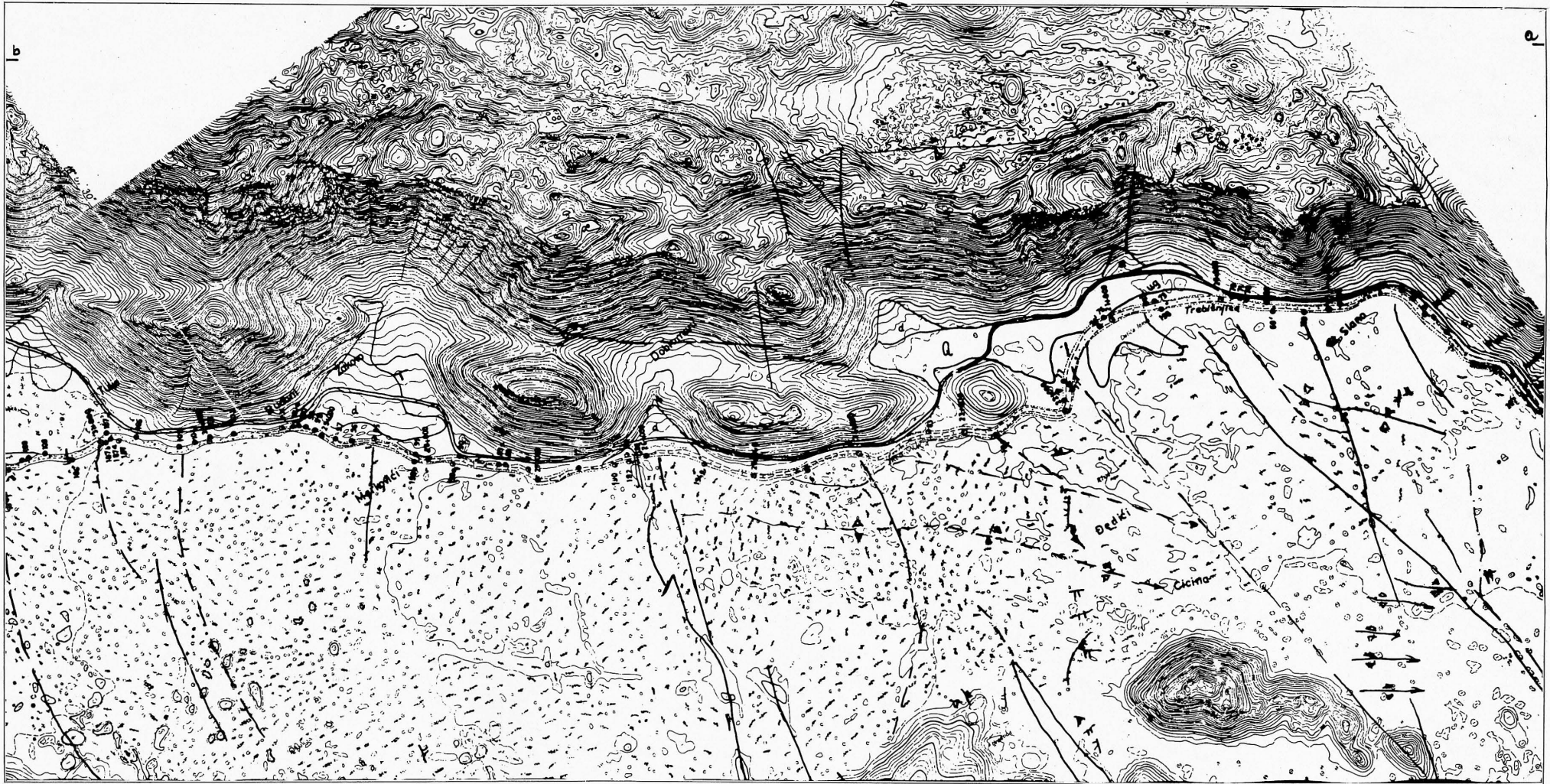
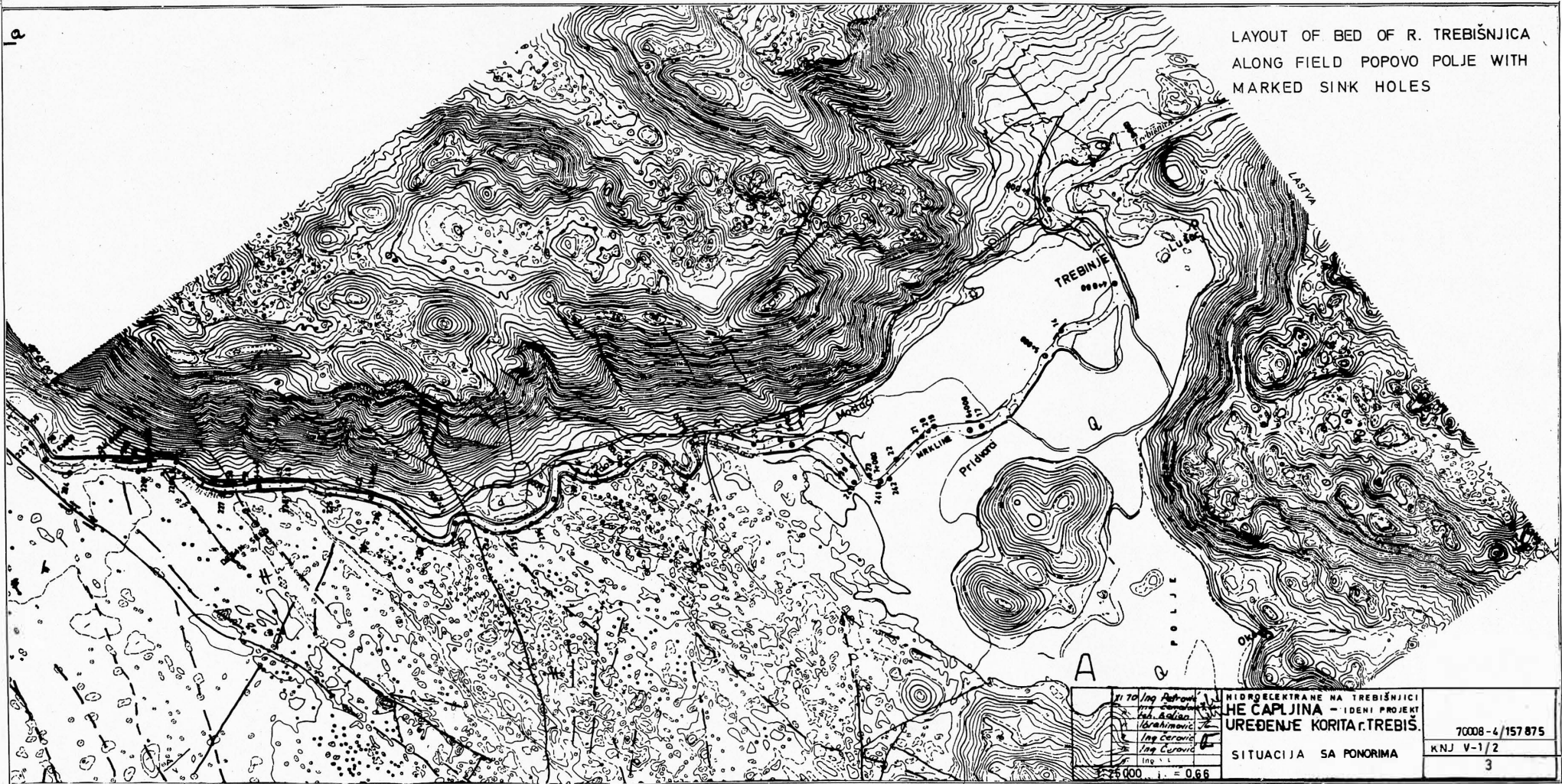


Plate 3.



Plate 4.



LAYOUT OF BED OF R. TREBIŠNJICA
ALONG FIELD POPOVO POLJE WITH
MARKED SINK HOLES

1. TO Ing. Dobromir 2. TO Ing. Zvonimir 3. TO Ing. Adiljan 4. TO Ing. Mirko 5. TO Ing. Goran 6. TO Ing. Goran 7. TO Ing. Goran 8. TO Ing. Goran 9. TO Ing. Goran 10. TO Ing. Goran	HIDROELEKTRANE NA TREBIŠNJICI HE ČAPLJINA - IDEJNI PROJEKT UREĐENJE KORITA R. TREBIŠ.	70008-4/157 875 KNJ V-1/2 3
1:25 000 1 = 0.66	SITUACIJA SA PONORIMA	

Plate 5.

PROCEEDINGS OF THE 6TH INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON POLYMER DEGRADATION AND STABILIZATION

ACTES DU 6^e CONGRÈS INTERNATIONAL DE SPÉLÉOLOGIE