DIGITAL COMMONS
@ UNIVERSITY OF SOUTH FLORIDA

University of South Florida
Digital Commons @ University of South Florida

KIP Talks and Conferences

Karst Information Portal

January 1969

5.Internationaler Kongress für Speläologie. Abhandlungen. Band 5: Sektion, Hydrologie des Karstes

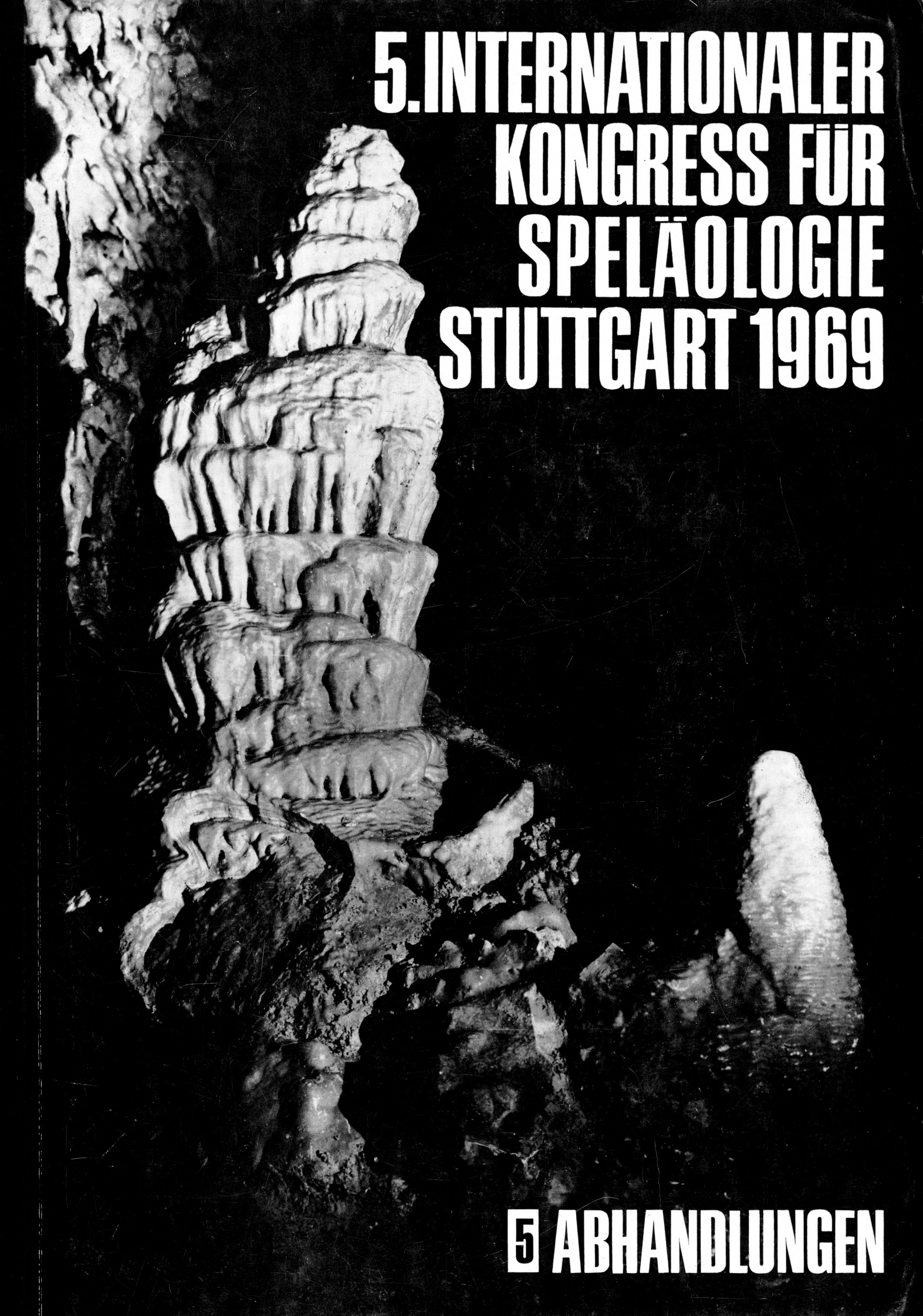
Speleological Congress International

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_talks

Recommended Citation

Speleological Congress International, "5.Internationaler Kongress für Speläologie. Abhandlungen. Band 5: Sektion, Hydrologie des Karstes" (1969). *KIP Talks and Conferences*. 25.
https://digitalcommons.usf.edu/kip_talks/25

This Conference Proceeding is brought to you for free and open access by the Karst Information Portal at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Talks and Conferences by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.



5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

5 ABHANDLUNGEN

Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München

5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

ABHANDLUNGEN

Sektion

Hydrologie des Karstes

In Kommission bei der Fr. Mangold'schen Buchhandlung, Blaubeuren

V. Int. Kongr. Speläologie Stuttgart 1969, Abh.	Bd. 5	München 1969

Gedruckt mit Zuschüssen des Bundesministeriums für Bildung und Wissenschaft in Bonn, des Kultusministeriums Baden-Württemberg in Stuttgart und der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz.

Herausgeber: Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München. Geschäftsstelle: D 744 Nürtingen, Eschenweg 3.

Schreibarbeiten und 2. Korrektur: Übersetzungsbüro G. UPPENBRINK, D 7015 Korntal.

1. Korrektur: H. BINDER, K. E. BLEICH, K. DOBAT, F. FUCHS, A. GERSTENHAUER, O. KOEDER, D. LICHTENSTEIN, G. NAGEL, K.-H. PFEFFER, E. WARTTMANN.

Druck: ELMAR WEILER, D 7021 Musberg.

Band 5 - Hydrologie des Karstes

Inhaltsverzeichnis - Contents - Table des Matières

1. BALAZS, D.: Untersuchung der Karstquellen in der indonesischen Inselwelt ..... Hy 1

2. SARVARY, I.: Flowing Velocity of the Karstic " "-Waters ..... Hy 2

3. BROWN, M. C. & WIGLEY, T. M. L.: Simultaneous Tracing and Gauging to Determine Water B udgets in Inaccessible Karst Aquifers ..... Hy 3

4. AYGEN, T.: L'importance de l'hydrologie karstique en Turquie ..... Hy 4

5. MISTARDIS, G. G.: Investigation upon Submarine and Coastal Springs in South Greece ..... Hy 5

6. GROSCHOPF, P.: Karsthydrographische Probleme der Schwäbischen Alb ..... Hy 6

7. BOZICEVIC, S.: Examples of Possibilities to Exploit Waters from Speleologic Sites for the Water Supply .. Hy 7

8. ASHTON, K.: The Present Position of the Theory and Technique of Pulse Wave Hydrology ..... Hy 8

9. SALVAYRE, H.: Etude comparée des hydrogrammes de tarissement aux résurgences de la sorgues, de la vis et de l'ésperelle ..... Hy 9

1o. CSEKÖ, A. K.: Low-level Radioactivity Telemetering Arrangement for Monitoring of Thermal Karstic Water . Hy 1o

11. BALBIANO D'ARAMENGO, C.: Possibilité de différer l'analyse des fluocapteurs dans les expériences avec fluoréscéine comme traceur ..... Hy 11

12. MALINAR, H.: Appearence of the Noxious Gases in some Caves in Croatia ..... Hy 12

13. FLANDRIN, J. & PALOC, H.: Etude d'une source de karst: La fontaine de Vaucluse (France) ..... Hy 13

14. GÁDOROS, M.: Über die Wasserbewegung im Tiefen Karst ..... Hy 14

15. GÁDOROS, M.: Eine interessante Karstquelle mit lauem Wasser und einem Saughebersystem ..... Hy 15

16. STRAYLE, G.: Untersuchungen zum Karstwasserhaushalt der Schwäbischen Alb ..... Hy 16

17. ERASO, A.: La insaturacion del agua en la zona freatica del karst y sus fundamentos termodinamicos .. Hy 17

18. UZUNOVIC, O.: H ydrologische Probleme im Unactal und Ergebnisse der speläologischen und hydrologischen Untersuchungen ..... Hy 18

19. VILLINGER, E.: Beziehungen zwischen den Quellen und Trockentälern im Seichten und Tiefen Karst der Schwäbischen Alb ..... Hy 19

2o. BÖGLI, A.: Poljen als karsthydrographische Regelfaktoren ..... Hy 2o

21. DENES, G.: Karsthydrologische Untersuchungen an dem Ostflügel des Aggteleker Karstgebietes ..... Hy 21

22. Л.А.ВЛАДИМИРОВ, Г.Н.ГИГИНЕЙШВИЛИ КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА) Hy 22

Untersuchung der Karstquellen in der Indonesischen Inselwelt

DÉNES BALÁZS (Erdliget / Ungarn)

Summary:

A Study of the Karst Springs in the Indonesian Archipelago.

The writer of the present paper visited, in the years 1964-65, a number of karst regions of the Indonesian Archipelago and regularly studied their waters troughout their circulation within the karst block.

The chemical analyses have repeatedly confirmed the earlier statement that the hardness of the tropical karst waters is lower than found in regions of colder climate. The average carbonate hardness of the Indonesian karst springs studied was found to equal 10,3° of German hardness scale, while in the karst regions of Hungary this figure proved to be 17,9°. Despite this fact, in tropical Indonesia the destruction of karst surface by dissolution is a quicker process, as both amount and coefficient of runoff of precipitations are substantially higher than in Hungary.

Résumé:

Etude des sources karstiques de l'Archipel Indonésien.

L'auteur de la présente note a visité en 1964/65 de nombreuses régions karstiques dans le domain de l'Archipel Indonésien et a étudié régulièrement les eaux karstiques.

Les analyes chimiques confirmed d'une manière réitérée la conclusion triée auparavant notamment que la dureté des eaux karstiques tropicanes est inférieure aux valeurs qu'on peut observer dans des régions d'un climat plus froid. Pour la dureté carbonatique moyenne des sources karstiques étudiées de l'Indonésie on a obtenu une valeur de 10,3° suivant la classification allemande, tandis que la moyenne obtenue pour les régions karstiques de Hongria était de 17,9°. Malgré ce fait, dans le domain de l'Indonésie tropicale la destruction des surfaces karstiques par la dissolution est un processus plus rapid, car la quantité des précipitations aussi bien que le coefficient de leur écoulement sont sensidérablement plus grands qu'en Hongrie.

Während meiner Studienreise in Indonesien hatte ich die Gelegenheit im Jahre 1964/65, die unter verschiedenen Verhältnissen vorkommenden Wässer (die verschiedenen Oberflächenwässer der Karstlandschaft, zeitweilige Flutwässer, Sickerwässer, usw.) in mehreren Karstgebieten des Archipels (Java, Sulawesi, Sumatra, Maluku-Inseln, etc.) gleich an Ort und Stelle durch chemische Analysen zu untersuchen. Somit erhielt ich Angaben über den vollständigen Lösungsvorgang des Niederschlagswassers vom Abfall des Niederschlags an, einschließlich bis zum Zutagetreten der Quellenwässer.

In diesem Referat beschäftige ich mich nur mit dem Erfolgen der chemischen Analysen von Karstquellen, da diese die wichtigsten Angaben für das Studium der Karstdenudation liefern.

Klimatische Faktoren

Ehe man auf die Besprechung der Dynamik und der chemischen Beschaffenheiten der Karstwässer eingeht, ist es notwendig, über die klimatischen Faktoren der untersuchten Gebiete, vor allem über ihre Niederschlagsverhältnisse, eine kurze Auskunft zu geben.

Die bisher besprochenen Gebiete befinden sich in der südlichen Hemisphäre, zwischen 0 und 10° südlicher Breite. In dieser tropischen Inselwelt ist der Niederschlag überall reichlich (von 1 000 bis 4 000 mm pro Jahr). Die Jahresverteilung des Niederschlages wird durch das wegen der beiden benachbarten Kontinente auftretende Monsun-Windsystem gebrandmarkt. Insbesondere ist die Wirkung des australischen Monsuns stark; im O-Teil von Java, im S-Teil der Sulawesi und auf den Klein-Sunda-Inseln tritt wegen der Saisonalität des Niederschlags eine charakteristische Trockenperiode (vom Juni bis Oktober) und eine niederschlagsreiche Regenperiode (vom November bis Mai) auf.

Bei der Prüfung der chemischen Beschaffenheiten der Karstwässer darf, außer der Evidenz der Niederschlagsmengen, auch die Dynamik des Abfallens des Niederschlags nicht vernachlässigt werden. Ungefähr 3/4 Teil des gesamten Jahresniederschlags fällt in Form von kurzdauernden, heftigen Regenschauern, Gewittern ab, was in der Gestaltung der karstischen Oberfläche, in der Entwicklung der eigentümlichen tropischen Karstformen eine große Rolle spielt. Gewitter mit einer Niederschlagsmenge von 100 bis 150 mm kommen jedes Jahr vor, die absoluten Niederschlagsmaxima pro 24 Stunden überschreiten in längeren Perioden sogar 200 bis 300 mm.

Wegen Mangels an Beobachtungen besitzen wir keine Durchschnittsangabe darüber, wie groß in den tropischen Karsten Indonesiens der Koeffizient des Oberflächenabflusses ist, doch ist auf Grund der obigen Ausführungen zu vermuten, daß er wesentlich größer ist als unter einem gemäßigten Klima. Der Gesamtabfluß - Oberflächen- und unterirdischer Abfluß - dürfte im Jahresdurchschnitt 25 bis 40 % ausmachen, aber bei manchen Wolkenbrüchen kann sogar 40 bis 50 % überschreiten. Der ins unterirdische hydrographische System der Karste geratene Niederschlagsanteil wird auf 25-35 % geschätzt, doch in Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse, der geologischen Beschaffenheiten, der Vegetation usw. weisen diese Angaben selbst innerhalb eines konkreten Raumes eine sehr große Streuung auf.

Infolge der geographischen Lage ist die Temperatur hoch, sie - bezogen auf das Meeresniveau - macht im Jahresdurchschnitt 26°C aus und die Temperaturschwankungen innerhalb eines Jahres sind verhältnismäßig beschränkt. Die Amplitude zwischen der Durchschnittstemperatur des wärmsten und des kältesten Monats beträgt 1-2°C. Die Tagesschwankungen der Temperaturen machen 8 bis 15°C aus. Durchschnittswert der relativen Luftfeuchtigkeit: 72 bis 82 %.

Untersuchungen der Quellenwässer

Für die meisten Karstgebiete Indonesiens ist charakteristisch, daß ihr hydrographisches System ziemlich große Mengen (die nicht vernachlässigt werden dürfen) von aus nicht karstischen Gebieten stammenden exogenen Wässern auffängt. (In ungarischer Fachliteratur bezeichnet man dieses Wasser "/β/1".) Selbstverständlich stammt der größte Teil der in dem unterirdischen Raum sich bewegenden Wassermenge von dem auf die Karstoberfläche fallenden Niederschlag, teils durch Versickerung (α Typus), teils durch offene Wasserschlingen (β/2 Typus). Der im Inneren des Karstes konzentrierte Wasserlauf und selbst die Karstquellen stellen also die Mischung von diesen drei, voneinander abweichenden chemischen Beschaffenheiten besitzenden Wassermassen dar. Die chemischen Parameter der Karstquellen werden durch den vorwiegenden Wassertypus bestimmt.

Die wichtigste chemische Beschaffenheit der Quellen - die Härte - weist bei kleinen Quellen sehr große Unterschiede (6 - 23° deutsche Härte) auf. (Siehe Tabelle) In den größeren Quellen sind diese lokalen Unterschiede ausgeglichen und die in Tabelle 2 vorgelegten 9 größten Quellen - die mehr als 90 % der Gesamtschüttung der untersuchten 39 Quellen ausmachen - zeigen schon die Schwankungen nur zwischen 9,2° und 12,5° dH, im Durchschnitt 10,3° dH (185 mg/l gelöste $CaCO_3$). Die Abweichungen vom Durchschnitt sind hier vor allem durch die Verhältnisse der Karstwässer α und β bestimmt, da in den untersuchten Gebieten die Unterschiede im Klima, in Geologie, Boden, Vegetation, usw. verhältnismäßig gering sind. Natürlich müssen wir die saisonmäßigen Schwankungen (Regen- und Trockenperioden) auch hier in Betracht nehmen, ebenso, wie man auch von den eventuellen ungewöhnlich großen Niederschlagsmengen nicht absehen darf.

In den untersuchten indonesischen Karstgebieten ist die durchschnittliche Hydrokarbonat-Ionen-Konzentration der Quellen etwas höher als die von den anderen tropischen Karstgebieten stammenden Angaben. Vergleicht man die von den indonesischen Karstgebieten abfließenden Karstwässer mit den Angaben der gemäßigten Zone, so erweisen sich die ersteren weicher als die letzteren. Das gewogene Mittel von mehreren Hunderten von Analysen der 67 Quellen der fünf größten Karstgebiete Ungarns ergab einen Wert von 17,9° dH (319 mg/l $CaCO_3$). Demgegenüber erwies sich die Härte der in verschiedenen Karstgebieten Mitteleuropas bemusterten Karstquellen 12 - 13° dH (210-230 mg/l $CaCO_3$). Diese vom Verfasser in den Jahren 1956-1962 bemusterten Karstwässer von Skandinavien bis Spanien sind im Durchschnitt also wesentlich weicher als die ungarischen und stehen den tropischen Karstwässern näher.

Innerhalb der Gesamthärte hängt der Anteil an Ca^{++} und Mg^{++} vom lithologischen Bau des gegebenen jeweiligen Karstgebietes, d. h., vom Verhältnis der Dolomitfazies zum reinen Kalkstein ab. In Indonesien beträgt die Ca^{++}-Härte der untersuchten Quellen im Durchschnitt 8,7° dH, die Mg^{++}-Härte ist nur 1,6° dH. Das Ca/Mg-Verhältnis ist also 5,4 : 1. In Ungarn haben wir genau dieselben Werte.

Die chemische Analyse der Karstquellen gibt den Geomorphologen Auskunft über die Frage bezüglich der Intensität der chemischen Karstdenudation (ein Teil der Gesamt-Denudation) in dem tropischen Indonesien. Auf Grund der Vergleichung der untersuchten vier größeren Karstgebiete Indonesiens haben wir das Ergebnis erhalten, daß die chemische Erosion von den Karstgebieten jährlich eine ca. 0,08 bis 0,09 mm dichte Kalksteinschicht abträgt. Zur gleichen Zeit in Ungarn erreicht die durch Auflösung bedingte Karstdenudation nur 0,02 mm pro Jahr. Die Ursache dieses Unterschiedes liegt vor allem darin, daß in den erwähnten Karstgebieten Indonesiens die Durchschnittsmenge des Jahresniederschlages ca. 2 400 mm erreicht, während in den ungarischen Karstgebieten sie sich nur um 650 mm bewegt. Der Koeffizient des Abflusses ist in Indonesien auch weit mehr als in Ungarn.

Das Studium der indonesischen Karstwässer zeugt auch davon, daß die chemische Erosion (d.h. Korrosion) an der Gestaltung des morphologischen Bildes der Karstgebiete nicht allein beteiligt ist, sondern daß die mechanische Erosion durch Flutwasser auch hier - wie bei anderen Gesteinen - von entscheidender Bedeutung ist. Obwohl hierfür keine so exakten Berechnungen vorliegen, wie es bei den Lösungsvorgängen der Fall ist, doch anhand der bisherigen Beobachtungen dürfte der Beitrag der Oberflächen-Flutwässer zur Denudation der verkarsteten Oberflächen Indonesiens etwa auf 0,2 bis 0,4 mm pro Jahr geschätzt werden.

Angaben der untersuchten Karstquellen Indonesiens

Tabelle 1

No.	Datum	Name der Quelle	Lage der Quelle	Höhe ü. M., m	Temperatur d. Wassers °C	Schüttung liter/min (über 1000 lit in m^3)	pH	Chemische Untersuchungen			
								Ca^{++} mg/l	Mg^{++} mg/l	Karbonat-Härte	
										mg/l	d.H.°
101	2.12.1964	Gadjah-Q.	SE Dorf Lult, Kalapanunggal, W-Java	300	24,3	100	7	104,4	13,-	314,1	17,6
106	3.12.1964	Sigunung-Q.	N Dorf Sileuwi, Kalapanunggal	300	25,2	90	6,9	118,2	8,7	321,-	18,6
107	3.12.1964	Tjikolo-Q.	Im Dorf Lulut, Kalapanunggal	225	25,-	60 m^3	6,9	74,3	9,1	223,1	12,5
142	3.12.1964	Tetarata-Q.	3 km NE vom Dorf Sileuwi (Kalapanunggal)	330	27,6	60	7,-	63,6	10,1	200,8	11,3
140	3.12.1964	Tjikatomas I.Q.	0,5 km N vom Dorf Tjikatomas, Kalapanunggal	390	23,4	300	6,8	55,8	11,3	185,5	10,4
141	3.12.1964	Tjikatomas II.Q.	3 km N vom Dorf Tjikatomas, Kalapanunggal	380	25,-	80	7,-	107,9	7,4	299,9	16,8
201	22.12.1964	Sutji Q.	SW Dorf Semanu, G. Sewu, Jawa	110	27,-	200	7,2	105,6	10,4	307,-	17,2
203	22.12.1964	Pakis Q.	2 km ND vom Dorf Kemadang, G Sewu	160	27,-	50	7,2	-	-	214,2	12,-
204	25.12.1964	Braon I.(Ost)Quelle	Bucht von Baron, G. Sewu	1	27,-	50 m^3	7,1	62,9	7,8	189,6	10,6
205	25.12.1964	Braon II.(West)Quelle	Bucht von Baron, G. Sewu	1	27,-	300 m^3	7,1	62,8	7,7	189,3	10,6
206	26.12.1964	Grenzeng Q.	2 km N vom Dorf Mulo, G. Sewu	165	27,-	50	7,1	-	-	253,4	14,2
207	27.12.1964	Gede-Höhlen-Quelle	Im Dorf Panggang, G. Sewu	260	25,-	10	7,2	114,3	3,2	298,-	16,7
208	29.12.1964	Bedji-Q.	1,5 km NO vom Dorf Parangtritis	150	27,3	500	7,1	-	-	269,5	15,1
209	29.12.1964	Birowati-Q.	1,5 km N vom Dorf Parangtritis	150	27,3	400	7,1	94,9	10,1	278,5	15,6
301	8.3.1965	Kadokwatu Q.	Nusa Barung-Insel	150	24,4	10	7,2	132,9	19,1	410,5	23,-
302	11.3.1965	Kedokwatu Q.(n. Regen)	Nusa-Barung-Insel	150	24,-	55	7,1	105,1	11,7	299,8	16,8
304	9.3.1965	Kedokwatu-Höhlenquelle	Nusa-Barung-Insel	135	24,4	30	7,-	35,-	10,4	128,5	7,2

No.	Datum	Name der Quelle	Lage der Quelle	Höhe ü. M., m	Temperatur des Wassers °C	Schüttung liter/min (über 1000 lit in m^3)	pH	Chemische Untersuchungen			
								Ca^{++} mg/l	Mg^{++} mg/l	Karbonat-Härte mg/l	Karbonat-Härte d.H.°
305	11.3.1965	Kedokwatu-Höhlenquelle (nach Regen)	Nusa Barung-Insel	135	24,3	150	7,-	24,3	13,-	114,2	6,4
401	29.1.1965	Pantjoran I.Q.	Süd-Lombok, bei Pantjoran-Steinbruch	110	26,5	50	7,1	117,2	17,8	365,9	20,5
405	31.1.1965	Marte Are Q.	Süd-Lombok, 2,5 km vom Dorf Kuta	100	27,-	40	7,3	115,8	30,4	415,9	23,3
508	28.3.1965	Kaluku Q.	Im Dorf Kaluku, Südwest Sulawesi	5	24,9	200	7,1	-	-	166	9,3
501	1.4.1965	Towakkalak I.Q.	2,5 km NO vom Dorf Bantimurong, SW-Sulawesi	36	24,2	120 m^3	7,1	57,2	5,2	164,2	9,2
502	4.4.1965	Towakkalak II.Q.	1,5 km NO vom Dorf Bantimurong	11	24,3	4 m^3	7,-	-	-	173,1	9,7
503	1.4.1965	Towakkalak III.Q.	1,5 km NO vom Dorf Bantimurong	11	24,3	30 m^3	7,3	-	-	171,3	9,6
504	2.4.1965	Mattampa Q.	3,5 km N von Stadt Pangkadjene	3	25,2	10 m^3	7,1	55,8	6,5	166,-	9,3
505	2.4.1965	Liangkassi Q.	5 km O von Stadt Pangkadjene	3	25,-	6 m^3	7,3	57,2	7,4	173,1	9,7
506	1.4.1965	Pangea Q.	Bei Dorf Pangea, 8 km SO von Bantimurong	120	23,3	60	7,-	52,9	6,1	157,1	8,8
601	20.4.1965	Salober Q.	Ambon, Maluku-Inseln	2	25,5	5 m^3	7,-	34,3	19,1	164,2	9,2
602	22.4.1965	Air Keluar-Q.	3 km SO von Stadt Ambon, Maluku-Inseln	110	24,9	300	-	40,-	15,2	162,4	9,1
603	26.4.1965	Namenlose Q.	2 km SO von Stadt Ambon, Maluku-Inseln	110	25,2	8	-	64,3	19,1	237,4	13,3
605	28.4.1965	Hasai II.Q.	Ambon-Hitu, Maluku-Inseln	200	25,-	200	-	52,2	9,1	167,8	9,4
706	9.7.1965	Sangki Q.	5 km NO von Dorf Patamas	280	23,6	20 m^3	7,1	53,6	8,7	169,6	9,5
701	9.7.1965	Kepalai Air Q.	Im Dorf Talang 5 km NNO von Buo	350	25,6	50	-	67,9	13,9	226,7	12,7
702	10.7.1965	Malandjo Q.	Im Dorf Sibiluru	280	23,8	800	-	80,8	13,0	255,2	14,3
704	5.7.1965	Panggang Q.	1 km O von Batumandjulur	280	24,5	20	-	118,6	9,1	333,7	18,7
707	11.7.1965	Sisawah Q.	1 km N von Dorf Sisawah	180	23,5	3 m^3	-	72,9	13,0	235,5	13,7
708	9.7.1965	Talang Q.	1 km N von Dorf Talang	290	24,2	800	-	67,9	12,6	221,3	12,4
			Durchschnitt	-	25,9		7,1	59,0	7,0	184,5	10,3

FLOWING VELOCITY OF T HE KARSTIC "BETA" WATERS

Hy 2/1

ISTVÁN SÁRVÁRY, Research Engineer (Research Station of Jósvafo, Research Institute for Water Resources Development / Hungary)

Summary:

The water of karstic springs is composed of two components. One of them, the so-called "Alpha" component, goes towards the spring through sink-holes and large cavities, caves. The other infiltrates down on the open rock surfaces, and goes towards the caves through much smaller fractured openings.

The paper compares in analogy the flowing velocities in the vicinity of the mine-openings and of the caves, and so it gives information to the magnitude of the latter.

According to Kessler, the water appearing in the karstic springs is composed of two components. The so-called "Alpha" waters run into the sink-holes directly after the accumulation of precipitation, or the melting of the snow. They come to the surface again rather quickly, as they go through the caves and holes of large dimensions. The flowing velocity is so big, that these waters hardly dissolve the rock, the effect of corrosion is insignificant, therefore they appear in the springs as soft waters. They enlarge the caves first of all with erosion, in the case of floods.

On the contrary, the "Beta" component gives the slowly changing basic yield of the spring. This component does not go through the sink-holes, but infiltrates down into the open karstic rock-surfaces till to the niveau of the karstic water-table. The cave system gathers together these waters as a drainage system. The "Beta" water enlarges the holes first of all with dissolution (corrosion), therefore the "Beta" water is always hard water, with a relatively high mineral content.

The question of flowing velocity of the karstic ground waters is important when the springs are parts of a water supply network and they must have a protective area against pollution. (In this aspect the protection against radioactive materials is a first-rate question).

The limit values of flowing velocity of the "Alpha" waters is known from the tracing experiments. We can obtain data to the velocity of the currents in the caves also from meteorological and hydrological measurements. But we have really no data referring to how big the velocity of the "Beta" waters is - after going down in a nearly vertical way till to the karstic water table - which leak through the fractures and lithoklases of the rocks towards the cave openings.

In the last years several tracing experiments were made in Hungary in the vicinity of mining operations to determine the flow velocity of the karstic water.

It is possible to compare in analogy the flowing velocities developing in the vicinity of caves and mine openings. The natural and the artificial opening sucks down the water from the rocks equally as a drainage system. The difference is, that the mine opening plays this role only for a few years, consequently in the vicinity the increasing flow does not create significant dissolved cavities. The duration of time of the cave is much longer, so the role of dissolution is more important towards the cave holes.

But, as it will be clear from the next part, the flowing velocities are so diminutive that the resistance is in a nearly linear relation with the velocity. In this case the through-flowing discharge is roughly proportional with the cross-sectional area of the breakings and holes in the rock. And the cross-sectional area of the breakings in the lithoclases system is many times bigger than the cross-sectional area of the infrequent larger holes.

Therefore in the movement of the "Beta" waters the role of the bigger holes is much less significant than in the case of the "Alpha" waters. It is possible to say that, contrary to the moving of the "Alpha" waters along a line, the movement of the "Beta" waters has a frontal character.

One of the field experiments and the data observed:

The experiment to be described has been carried out by the Research Institute for Water Resources Development. 80 kg of cheap fluorescein were used as tracer material. The dye was dissolved in the ratio 1:10 in commercially available ammonia and introduced into the water-bearing formation through a borehole serving originally for the observation of water levels. For ten days thereafter water was filled into the borehole at the rate of 12 m^3/hour. Samples were retrieved from water that entered the mine at a distance of several hundred metres.

Up to the time of the analysis the water samples were preserved in a dark location, to prevent loss of colour. The analysis consisted in comparing the samples in ultra violet light with a set of standard solutions. Using this method the samples containing the dye in excess of 0.01 milligrammes per litre could be selected with absolute reliability.

The highest concentration of the dye solution was observed in one of the next mine openings, 49 days after the dye had been introduced into the borehole (Fig. 1).

Flow velocity of the dyed water:

We can calculate the peak flow velocities between the borehole used for feeding and the sampling place with the highest concentration.

As a first approximation the dye solution was assumed to have followed a completely straight path and to have moved at a completely uniform velocity between the feeding borehole and the spring in the mine. The distance along this line was:

$$L = 426 \text{ metres}$$

The length of the period of time between the date of introduction and the date on which the highest concentration was observed:

$$T = 49 \text{ days}$$

Using these data the estimated average flow velocity is obtained as:

$$v' = 8.7 \text{ metres/day} = 0.362 \text{ metre/hour}$$

It should be obvious at the same time, that at two points - around the feeding borehole and in the vicinity of the spring where the dye was first observed - the velocity of flow was considerably in excess of the above average value.

On the basis of the relative position of the impervious and water bearing formations in the vicinity of the investigation area a simple geometrical approach may be introduced (Fig. 2).

Let it be assumed that water starts to flow at the same velocity in every direction once it leaves the lined section of the borehole, while it is filled at the rate of 12 m^3/hour after the dye solution. In this case the points of identical velocities will be situated on a sphere. The velocity of flow is bound to decrease rapidly as the surface of the sphere increases. At a certain distance from the well the velocity of outflow will be equal to the average flow velocity estimated at 0.362 metre /hour. The front area of the outflowing water volume (the open cross-sectional area of rock passages and joints participating in flow) is then

$$F_1 = \frac{Q_1}{v} = \frac{12}{0.362} \simeq 33 \text{ m}^2$$

In the test area a porosity of 0.3% has been observed repeatedly and accepted as an overall average value for the area. Using this value the radius of the half-sphere shown in Fig. 2 may be calculated as:

$$R_1 = \sqrt{\frac{33 \text{ m}^2}{2 \cdot \pi \cdot 0.003}} \simeq 40 \text{ metres}$$

The point of water inrush in the mine, on the other hand, may be regarded as a well towards which flow occurs at uniform velocity from all directions.

At the distance R_2 the entrance velocity will be equal to the average value of 0.362 metres/hour, i.e. flow occurs through a — surface area

$$F_2 = \frac{Q_2}{v} = \frac{150}{0.362} = 414 \text{ m}^2$$

Using the foregoing porosity value, the radius of the corresponding half-sphere is

$$R_2 = \sqrt{\frac{414 \text{ m}^2}{2 \cdot \pi \cdot 0.003}} = 140 \text{ metres}$$

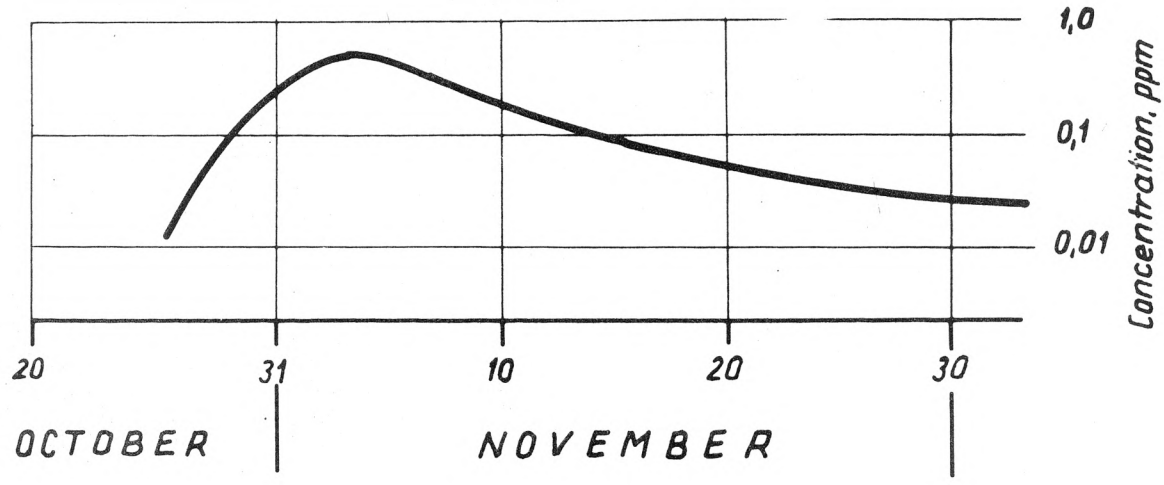


Fig. 1: Variation of fluorescein concentration in the water of the sampling place.

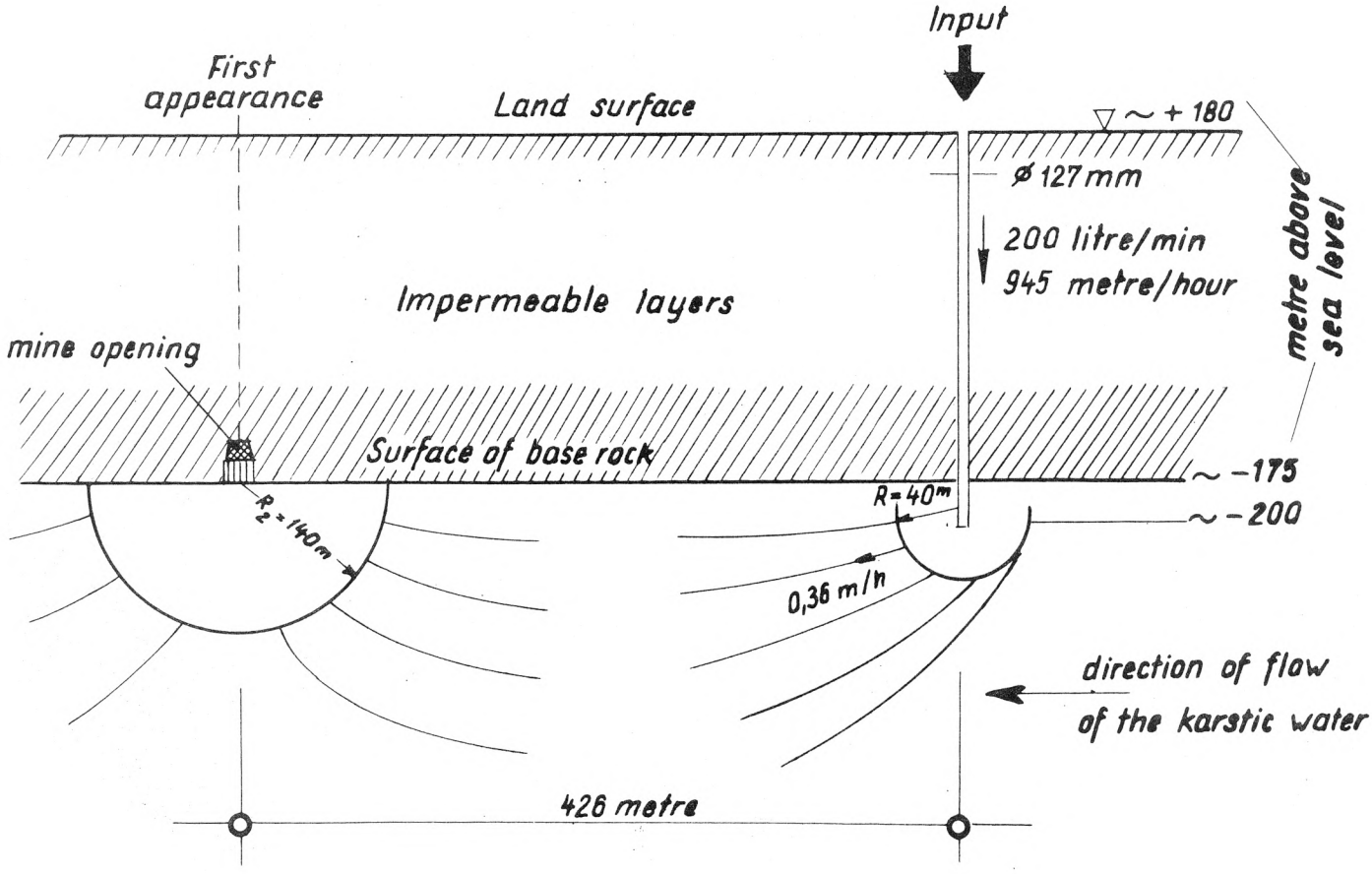


Fig. 2: Sketch showing the principle of velocity estimation.

The velocities in these ranges must be taken into consideration when estimating the average flow velocity over the distance between the two high-velocity ranges. For this purpose information is required on the length of the period of time during which water moved through the high-velocity ranged.

In the vicinity of the feeding well the velocity of outflow, under the conditions mentioned earlier, is described in terms of the radius of the sphere by the following expression:

$$v_1 = \frac{Q_1}{0.003 \cdot F_1} = 0.64 \cdot 10^3 \cdot \frac{1}{R^2}$$

The time of residence in the high-velocity range is the sum of the elementary time increments:

$$dt = \frac{dR}{v}$$

The time of passage is accordingly:

$$t_1 = \frac{dR}{v} = \frac{dR}{0.64 \cdot 10^3 \cdot \frac{1}{R^2}} = \frac{1}{A} \int_0^{R_1} R^2 dR$$

$$t_1 = \frac{1}{3A} R^3 \Big|_0^{40} = 33.4 \text{ hours}$$

In the vicinity of the point of inrush in the mine a uniformly pervious area of 20 m^2 is assumed in the impervious protection layer at the invert of the coal drift. The entire water volume is assumed to enter over this area. The velocity of inflow in terms of the sphere radius is expressed as:

$$v_2 = 7.95 \cdot 10^3 \cdot \frac{1}{R^2}$$

The time of passage is:

$$t_2 = \frac{dR}{7.95 \cdot 10^3 \cdot \frac{1}{R^2}} = \frac{1}{B} \int_0^{R_2} R^2 \, dR$$

$$t_2 = \frac{1}{3B} R^3 \Big|_0^{140} = 115 \text{ hours}$$

The total time spent in the two high-velocity ranges is thus

$$33.4 + 115.0 = 148.4 \text{ hours}$$

Deducting from the total time (49 days = 1176 hours) the above value, the balance is 1027.6 hours. Dividing by this time the remaining distance 426 - (40 + 140) = 246 metres, The average velocity is obtained as

$$v^{II} = \frac{246}{1028} = 0.240 \text{ metre/hour}$$

Repeating the entire computation using this value, yields

$$v^{III} = 0.288 \text{ metre/hour},$$

while, using v^{III}, the second repitition yields:

$$v^{IV} = 0.2265 \text{ metre/hour}$$

In view of the fact that the magnitude of v^{IV} hardly differs from that of v^{III}, the process of successive approximation may be finished. It may be concluded that velocities higher than v^{IV} are only at the end sections of the distance under consideration.

In another area and in an unconfined karstic aquifer with similar test we could calculate the next limit values of the flow velocity:

maximum	1.97 - 1.71 metre/hour
minimum	0.21 - 0.14 metre/hour

The first values of the maximum and minimum were calculated with 2.5% pore volume and the second values with 0.6%. Thus the result of the calculation is hardly influenced by the magnitude of the porosity.

Therefore the flow velocity of the "Beta" waters is in all probability much smaller, which was known by the tracing experiments made in caves. And so shafts and boreholes sunk into karstic aquifers with the aim of obtaining water from them should be located in tectonically more active, more fractured and cavernous areas, since no high yield can be anticipated unless wide joints permitting the development of high-velocity ranges are present. The fractured, cavernous rock zone around the well in a karstic formation performs the same function as the gravel filter around a well in a porous aquifer, or as the filter structure formed around the well by development.

Simultaneous Tracing and Gauging to Determine Water Budgets in Inaccessible Karst Aquifers

M. C. BROWN, (Department of Geography, McMaster University, Hamilton, Ontario/Canada)

T. M. L. WIGLEY, (Department of Mechanical Engineering, University of Waterloo, Waterloo, Ontario/Canada)

Introduction:

In the general case, all karst hydrologic systems having both discrete inputs and outputs fall into one of five types, and these are illustrated in Figure 1. Given the existence of a single sink and rising, and a not too long flow-through time, it is possible to determine with a relatively simple series of measurements:

a) If any of the sinking water appears at the rising;
b) What fraction of the sinking water actually appears at the rising;
c) What fraction of the rising water is derived from the sink.

Some of the materials traditionally used to trace underground water (e.g. common salt, tritium fluorescent dyes, (Drew 1968) have also been used to gauge the flow rates of rivers (Kilpatrick et al. 1967). The method is relatively simple: a known amount of tracer is introduced to the river, and its concentration measured continuously at a point downstream. If even cross-channel mixing has taken place, then the area under the time/concentration curve can be converted directly to flow-rate. Alternatively, the tracer can be injected at a constant and known rate into the river, and then only the height of the "plateau" on the time/concentration curve is needed to determine the flow rate. An essential assumption is that the tracer is not lost or in any way removed from the river; if it is, a false flow rate will result.

Cave systems present a challenge to the hydrologist. They can be considered as "black boxes" in the sense that their inputs and outputs may be knwon, but when they are inaccessible it is difficult to obtain detailed hydrologic information about them. Such information does not only have academic value, however, because pollution of karst aquifers can be a serious problem. This is accentuated by the inefficiency of karsted limestones as water purifiers (Zötl 1959).

Previously, tracer studies established only connections underground. The fraction of water actually travelling from a sink to a rising has rarely been calculated (but see Bidovec 1965, Burdon 1963 and especially Reeder 1963), although this has obvious importance. For example, if only a small proportion of water at a given rising came from a particular sink, then injection of waste into that sink might be acceptable.

Method:

If the amount of tracer injected into a sink is known, and the amount recovered at a rising can be calculated, then the fraction of the sinking water appearing at the rising can be determined. It should be noted that it is not sufficient simply to measure dye concentration at the rising to determine dye (and water) volumes, for if dye is lost, then the volume calculation will be incorrect. Thus flow rates at the rising over the sample period must be calculated mechanically by flow meter or weir, etc.

There are two possiblities; either all of the sinking water re-appears at the rising or some of it is lost. If all of the sinking water re-appears, we are left with an important question: are there any other sinks which also feed the system? This can be answered fairly easily. If the volume of sinking water is measured and found to be less than the volume rising, then other outputs exist, and their contribution is equal to the difference in volumes. Obviously, the total output cannot exceed the total input, provided there is no large storage reservoir of varying volume in the system.

But what if all the sinking water does not re-appear; that is, other outputs exist? Even in this case, it is possible to calculate whether there are other inputs to the system and their contribution. Here, the fraction of the sinking water which rises determines the amount of rising water derived from the sink. The difference between this amount and the total amount of rising water is that derived from other inputs.

As an added feature of this method, it is possible to gauge the volume of water sinking by using the same tracer as in the main test. The tracer is simply injected some distance above the sink, and its concentration measured at the sink. The flow rate can then be calculated by the dye gauging method outlined earlier.

We are now in a position to present the ordered algorithm which determines in which of the five categories a given system falls, and then its "budget" as shown above.

Suppose: Q = Input flow rate, q = Output flow rate, D = Dye injected, d = Dye recovered.

Then: If $[d = 0]$; system is system 5,
$[d = D \text{ and } Q = q]$; system is system 1,
$[d = D \text{ and } Q < q]$; system is system 2,

$\left[d < D \text{ and } \frac{Q-q}{Q} = \frac{D-d}{D}\right]$; system is system 3,

$\left[d < D \text{ and } \frac{Q-q}{Q} = \frac{D-d}{D}\right]$; system is system 4.

It can be pointed out that inthe special cases of type 4 (see Fig. 1) similar systems give different dye "budgets". To illustrate this, consider types 4a und 4b in Figure 1. Assume, for both, an initial input of 10 m^3/sec., a secondary input of 5 m^3/sec., a distributary of 5 m^3/sec., and a dye injection rate of 0.1 m^3/sec. The output of 4a is 10 m^3/sec. with a concentration of 1 : 150, while 4b has an output of 10 m^3/sec. at a concentration of 1 : 200. Thus more dye will be recovered from 4a.

Experiments:

Two experiments have been carried out using the technique. In the first, a simple system validated the theoretical soundness of the concept, while in the second test results were obtained which illustrate the possible geohydrological uses of the model.

The initial test was carried out on a previously examined system (Ford 1967) at Roger's Pass in southern British Columbia. Here a glacier-fed stream sinks in a pool and passes beneath a mountain to a well defined rising. The rising is 480 m. lower than the sink, and 2 km. distant horizontally. An earlier test established the connection and a remarkable flow-through time of 53 minutes. As input and output appeared to be approximately equal, the system seemed ideal to test the method.

Rhodamine WT, a relatively new Du Pont fluorescent tracer (Kilpatrick 1967) was used. This dye is not easily absorbed by clay, etc. (Replogle 1966), and has no interfering natural substances at its emission wavelength, 582 m, and therefore better for quantitative work than fluorescein, which can be masked by Chlorella, etc. The dye can be detected by the use of a fluorometer (such as the Turner 111) in dilutions of 1 : 2 x 10^{10} water, and the fluorometer can be used in the field. A slug of 1320 c.c. of the dye in acetic acid solution was injected some distance above the sink. From the time/concentration curve of the dye entering the sink the flow rate was calculated at 1.65 m^3/sec. ± 2 %. The flow rate at the rising, gauged with a Gurley meter, was two hours and irregularly thereafter. On converting dye concentrations to volumes, and integrating over the sampling period, we discovered that 98 % of the dye had been recovered. As the 2 % loss is less than the flow measurement error, no appreciable amount of dye can be considend to have been lost, and thus all of the sink goes to the rising. Further, the agreement of the flow rates proves the absence of other significant inputs. Thus this test proved the validity of the method, and also confirmed previous intuitive knowledge about the simplicity of this particular system.

A second test was made using the same method, but this time on a more complex system in western Alberta. Figure 2 illustrates the main hydrographic features of the area, which was the lower Maligne River system. Medicine Lake is a restricted sink which only rarely overflows and normally discharges to two separate sets of springs, the Main Risings and the Hatchery Pools, 16 km, distant and 430 m lower in elevation. An earlier test using Rhodamine B established the connections and a flow-through time of 48 - 72 hours.

When the test was run, Medicine Lake was only a series of small pools sinking in rubble, and the input was gauged (here mechanically) at 5.1 m^3/sec. ± 5 %. We injected 1935 c.c. of Rhodamine WT into the sink and took hourly samples below the Main Risings for five days, and irregularly thereafter. Because of the logistic difficulties, the Hatchery Pools were not sampled for dye.

Two other features of the outputs should be noted: first, at the Hatchery Pools, discharge is very nearly constant, and does not decrease significantly even in the winter; and secondly, in summer the Main Risings discharge most of the system's water (i.e., about 45 m^3/sec., or approximately sisteen times the output of the Hatchery Pools). It should also be noted that in the main summer season the output of the risings approximates the input plus or minus storage in Medicine Lake, and thus no other major outputs exist.

The output from the Main Risings (transformed from a stage recording by rating curve into hourly volumes) varied from 1.1 m^3/sec. to 81 m^3/sec. over the test period. Thus the system gained water, but this was expected, as the valley between sink and risings was undergoing its most active period of Spring melt, and almost all of this meltwater sank into small inaccessible sinks and presumably joined the main system. This hypothesis is supported by the quickness of response of the Main Risings at that time to daily melt conditions, while later in the season such response was absent.

When the hourly concentrations were measured with the fluorometer, it was discovered that the dye appeared 80 hours after injection, and could be detected for another 50 hours. The concentrations were converted using the stage record and rating curve into real amounts of dye, and altogether 59 c.d. of the dye, or 3 %, was recovered. There are a number of possible explanations for this rather substantial loss of dye:

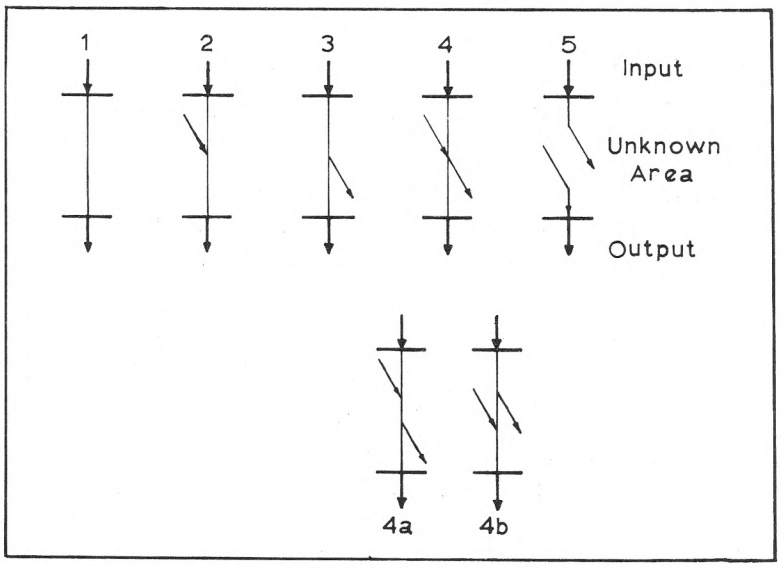


Figure 1: Five Types of Fluid Systems

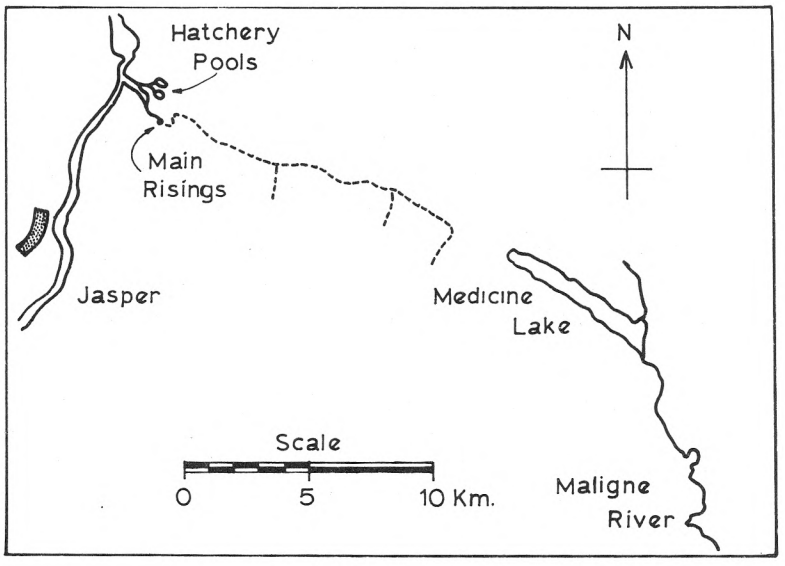


Figure 2: Main Hydrographic Features, Lower Maligne River Basin

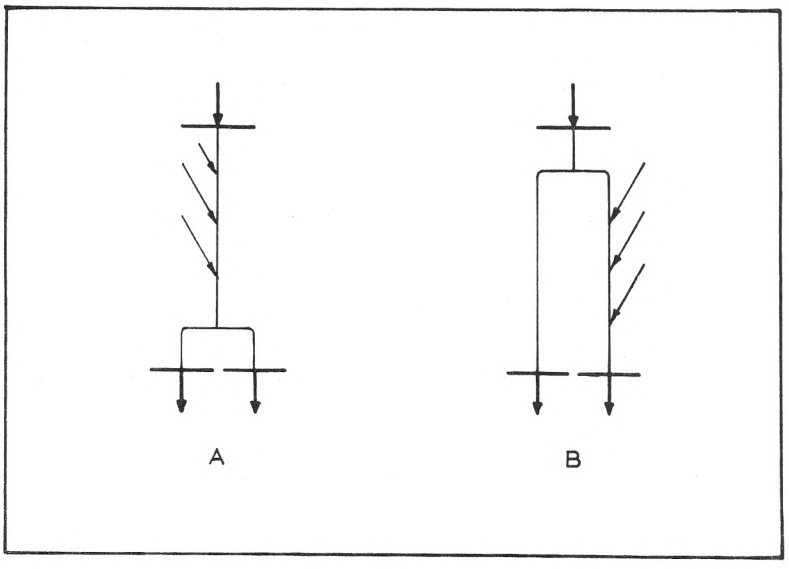


Figure 3: Two Possible Flow Networks for the Lower Maligne Basin Underground Drainage

1) The dye chemically disintegrated. This is unlikely (Replogle 1966).

2) The dye was absorbed by clay, etc. Although possible, this is unlikely to account for such a large loss (Replogle 1966).

3) The time/concentration curve might be drawn out, indicatin a small direct route and a very more diffuse sink which takes most of the dye slowly. This is certainly possible, since the maximum dye concentration detected was only 1 : 1,5 x 10^{10}, and we plan a critical experiment to test this idea, possibly using tritium.

4) Some of the dye goes elsewhere. It is already known that this happens; on the initial test, dye appeared at the Hatchery Pools, and these were not sampled during the second test. Therefore some dye was lost to the Pools, but can we account for 97 %.

By modifying our initial concepts about the system the latter explanation becomes more likely. As we already know that the system has multiple outputs and inputs, it is of type 4. The simplest and perhaps most expected pattern for this system would be A in Figure 3, but what if instead the system were as in B? Then, as shown earlier, a greater proportion of dye would leave from the Hatchery Pools, and a great "loss" at the Main Risings would be explained. This explanation is supported by the constancy of flow from the Pools (relative to the Main Risings variation) which in turn can be readily explained by abstraction of the Pools' component from early in the system.

Conclusions:

A new method using simultaneous dye tracing and gauging and some rather abstract concepts of directed network flow has been devised to obtain a maximum amount of information about inaccessible karst hydrologic systems. Results derived from an application of this method have been used to modify our original ideas about the structure of a particular system and have suggested further critical experiments to test these new hypotheses.

It is planned to generalize the technique by using it in conjunction with the 'pulse' method (Ashton 1965) to study the phreatic components of aquifers. Other extensions proposed include the application of simultaneous multiple tracing and gauging (using fluorescent dyes with different emission peaks, but individually characterisitc spectra, and a spectro-fluerometer) to the method.

The method, and the general 'budget' concept outlined in this papier, should also be useful to workers examining the response of complicated karst networks to flood regimes. It has considerable significance in applications to pollution studies in limestone aquifiers, etc. and could also be applied to obtain knowledge about other inaccessible fluid systems such as sewers beneath cities.

Acknowledgements:

We wish to acknowledge the assistance of Dr. D. C. Ford of McMaster University, who helped substantially in the development of the technique. The help and patience of Mr. E. Stone and his staff at the Jasper Fish Hatchery, Alberta, was much appreciated. Dr. D. Davis and Mr. L. Warner of the Water Survey of Canada, Inland Waters Branch, Calgary, helped in the gauging necessary to establish the rating curves used. We especially thank the National Parks Branch, Dept. of Indian Affairs and Northern Development, for their co-operation and financial assistance. Funds for this work were also received from the National Research Council of Canada, and from Hamilton College of McMaster Iniversity.

References:

Ashton, M.: Preliminary Report on a New Hydrological Technique; Cave Res. Group Newsletter 98; p. 2-5; (1965).

Bidovec, F.: 4 th Int. Congress Speleology; Vol. III; p. 279-285; (1965).

Burdon, P.J.: Tracing Karst Groundwater in Greece; Radioisotopes in Hydrology; p. 309-320; I.A.E.A.; Vienna; 1963.

Drew, D.P.: A Review of Methods Available for Tracing Underground Waters; Proc.,Br.Spel. Assoc., Conf.; 1968.

Ford, D.C.: Sinking Creeks of Mt. Tupper a Remarkable Groundwater System in Glacier National Park, B.C.; Can. Geog. 11 (1) p. 49-52; 1967.

Kilpatrick, F.A. et al.;
Discussion on: Flow Measurements with Fluorescent Tracers (Replogle et al); Am. Soc. Civil Eng., Hyd. Div; July 1967; p. 298-308; 1967

Reeder, H.O.: Titium used as a groundwater tracer between Lake McMillan and Major Johnson Springs, Eddy County, New Mexico; U.S.A. E.C., TEI 839 Report; 120 p.; 1963

Replogle, J.A., et al: Flow Measurements with Fluorescent Tracers; am. Soc. Civil Eng., Hyd. Div., Sept, 1966, p. 5, p. 6. 1966

Zötl, J.: Steir, Beitr. zur Hydrologie Jahr 1959, p. 125-157;(Graz); 1959.

L'Importance de l'Hydrologie Karstique en Turquie

Résumé

TEMUÇIN AYGEN (Société Spéléologique de / Turquie)

Au point de vue des phénomènes karstiques, la Turquie est un des pays les plus importants du monde. La 5ième de sa superficie, soit 100 à 150.000 Km^2 de son territoire est couvert par des formations calcaires de différents âges. Une grande partie des villes turques est alimentée en eau potable par des sources karstiques et des cours d'eau souterrains. Parmi ces villes on peut citer les noms de : Izmir, qui est la 3 ième grande ville de Turquie, Antalya, Antakya, Maraş , Gaziantep, Zonguldak Burdur etc, ... Les villes de moindre importance qui reçoivent leur eau potable des sources karstiques s'élévent à plusieurs centaines. Parmi elles se trouvent : Safranbolu, Ermenek, Konya Ereğlisi, Akseki, Kumluca, Midyat, Nizip,Yahyali, Iskenderun.....

Les villes et départements qui satisfont leurs besoins en énergie par les centrales hydroélectriques, actionnées par les eaux issues de sources karstiques, sont également nombreux : Antakya-Harbiye, Sizir,Kayseri, Gediz-Kayaköy, Antalya-Kepez, Çağçağ - Nusaybin, Burdur,Dinar,Ermenek,Elbistan,Göksun etc.....

Dans la partie Sud-est de la Turquie, une des plus grandes fermes appartenant à l'état, près de la frontière Syrienne, est irriguée par les fameuses sources karstiques de Ceylânpinar. Ces sources, avec les résurgences qui se trouvent de l'autre côté de la frontière Syrienne, forment un ensemble de sources et sont considérés avec un minimum de 50 m^3 / seconde,comme une des plus importantes sources karstique du monde.

Le centre des phénomènes Karstiques en Turquie se situe dans les Monts du Taurus, qui bordent la rive sud de l'Asie Mineure. Cette chaîne de montagne composée uniquement par des calcaires, a une longueur de 1000 Km., une largeur de 50 et des sommets atteignant 2 à 3000 m. d'altitude. Dans cette immense chaîne, on rencontre la morphologie et l'Hydrologie très spéciales des terrains calcaires, avec des dolines, des ouvalas, des poljés, des résurgences, des entonnoirs, des pertes, des lacs et des cours d'eau souterrains. De nombreuses zones n'ont en effet aucun écoulement aériens et de très grandes étendues (Poljés) deviennent des lacs en hiver. Les pertes et entonnoirs se trouvant aux abords de ces grandes dépressions ne peuvent vider que lentement leurs eaux. Parmi ces poljés du Taurus, temporairement inondés se trouvent : Le grand lac-poljé de Suğla, Kembos, Eynif, Kestel, Karagöl-Avlangölü, Karakuyu (Dinar) Kizileva (Beysehir) , Kaplan gölü (Burdur), Sariot-(Bozkir-Konya) etc..... Dans la plupart de ces poljés, on ne sait pas encore où vont les eaux qui disparaissent dans les fissures, pertes et entonnoires. Prenons le cas du poljé de Kembos: Si on pouvait empêcher que les eaux en hiver envahissent cette vaste plaine de 15 Km^2 ,(en dérivant le cours d'eau " Uzunsu" qui transforme en lac ce grand poljés) on obtiendrait ainsi quelques milliions de livres turques en plus,en cultivant cette contrée. Le cas du poljé de Suğla est encore plus important, car le lac occupe une superficie de 125 Km^2. Ainsi on voit aisément l'utilité et l'importance des études karstiques pour cette partie de l'Anatolie.

On se heurte à des problèmes karstiques de la plus haute importance pour la construction des barrages et des grandes centrales Hydroélectriques en Turquie. Parmi les barrages, le barrage de May, (Lisez : Maî) est un exemple typique du genre. En effet, ce barrage construit 50 Km. au sud de la ville de Konya, n'est pas étanche et le lac de barrage ne s'est pas formé Après la construction du barrage, des trous de renard (sorte de fossé d'effondrement) se sont formés et ont empêché le haussement du niveau de l'eau du lac artificiel. Un des plus grands barrages d'Europe, le barrage de Keban est actuellement en cours de construction en Turquie. Pendant les travaux de fouilles de la fondation de ce barrage, les grottes et larges diaclases qu'on a rencontrées dans les calcaires primaires ont retardé considérablement les travaux, et les grands changements intervenus dans les projets ont causé une énorme dépense supplémentaire et élevés le coût du barrage.

Pendant les études du barrage d'Oymapinar qu'on projette de construire sur la rivière de Manavgat, pour l'Industrie de l'Aluminium près de la ville d'Antalya, de très importants problèmes karstiques ont rendu douteuse la construction de ce barrage. En plus les doutes sur l'étanchéité de la retenue, l'état général du calcaire karstique et la présence de la grande exurgence de Dumanli, qui se trouve dans la retenue du barrage, ont fait peur aux ingénieurs et des études supplémentaires sont en cours actuellement avant la décision finale.

Pour les grands projets d'Irrigation des plaines, on est en présence d'importants problèmes karstiques, également. Le projet d'irrigation de la très vaste plaine de Konya (une plaine de 15.000 Km^2) est parmi eux. Cette plaine est irriguée actuellement par un canal long de 300 Km. L'Exutoire du lac de Beysehir arrive jusqu'à la ville de Konya . Ce remarquable système d'irrigation, construit au début de ce siècle, était considéré comme un chef-d'oeuvre du génie civil

de son temps. Les entonnoirs et pertes qui se trouvent près des rives du grand lac de Beysehir et en cours de route, dans les gorges Bleus, empêchent d'irriguer une plus vaste région. Les ingénieurs estiment que si on pouvait détourner l'eau qui se perd dans ces pertes, la production agricole augmenterait de 500 millions de livres turques, soit 50.000.000 $.

Les sources karstiques servent à ravitailler plusieurs groupes de villages en eau potable en Turquie. Le grand projet D'Urfa et de Viransehir qui se trouvent au Sud-est du pays, qui a un coût de 19 millions en livres turques, est un exemple important. Dans ce projet, la source karstique de Hanok (Çukursu) qui a un débit minimum de 5 à 600 L/Sec., et qui se trouve au fond d'une doline d'effondrement, dans les calcaires Eocènes, est distribuée à 215 hameaux, comme eau potable. Les lacs d'origine karstique auxquels on donne le nom d'Obrouk en Turquie, (lacs en forme elliptique ou circulaire) que l'on rencontre dans le grand bassin fermé de Konya, pourraient être utilisés pour ravitailler en eau potable les hameaux et villages environnants également.

Au sud de la Turquie, sur les rives de la Méditerranée, se trouvent d'importantes sources karstiques côtières et sous-marines. Entre Silifke-Mersin, dans les petits golfes, une quantité importante d'eau douce va dans la mer. Dans les environs de Finike (près d'Antalya), on rencontre par endroit des sorties d'eau douce, provenant des joints de stratification des couches calcaires et allant dans la mer. Le captage de ces sources, avant le mélange avec l'eau salée de la mer pourrait redonner un assez grand intêret économique à l'agriculture avoisinante.

Investigations upon submarine and coatal springs in South Greece

GASP. G. MISTARDIS (Speleological Society of Greece/ England - Athens

Résumé

1.- Dans cette communication sont exposés quelques résultats de mes recherches sur les sources sous-marines et côtières d'une partie, pour la plupart d'une semi-aridité médiocre ou faible, de la Grèce méridionale, comprenant le Péloponnèse orientale, le sud-est de la Grèce Moyenne, le sud de l'Eubée et les Cyclades septentrionales (lat. 37°25' - 38°25',long 22°45' - 25°).

2.- Bien que le climat actuel dans la plupart des régions côtières de cette aire soit semi-sec, nous rencontrons cependant un très grand nombre des sources sous-marines et côtières, dont plusieurs sont très vigoureuses.
Parmi les sources sous-marines certaines jaillissent des profondeurs de plus de 15 m, même de 30m (Anavalos d'Astros) et sont situées jusqu'à plus de 300M loin de la côte.

3.- La présence des sous-marines et côtières très vigoureuses doit être attribué à une alimentation abondante par des eaux souterraines provenant des régions montagneuses de l'intérieur qui jouissent d'un climat assez pluvieux et dont les parties les plus élevées sont couvertes en hiver assez longtemps par les neiges.
Ces sources présentent des fluctuations de débit assez importantes, en rapport avec les fluctuations climatiques, saisonnières ou de plus longue durée.

4.- L'abondance des sources sous-marines atteste en faveur de l'existence des réseaux karstiques souterrains importants qui dans les régions côtières s'enfoncent en profondeur jusqu'assez notablement au-dessous du niveau actuel de la mer.
Cet enfoncement qui est plus grand au voisinage des bassins profonds comme ceux des golfes Argolique et Corinthien, est attribuable d'une part aux mouvements tectoniques verticaux du sol, et d'autre part aux abaissement du niveau de la mer durant les périodes glaciaires du Quaternaire.

5.- A cause de l'amplitude important dans notre aire des fluctuations saisonnières et de celles de plus longue durée, dans les précipitations, nous observons des variations notables dans le degré de la salinité des sources côtières.

6.- Les marées à cause de leurs très faibles amplitudes (sauf au détroit d'Euripe) dans notre aire, n'exercent pas une influence notable sur les sources côtières.
Dans une région voisine cependant, la coincidence des oscillations du niveau de la mer (baie de Stylis) avec celles d'une source karstique (Hypati) dans l'intérieur, pose un problème intéressant à étudier.

Introduction

1.- A great number of submarine springs, the more vigorous called anavalos (pl. -lee), the others by various words (mati, a-o-) are found in South Greece in front of calcareous regions, mainly of those in which relatively important mountains are rising.
The greater number of these springs are bubbling up from sea bottom depths of less than 20m, and at distances of less than 200m from the shore line. Few are those welling up from greater depths (till about 40m) and, situated at greater distances (till about 500m) from the coast.
The cyclical ripple waves upon the surface of the sea when it is calm are, not rarely, seen from the shore line, even from farthermore.

2.- The yield of these submarine springs is varying during the year, mainly in fuction with the seasonal periods of more or less abundant precipitations. For the most, it is more important inthe spring. Variations in the yield are also sensible in greater spaces of time, in function with climatic fluctuations.

3.- In this paper is question of submarine springs, as also of coastal ones, chiefly of those proper for certain studies upon ground water lower than alt. 0 (sea level), situated in a part only of South Greece, limited between 37°20' - 38°20' lat. and 22°35' - 25° long. (east. of Greenwich), in Which are extending the areas of the gulfs Argolic, Saronic, eastern Corinthian, southern Euboic, as also that of the northern Cyclades islands.

This part of Greece (eastern Peloponnesus, southeastern Middle Greece, southern Euboea, northern Cyclades) is for the most semi-arid. In the lowlands mean annual rainfalls are 0,35-0,50 m and mean annual temperatures 16° - 18°. Index of aridity is 14 in Athens, 15 in Corinth, 16 in Chalcis, 17 in Thebes, 17 1/2 in Nauplion, 17 1/2 in Syros (1).

On the mountainous regions, calcareous for the most, snowfalls are mostly limited, but rainfalls are relatively abundant (0.60-1m). Thus, in many regions is favoured the underground karstic erosion and an enough important circulation of groundwater, which can feed numerous submarine and coastal springs.

I

ARGOLIC GULF AREA

4.- In this communication is not question but only ofthe northwestern part of this area, in which are found very important submarine and coastal springs, fed from karstic waters of an enough extended mountainous calcareous hinterland. Climate in it is mostly subhumid and Karstification, so much the superficial, as also the underground are enough developed.

Anavalos of Astros

5.- In front of the mostly enough abrupt coast, which is forming the little calcareous mass of Zavitsa (975 m.), easternmost prolongation of the southeastern Arcadian-northwestern Cynourian mountains, rising between the Thyreatis little coastal plain and the southwestern part of the Argos plain, is found the more vigerous in Greece submarine spring, known as "Anavalos of Astros".
Situated at about 400 m far from the shore line is presenting two points of issue in the sea bottom, deep there - 36m, along a slight north-south cliff which might indicate a fault (2). Divers could enter into the main cavern and obtained to penetrate enough far, till about 40 m under the sea bottom (about 75m below sea-level). Upwelling water is presenting a certain salinity; it contains 18 to 19 g/l of chlorine (3).

6.- The rising water of this very abundant spring appears like a gigantic eye in the sea. The phenomenon is observed when is calm and better also when there is a slight only wave pattern on the sea, but not in rough weather.

It seems that yield of this anavalos is presenting notable fluctuations, in function chiefly with climatic variations, seasonal and of longer periods.
This submarine spring is fed mainly from karstic waters of the calcareous mountainous southeasternmost Arcadia and northernmost Cynouria.

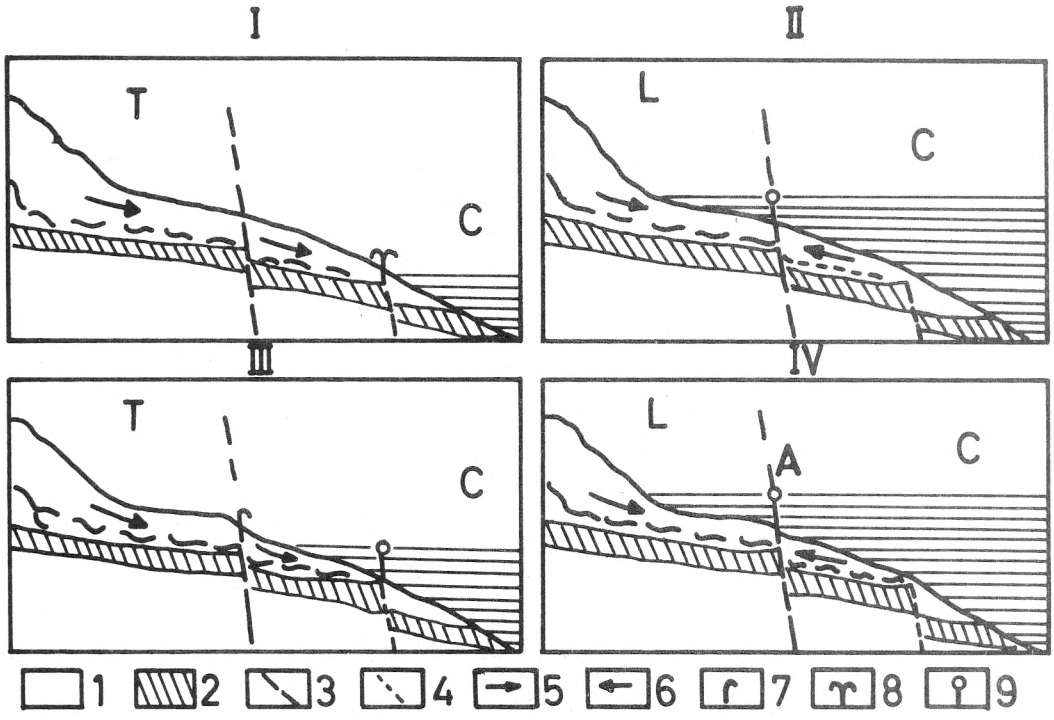
Submarine and coastal springs of St. George

7.- Northward of Anavalos, near the village of Kiveri, in front of the same, mostly enough abrupt coast (limestone cliffs) are found the submarine and coastal springs of St. George. It is supposed (4) that to this group of submarine springs is corresponding the "Dine" mentioned by PAUSANIAS (VIII,7,2), but, may be to the Anavalos of Astros.
Investigations by muse of tritium as a groundwater tracer, introduced in 1962 at Nestani Katavothre (region of Mantineia in eastern Arcadia) reached these springs (distance about 27 km) (5); it is so ascertained that St George springs are fed, at least partly, by karstic waters of the eastern Arcadian plateaux.

8.- The coastal spring is bubbling up vigerously from a karstic canal in the limestone (about 1/4m above sea level) . Karstic waters are also springing, but weakly, among the pebbles and sands of the shore line and are mixed with sea water.
In spring, water of the coastal springs is strongly stained with red mud and other suspended matter (6).

9.- At the same time the submarine springs are flowing without any trace of mud or other colouring material.
Three are the important submarine springs in St.George; but, each one of them is accompanied by some others of very weak yield. The northern of these important springs, noted as A' is situated at about 25 m far from the shore line and is bubbling up from a sea bottom depth of about 5m. The two others, B' and C' are situated at distances of about 15 m from the shore line and are welling up from depths of about 3 1/2 m.

10.- The average total yield of all the submarine and coastalsprings ofSt. George has been estimated to be at least, about $6m^3$ (7).
Quality of the water of the coastal spring and of one submarine (C') is good (chloride content about 200 mg/l), but of the others is more brackish.
Water of all these springs will be captured (by technical works now in execution) and utilised for irrigations and other uses in the region of Argos (8).



Sea Level Fluctuations North-West of the Argolic Gulf Area

I - Glacial periods of Riss
II - Interglacial Riss-Wuerm
III - Wuerm I and Wuerm II
IV - Historical Times
G - Argolic Gulf
A - Anavalos of Astros
L - Sea shore (shoreline)
T - Coastal region of Thyreatis (northern Cynouria)
1 - Limestones
2 - Impermeable rocks (probable strata, not sure)
3 - Fault
4 - Probable fault
5 - Predominant direction of ground karstic waters
6 - Direction of penetrating sea water
7 - Karstic spring
8 - Coastal karstic spring (very vigorous)
9 - Sub-marine spring (very vigorous)

Springs of Lerna (Mylei)

11.- Northward of Kiveri, at the feet of the calcareous hills of Mylei are found the important springs of Lerna, not far behind the shore line and at a level of about + 1 1/2m.
There are in Lerna three emergences, bubblings up from fissures of the limestomes. They are presenting a yield of about $2m^3s$, slight varying during the year (9).

12.- It is not ascertained till now from where are mainly fed these important karstic springs (10). Evidently, partly are fed from karstic waters of the mountainous calcareous region extending between the southwestern part of the Argos plain and the plateau of Mantineia, but, may be also from other northwards situated regions. Water of the Lerna springs is utilised since many years (after the execution of certain technical works) to cover a part of needs in water of the Argos region.

11

SARONIC GULF AREA

Western coast

13.- The eastern part of Argolisand the southeastern of Corinthia, facing toward the Saronic gulf, mostly calcareous are enough mountainous (Arachnaeon 1199 m, Orthol ithion 1102m), but are not receiving abundant precipitations; submarine and coastal springs are less important.

14.- In the southernmost region, Troezinia, calcareous-schistose (11), groundwater is abundant, mainly in the zone of contact of limestones and impermeable rocks. Vigorous springs near the shore line are bubbling up through the alluvium between Galata and Lessia.

15.- Less important are coastal springs in the neighbouring region, Epidauria, although more mountainous.

16.- In the northermost region (soustheastern Corinthia) very vigorous coastal emergences of brackish water are springing from fissures in the limestone along a fault, near Kato Almyri. In the past this water was utilised for the function of a watermill.
At about 20m far from the shore line is also bubbling up water from the bottom of the sea, deep there probably of about 5 m.

17.- In the little, mostly vulcanic, mountainous (760m), semi-arid peninsula of Methana, connected by a calcareous isthmus with Troezinia are found numerous coastal mineral springs.
The more important, those of Vromolmni (sulphureous)are bubbling up along a north-south limestone cliff indicating a fault, not far from the contact of the calcareous isthmus with the vulcanic rocks. Near Sphageia sulphureous waters are welling up under the sea, close to the shore line (12).
Temperature of the sulphureous springs of Vromolimni is mostly 28°-34° ; that of the mineral spring (not sulphureous) of Hag.Nikolaos situated northwards, on the same eastern coast in the vulcanic part of the peninsula is about 41°.

Northern coast

18.- Ground karstic waters of the calcareous mountain Geraneia (1350m) seem to be directed toward north. Submarine and coastal springs are not found along the Saronic gulf coast between Kommyonia and Megaris.

19.- As the calcareous mass of Patera (1190m) is not receiving abundant precipitations, are not found but only weak coastal springs (some ones covered by the waves) along the shore line between Neraki and Eleusinia (13). The presence of Karstic waters, even lower than level 0 is ascertained by a bore near Megale Peuke (14).

20.- Near the shore line, between Asprepyrgos beach and Skaramaga, very vigorous karstic springs are bubbling up from fissures in the limestones of the Rheitoi hill, at a level little above see level. They are fed from karstic ground waters of the southern part of Mt Parnes (15).
Fishermen are pretending that also, not far from the shore line, sweet waters are welling up from the sea bottom.

Eastern coast

21.- As southwestern Attica is enjoying of a semi-dry climate (rainfalls : 0,35-45 m), ground karstic waters are evidently not abundant. Only in the region where the calcareous mass of Hymettus (1026 m) is arising, higher part of which is receiving probably 0,50-0,65 m precipitations, karstic waters are more abundant. They are feeding a weak submarine spring in the bay of Lombarda welling up from a depth of about 1m,

as also some coastal-ones in the same bay, one in the beach of Hagia Marina and one in that of Halianthos (Varkiza) (16).
Karstic ground waters of the same calcareous mass are probably feading, at least partly, the very important mineral spring of Vouliagmeni. Water, welling up from great probably depth, is forming an extremely little lake in a dolineform hollow, near the coast (17).

III

EASTERN CORINTHIAN GULF AREA

Kreusis (Livadostra) bay

22.- In the southwestern Boetia two calcareous masses are arising near the coast, Mt. Cithaeron (1400M) the biggest-one, and Korombili (910m) of very limited dimensions. As they are not receiving abundant precipitation, coastal springs are rare.
It is only in the Kreusis (Livadostra) bay that vigorous coastal emergences, water of which is brackish (18) are found.

Aegosthena (Germeno) bay

23.- In the Aegosthena bay, although surrounded northward by Mt. Cithaeron and southward by the northern part of Mt. Patera, both calcareous, but not receiving abundant precipitations, karstic springs are not found.
Karstic water was found in a bore, about 300 m behind the shore line of Germeno, till a level lower than 0. (19).

Loutraki beach

24.- Along an important NW-SE fault are found in the western part of Loutraki beach numerous mineral springs near the shore line and at level little above sea level.
Water is welling up probably from enough great depths; it is presenting a temperature mostly of about 31°.

IV

SOUTHERN EUBOIC GULF AREA

25.- In this paper is not question but only of the western part of the area i.e. of important submarine and coastal springs of eastern Attica coastal zone.

Neratrivi, coastal and submarine springs

26.- On the northern part of eastern Attica coastal zone, eastwards of Hag.Apostolei are welling up through the alluvium near the shore line, at Neratrivi, vigorous springs, water of which was utilised for the action of a watermill. These springs are the more probable fed from karstic waters of the neighbouring calcareous region of Kalamos-Kalolivado-Mavrinora.
Infront ofthe coast, sweet waters are also bubbling up from the sea bottom at depths of about 1-1 1/2 m.

Anavalos of Hag.Apostolei (Kalamos)

27.- In front of the same coast, but much more far, probably at a distance of about 200 m from the shore line is bubbling up a very vigorous submarine spring, in a place, where sea bottom is presenting probably a depth of about 15 m ; it is known as Anávalos of Hag.Apostolei (20). After the periods of rainfalls, chiefly in spring the eye formed upon the surface of the sea, presenting then a diameter till about 50m, is well seen from enough far away.
It is situated probably at a crossing of two faults, one WNW-ESE and another about N-S and it is fed mainly, the more probable, from karstic waters of the northeastern part of Mt. Parnes which is receiving abundant precipitations.

Coastal plain of Marathon

28.- Along an important N-S fault, near the foot of the abrupt eastern slope of Diacria upland are welling up through the alluvium abundant karstic waters.
In the northern part the more important emergence is that of Mati (Kato Suli), in the southern that of Prasalinthos (Brexiza) not far from the shore line at a level little above sea level.

Bay of Vraona

29.- As southeastern Attica is enjoying of a semi-dry climate, ground karstic waters are not abundant. The more important emergences are found in Vraony (coastal in the pas

In front of the coast, near a very small island is found also a weak submarine spring.

V

NORTHERN CYCLADES AREA

Island of Andros

30.- In this greater island of the area, mainly of metamorphic impermeable rocks consisting, receiving enough abundant precipitations on its high parts, are found some weak submarine springs, too near the shore line, in the little narrow bay of Yala of the eastern coast and in the circular bay of Gavrion (21) of the western coast.

Island of Syros

31.- Also in this island (mean annual rainfall about 1/2m) ground water seems to go, some places, lower than 0. Water of wells deepened till lower than sea level became little or enough brackish (22).

VI

ABUNDANCE OF GROUND WATER IN KARSTIC NETS UNDER LEVEL 0

32.- The presence of numerous submarine springs, some-ones of which being very vigorous, as also of ground karstic waters under level 0 in the inland, ascertained by bores in Attica etc. (23), are attesting in favour of the opinion that, in the regions for which is question in this paper, water is filling important sections of karstic underground nets till enough lower than actual sea level. Depths of them are varying according certain conditions as, depths of contacts between limestones and impermeable rocks, displacements due to tectonic movements etc.

33.- Owing to the pression of infiltrating in depth new karstic waters, certain quantities of the uppermost, mainly parts, of captured, as above mentioned lower than level 0 ground waters, are, through side exits welling up as submarine springs, not far from the coast and at little, mostly depths where is possible a counterbalance of the pression of overtowering seawater. More abundantly are welling up as coastal springs.

VII

DEVELOPMENT OF THE LOWER THAN LEVEL 0 PARTS OF THE KARSTIC NETS

Vertical tectonic movements of the land

34.- In south Greece very notable vertical tectonic movements of the land took place in Upper Pliocene and Quaternary.
In the coastal regions, for which is question in this paper, Pliocene and Quaternary marine deposits are found till about +100m in some places (23), but mostly they are occuring lower than +30m. Also, real marine Quaternary terraces are not known surely, but only at very little altitudes (24).
As concerns vertical movements downwards, numerous morphological features seem to attest in favour of a relatively enough important amplitude. But these morphological features could be explained as due to the sea level depressions of Quaternary.

Sea level fluctuations during the Quaternary

35.- For Ancient Quaternary we do not know nothing sure as concerns distribution of land and sea in the areas with which this paper is dealt, so that, it is not questions, but only for influences of sea level depressions during the glacial periods of Riss and Wurm, upon the development of karstic nets lower than level (actual) 0.

36.-Sea level depressions during the Würmian glacial periods went probably till about -80 m. They were favouring evidently an advance of underground karstification till about this depth.
It could thus satisfactorily explain the origin of the karstic springs of Anavalos Hag.Apostoloi, Vraona bay, Lombarda bay, Kato Almyri beach, and St. George Kiveri as subaerial and later, after the transgressions of the sea, transformed in submarine.

37.- But, as concerns the Anavalos ofAstros, bubbling up very vigorously from a depth of, probably, more than -100 m, its origin cannot be explained by the Würmian sea regressions.
Except in the case of a juxtaposition with a vertical, downwards, tectonic movement of the land, this very important karstic spring is to be dated from Rissian sea level depressions, which went probably till more than -120m, then being subaerial, and later after sea transgressions transformed in submarine.

38.- It is not possible, for the moment, to date and to explain the origin of the mineral hot springs of Methana (17) and Loutraki (24) welling up from relatively important depths.

VIII

FLUCTUATIONS OF YIELD AND SALINITY

Certain climatic data

39.- The area for which is question in this paper is presenting an enough long dry season, from May to end of September. Mean rainfall in this period is not representing but only 10-20% of the annual (Athens 0,06 m, Aegina 0,04, Syros 0,06, Chalcis 0,08, Thebes 0,10, Nauplion 0,09).
Naturally submarine and coastal springs are presenting a very important seasonal variations in their yield, accentuated by the high temperatures of May-September favouring the evaporation of rainfalls water.

40.- Outside this seasonal fluctuation, submarine and coastal springs are presenting yield variations of longer periods due to climatic variations, enough important as regards rainfalls.
So, for instance mean annual rainfalls had as follows in :

	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	
Athens :	0,521	0,259	0,414	0,404	0,324	0,572	0,479	0,477	0,520	m
Syros (in Cyclades):	0,564	0,329	0,362	0,509	0,487	0,509	0,495	0,542	0,569	m
Haliartus (in Boetia) :	0,843	0,526	0,629	0,672	0,616	0,824	0,763	0,783	0,735	m

41.- It is evident that carefull observations of the climatic variations could permit certain foresights regarding yield variation of submarine and coastal springs, concerning a short period after them.

Penetration ofsea water into the karstic nets

42.- During periods of wet climate submarine and coastal springs become, evidently, more vigorous. It is probable also that, owing to the higher pression of the then more abundant ground karstic waters, could be counterbalanced in some other side exits, at the bottom of the sea, the pression of the overtowering sea water, and thus new submarine springs, could be added.

43.- On the contrary, during periodeswith dry climate submarine springs become weaker and some ones stop to bubble up. It is a case enough frequent in our areas.
Sea water can then penetrate from the exits of some ones of them into the karstic nets, sometimes in so important quantities as to give the impression of an absorbant pump; people call them "rouphihtraes"
Sea water can thus reach canals conducting to coastal springs and render them brackish or, more brackish in the case they were already brackish.

Influences of sea level tidal oscillations

44.- During low sea waters, evidently, certain submarine springs become more vigorous and, on the contrary, weaker during high sea waters. But, owing to that tidal etc. amplitudes are very limited in our areas, it is extremely difficult to ascertain the degree of their influence upon the yield of submarine and coastal springs.

45.- In an area situated northward of those for which is question in this paper, in thevalley of Sperheios are ascertained, in the mineral spring of Ypati, fluctuations in coincidence with tidal oscillations of the sea level in the bay of Stylis (Maliac gulf) distant about 35 km (25).

Evidently is arising the question: "Tidal oscillations can provoke any repercussion upon a karstic spring in the inland, so far distant ?".

SOME CONCLUSIONS

46.- From that is exposed in this paper becomes evident that :
a) The parts of karstic nets situated lower than actual sea level are enough important in the most of the coastal regions for which is question in this communication.
b) Development of them was favoured by sea level depressions during glacial periods of the Quaternary, more in some regions (deep Argolic gulf area, a.o.), but less in others.
c) Contribution also of vertical tectonic movements of the land to displacements downwards, is, relatively to actual sea level, of greater amplitude in some regions, of lesser in others.
d) Water filling karstic nets etc. under level 0 is to be considered as of important quantities, in the most of the coastal regions of the areas, for which is question in this paper.
e) Owing to that submarine and coastal springs are mostly brackish, should be preferable to capture ground karstic waters at a certain distance from the springs, in the inland. But to find the ways these waters are fol-

lowing in the coastal regions of our areas is, for the moment, more or less impossible; recourse to a certain reduction of salinity is perhaps preferable.

f). In the case of ground water pumping from karstic canals lower than sea level, great care is to be done to not surpass certain limits, owing to that in our coastal regions infiltrations-penetrations of sea water are mostly easy.

g) As precipitations in our area are presenting important variations from year to year (40) pumping of ground-water from karstic canals should not surpass each year certain limits, higher or lower, according to the greater or lesser abundance of precipitations.

h) Carefull observations of the climatic variations could permit certain foresights regarding yield variations of the most of coastal and submarine springs of the regions for which is question in this paper.

REFERENCES

1)- see also : MISTARDIS GASP, geoeconomic studies upon Hellenic areas (in greek), I, Athens 1938, p.84-85

2)- BURDON D.& PAPAKIS N.- Research into the hydrogeology of the Argos-Tripolis region (Notes on the 1 st field trip, Athens Meeting 1962 of Internat. Assoc. Hydrogeologists) p. 40

3)- ARONIS G.- Observations on the coastal karst of Greece (Mémoires V, Réunion Athènes 1962, Assoc. Intern. Hydrogéol p. 265.

4)- PRITSCHETT W.K.- The waters of Ancient Hellas, Athens1963 (in polygraph)

5)- BURDON-PAPAKIS op. cit. p. 42.

6)- BURDON-PAPAKIS op, cit. p. 41

7)- PAPAKISN- Hydrogeological investigation of Ayios Yeoryios springs (Kiveri), Inst. Geol. Subsurf. Research, XI, Athens 1966, p. 235

8)- Relat. to springs-ground water of the region : various reports (KOLIOPOULOS G. 1960, ZERVAS S. 1965, CONSTENTINIDIS C. 1965, a.o.) Ministry Agriculture, Relat. to geological structure: TATARIS A. Report N° 1180-1964, Inst. Geology-Subsurfad: Research.

9)- PAPAKIS N.-Problèmes hydrogéologiques de la Grèce (Mémoires, V, Réunion Athènes 1962,Assoc.Intern.Hydrogéo p. 306.

10)- Outside the 3 emergences of the main spring, numerous others, less important, are found chiefly northwards (PHILIPPSON S. Die griechischen Landschaften, III, 1 Frankfurt 1959,p. 140).

11)- Relat. geolog. structure and morphol. PHILIPPSON op. cit. p. 109,116-7

12)- On the north coast a coastal spring (near Kato Muska) and a mineral one (temps 36°) (PHILIPPSON op. cit. p. 61-2) are also found.

13)- MISTARDIS GASP.- Influences des changements du niveau de la mer sur l'hydrologie de l'Attique occidentale (Mémoires, Congress Hannover 1965, Intern. Assoc. Hydrogeol., VII,p. 85).

14)- ARONIS G- The need for karstic ground water exploration in Greece (in Greek) Athens 1959,p.20,29.

15)- MISTARDIS GASP. Sur le drainage karstique dans les régions calcaires côtières de la Grèce méridionale (I.Congrès Intern. Spéléologie, Paris1953,II,p. 247-250).

16)- Relat. undergroud karstification peninsular Attica : MISTARDIS GASP. Recherches sur la karstification souterraine de l'Attique péninsulaire (Actes IV Congrès Intern. Spéléologie,1965,Ljubliana,III,p.525-531).

17)- 200 m long, 100 m broad (PH ILIPPSON A. griech.Landschaften,I,3,1952, p.812)

18)- RENZ C.-Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge, Stuttgart,1914,p. 110

19)- MISTARDIS GASP.- Influences changements niveau de la mer ...p. 85.

20)- Distance and depth according to informations of fishermen.

21)- This last is now covered by the new quay.

22)- see : HARLAFTIS N- Irrigating greenhouses in Syros island by using rain water tanks (in greek-Agricultural Bank Bull. 165, 1968,p. 19-27).

23)- see: ARONIS G.- The need for karstic ground water....

24)- as, for instance, in the Isthmus of Corinth

25)- see relat : MISTARDIS GASP.- On shore line displacements in north and northeastern Peloponnesus in Quaternary (C.R. IV Colloque Intern. Spéléologie, Athènes 1968, p. 11-).

26)- GEORGALAS G- KARAGEORGIOU E.- PAPAKIS N.- Sur les fluctuations de la source thermominérale d'Hypati (Mémoires, V, Réunien Athènes 1962, Assoc. Intern. Hydrogéol., p. 277-287).

Karsthydrographische Probleme der Schwäbischen Alb

PAUL GROSCHOPF (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart / Bundesrepublik Deutschland)

Summary

Karst-hydrographic problems of the Schwäbische Alb

The ideas about karst-hydrographic events in the Schwäbische Alb are based more or less on the opinions of the beginning of our century. Quite a lot of the hydrologic observations (Tracers, drillings for karst water, etc.) made a revision of the transfigurate terms like shallow and deep karst, karst water level, which were borrowed from the istrique Karst by GRADMANN, a.o., appear as desirable. Observations were made which claim that in karst water strong seasonal oscillations are happening. The subterranean flow is determined by limited joints, which on the whole are to be looked upon as closed pipes. For a further karst exploration it appears useful to take over the terms like vadose or phreatic zone, which are internationally used.

Zusammenfassung:

Die Vorstellungen über die karsthydrologischen Vorgänge in der Schwäbischen Alb basieren noch vielfach auf den Anschauungen aus der Zeit der Jahrhunderwende. Zahlreiche hydrologische Beobachtungen, Markierungsversuche, Karstwasserbohrungen usw. lassen eine Revision der vorwiegend aus dem istrischen Karst durch Gradmann u.a. übertragenen Vorstellungen und Begriffe, wie seichter und tiefer Karst, Karstwasserspiegel usw. wünschenswert erscheinen. Es werden Beobachtungen mitgeteilt, die dafür sprechen, daß im Karstwasser starke jahreszeitliche Schwankungen vorkommen. Der unterirdische Abfluß verläuft durch ein Kluft- und Hohlraumsystem, das im ganzen als geschlossene Röhren angesehen werden muß. Für die weitere Karstforschung erscheint es zweckmäßig, die im internationalen Sprachgebrauch verwendeten Begriffe, wie badoser bzw. phreatischer Bereich zu übernehmen.

Unseren heutigen Anschauungen über die karsthydrologischen Vorgänge im Gebiet der Schwäbischen Alb liegen vielfach noch Vorstellungen zugrunde, die um die Jahrhundertwende besonders im istrischen Karst entwickelt worden sind. Sie können im wesentlichen auf die beiden gegensätzlichen Theorien, die mit dem Namen Katzer und Grund verbunden sind, zurückgeführt werden. Als Ergebnis praktisch-hydrologischer Arbeiten werden von Katzer für den unterirdischen Abfluß geschlossene Abflußbahnen (Karstgerinne) gefordert. Grund dagegen postuliert nach geographischen Beobachtungen an Karstquellen einen, dem Grundwasser in Lockergesteinen vergleichbaren, über weite Gebiete zusammenhängenden Karstwasserkörper mit einheitlichem Spiegel, dem "Karstwasserspiegel". R. Gradmann, der sich eingehend von geographischer Seite mit dem Karstproblem der Schwäbischen Alb befaßte, wurde Anhänger der Grund'schen Karstwassertheorie. Seine Ausführungen über den Karstwasserspiegel als zusammenhängende obere Grenzfläche einer Zone vollständig erfüllter Klüfte, die von ihm entworfene Karte des Karstwasserspiegels im Bereich der mittleren schwäbischen Alb, die Übertragung der Begriffe "seichter und tiefer" Karst haben weitesten Anklang gefunden und wurden von den nachfolgenden Karstforschern mehr oder weniger bedenkenlos weiter verwendet. Dabei war aber Gradmann kritisch genug, um vor einer zu weit gehenden Verallgemeinerung zu warnen bzw. auch Ausnahmen - nach seiner Meinung - anzuerkennen, die für die Gerinnetheorie sprachen. Grundsätzlich war er aber überzeugt, daß in den heutigen Entwässerungsverhältnissen der Alb sich bis jetzt "keine einzige Erscheinung nachweisen lasse, die auf ein geschlossenes Röhrensystem schließen liesse...." Dagegen führt er eine Reihe Beobachtungen an, die er nur durch die Karstwassertheorie befriedigend zu erklären glaubt.

In der Zwischenzeit haben wir ein reichhaltiges Material gesammelt, das nicht mit der Gradmann - Grund'schen Karstwassertheorie in Einklang zu bringen ist. Die seit einigen Jahren neu belebte Karstwasserforschung ist aus praktischen Bedürfnissen herausgewachsen, wie z.B. Erschließung von Karstwasser für die Trinkwasserversorgung, Abgrenzung von Wasserschutzgebieten, Klärung der unterirdischen Abflußverhältnisse bei Versenkung von Schmutzwässern im Zuge von Ortskanalisationen. Besonders intensiv wurde bis jetzt die mittlere und östliche Schwäbische Alb untersucht. In Zusammenarbeit von Regierungspräsidium Nordwürttemberg und Geologischem Landesamt wurden eine Reihe von Aufschlußbohrungen bis maximal über 400 m Tiefe durchgeführt. Dazu kommen Pumpversuche, langfristige Wasserstandsbeobachtungen an Karstwasserpegeln, Quellschüttungsmessungen, chemische und physikalische Wasseruntersuchungen, großangelegte Markierungsversuche (Farbstoffe, Salze, Sporen).

Im folgenden soll nur eine Zusammenfassung der Ergebnisse erfolgen, Detaildarstellungen sind bereits an anderer Stelle (Binder, Groschopf) erschienen.

1.) Ein zusammenhängendes Kluftnetz in weiter Erstreckung, das mit einem System kommunizierender Röhren verglichen werden kann, ist in der Schwäbischen Alb nicht entwickelt. Dagegen werden begrenzte Kluftzonen festgestellt, die im ganzen als geschlossene Röhren anzusprechen sind. Indiesen Kluftzonen haben sich Hauptabflußbahnen oder Karstgerinne herausgebildet. Breitere Kluftzonen, z.B. tektonische Zerrüttungszonen oder Kreuzungen von 2 Kluftsystemen können zu einem Karstwasserkörper mit begrenzter Ausdehnung führen.

Nach unseren bis heute gemachten Erfahrungen dürfte in der mittleren Schwäbischen Alb der unterirdische Abfluß in Kluftzonen, geschlossenen Röhren vergleichbar, dominieren.

2.) Wenn kein einheitlicher Karstwasserkörper vorhanden ist, dann kann es auch keinen zusammenhängenden Karstwasserspiegel geben. Der Wasserstand in den Kluftzonen ist von verschiedenen Faktoren abhängig. In erster Linie sind es die Niederschläge, dann die Form der Klüfte (z.B. eng oder weit) u.a. Ähnliche Wasserstände in benachbarten Kluftsystemen sind also auch ohne direkte Verbindungen der Klüfte möglich. Ebenso oft werden aber auch auf kürzeste Entfernung Wasserstände angetroffen, die nicht miteinander korrelierbar sind. Wie schon öfters gefordert, sollte daher der Ausdruck "Karstwasserspiegel" nicht mehr verwendet werden. Vorgeschlagen wurde "Karstwasserstand" oder aber dem internationalen Sprachgebrauch folgend "piezometrische Oberfläche".

3.) Langjährige Beobachtungen von Karstwasserpegeln haben überraschend starke Schwankungen ergeben. Regelmäßig erfolgt ein Anstieg in den ersten Monaten des Jahres, der Höchststand ist im Mai-Juni erreicht, dann gehen die Wasserstände bis zum Minimum im Dezember oder Januar gleichmäßig zurück. Die größten Schwankungen mit über 30 m wurden in dem am weitesten vom Vorfluter entfernten Pegel auf der Albhochfläche gemessen, mit Annäherung an den Vorfluter, z.B. Donau, gehen sie auf wenige Meter zurück. Die Karstwasserstände reagieren also in erster Linie auf die Niederschläge. Ein direkter Zusammenhang ist aber manchmal nicht leicht zu erkennen. Verzögerter Abfluß, Rückhaltung im Gebirge müssen, wie Binder am Blautopf nachzuweisen versucht, berücksichtigt werden.

4.) Die lang umstrittene Frage der Einzugsgebiete von Karstquellen wurde in vielen Fällen eindeutig für eine Selbständigkeit derselben entschieden. Durch zahlreiche Markierungsversuche, Pumpversuche usw. konnten auch bei wechselnden Wasserständen festliegende Einzugsgebiete, z.B. für den Blautopf und andere Karstquellen, abgegrenzt werden. Randliche Verbindungen zu Nachbargebieten wurden in einzelnen Fällen durch Markierungsversuche festgestellt, jedoch handelte es sich immer nur um minimalste Spuren, die nur dank der höchstemfindlichen Untersuchungsmethoden (bei Färbungen mit Uranin, Nachweisgrenze etwa 0,1 mg/m^3) überhaupt festgestellt werden konnten.

5.) Die Existenz von durchlässigen und undurchlässigen Schichten wird von den bekannten Karstwassertheorien vorausgesetzt. Nach unseren Ergebnissen können wir für das Gebiet der mittleren und der östlichen Alb diese Ansicht nicht bestätigen. Durch Markierungsversuche konnten wir nachweisen, daß die Wandergeschwindigkeit des auf der Hochfläche zur Versickerung gebrachten Wassers bis zu den Austrittsstellen am Albnord-bzw. Südrand in der gleichen Größenordnung liegt. Im ersten Fall muß aber das Wasser die Mergelschichten des Weißen Juras δ und vor allem γ passieren. Imzweiten dagegen liegen sowohl Versickerungs- wie Austrittsstelle in den Massenkalken (ζ-δ).
Auch über die Wasserwegsamkeit der Kalkgesteine mußten wir unsere Ansicht korrigieren. Wasserwegsame Klüfte sind - wie Bohrungen ergeben-nur in eine gewisse, begrenzte Tiefe vorhanden, darunter sind die primären Klüfte so eng, bzw. durch Kalkspatausscheidungen verheilt, daß der Kalkstein, ohne daß petrographische oder sonstige Änderungen festzustellen wären, die Funktion der Sohlschicht übernimmt.

6.) Bei entsprechendem geologischen Aufbau haben wir auch schon eine Verkarstung in verschiedenen Stockwerken angetroffen. Besonders am Albsüdrand fanden wir bei Bohrungen, daß unter 70 - 150 m mächtigen, schwach klüftigen, gebankten Kalken kavernöse Massenkalke (sog. "Lochkalke"), die stark verkarstet waren, anstanden. Auch Karströhren mit Geröllen bis Faustgröße, die eindeutige Spuren von Wassertransport zeigten, waren in diesen Tiefen vorhanden (z.B. Bohrung Arnegg im Blautal, ca. 15 km westlich von Ulm). Diese Stockwerksverkarstung ist einmal auf die verschiedene Lösungsfreudigkeit der gebankten bzw. der vielfach dolomitischen Massenkalke zurückzuführen, dann auf paläogeographische Faktoren. Zur Zeit der Entstehung müssen noch völlig andere Vorflutverhältnisse für die Verkarstung maßgeblich gewesen sein. Sehr wahrscheinlich ist nach den Beobachtungen, die Bögli mitteilt, daß bei dieser tiefliegenden Verkarstung die Mischungskorrosion von Bedeutung ist.

7.) In der Frühzeit der Karstforschung wurden für die Verhältnisse des istrischen Karstes die beiden Ausdrücke "seichter" und "tiefer Karst" geprägt. Sie wurden vor über fünfzig Jahren von Gradmann auf die Schwäbische Alb übertragen und seitdemfindet man sie in fast allen Karstarbeiten, obwohl schon lange erkannt wurde, daß sie durch die in der Zwischenzeit gewonnenen Erkenntnisse überholt sind. Sowohl für den seichten wie tiefen

Karst sind äußere Merkmale besonders der Karstquellen entscheidend. Keine Berücksichtigung findet das Karstwasser im Gesteinkörper, bzw. es wird von nicht zutreffenden Vorstellungen hierüber ausgegangen. Ein Versuch, diese Diskrepanz zu überbrücken, der aber grundsätzlich noch von den alten Vorstellungen ausgeht, wurde von Weidenbach unternommen, indem er den tiefen Karst in verschiedene Zonen (äußere, innere und überdeckte) unterteilt. Den hydrologischen Verhältnissen der schwäbischen Alb kann aber diese Zoneneinteilung des tiefen Karstes auch nur zum Teil gerecht werden. Vielversprechender ist dagegen der Weg, den angloamerikanische und romanische Forscher eingeschlagen haben und den neuerdings auch Bögli beschreitet. Danach wird der dauernd wassererfüllte Raum als phreatischer Bereich bezeichnet, er wird noch unterteilt in den tiefphreatischen Bereich, in dem nur äußerst langsame Wasserbewegungen stattfinden, etwa entsprechend Weidenbachs "innerer" und "überdeckter" Zone und den hochphreatischen Bereich, in dem noch größere Fließgeschwindigkeiten auftreten, teils mit der "äußeren Zone" zusammenfallend.

Zum hochphreatischen Bereich sollte auch noch der Schwankungsraum, in dem mindestens zeitweise phreatische Verhältnisse herrschen, mit eingebezogen werden.

Der ganze darüber liegende verkarstete Raum, der vom Wasser nur zeitweilig durchströmt wird, der also praktisch "wasserleer" ist, ist als "vadoser Bereich" anzusprechen.

Bei der Unterscheidung zwischen einem seichten und einem tiefen Karst sind bei uns im Lauf der Zeit immer mehr Schwierigkeiten aufgetreten. Dagegen scheinen die hydrologischen Verhältnisse der Schwäbischen Alb viel zutreffender mit den Vorstellungen über den phreatischen bzw. vadosen Bereich in Einklang zu bringen sein.

Es wäre sehr zu begrüßen, wenn wir die Konsequenzen daraus ziehen würden und eine Terminologie verwenden würden, die den neuen Erkenntnissen gerecht wird.

Schrifttum:

Binder H. — Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Gebiet des Blautopfs in den 35 Abflußjahren 1925 - 1959, Jber. und Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 42 S. 63, Stuttgart 1960

" " — Robert Gradmanns Darstellung der Karsthydrologie der Schwäbischen Alb im Lichte neuerer Untersuchungen. Actes du IV Congr. intern. d Speleologie en Yougoslavie T. III, S. 287 Ljubljana 1968

Bögli, A. — Mischungskorrosion - Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde Arch. f. wissensch. Geographie 18. S. 83. Bonn 1964

" " — Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karst. hydrographischen Entwicklung. Geol. Rundsch. 58. 2, S. 395 Stuttgart 1969

Eissele, K. und Groschopf, P. — Zur Karsthydrologie der Schwäbischen Alb. Jh. Karst- und Höhlenkde. H.4 S. 81, München 1963

Gradmann, R. — Süddeutschland
2 Bde. 1. Aufl. Stuttgart 1931, 2. unveränderte Aufl. Darmstadt 1959

Groschopf, P. — Die geologischen Voraussetzungen für die Erschließung von Karstwasser im Blautal
Jh. Karst- und Höhlenkde., H. 6 S. 79 München 1966

" " — Grundwasser und Quellen, in Kreisbeschreibung Ulm - im Druck

" " — Das Karstwasser der Schwäbischen Alb und seine Nutzung. - Die Schulwarte 22, Stuttgart 1969

Lehmann, O. — Die Hydrographie des Karstes, Leipzig und Wien 1932

Weidenbach, F. — Trinkwasserversorgung aus Karstwasser in der östlichen Schwäbischen Alb. Jh. Karst- und Höhlenkde., H.1 S. 169 München 1960

Diskussion:

H. KESSLER (Budapest):

Man darf sichnicht beirren lassen, wenn die Jahresniederschläge nicht mit den Quellschüttungen übereinstimmen. Die Schüttungen hängen nicht nur vom Gesamtjahresniederschlag ab, sondern auch von der zeitlichen Verteilung der Niederschläge (verschiedene jahreszeitliche Verdunstung und Wasserverbrauch der Vegetation in den Jahreszeiten).

In Betracht gezogen werden muß deshalb die zeitliche Verteilung der Jahresniederschläge. Aufgrund dieser Erkenntnis wurde von uns eine empirische Methode ausgearbeitet, mit der es möglich ist, die Versickerungsprozente bzw. das Einzugsgebiet zu berechnen. Aufgrund der uns zur Verfügung stehenden Schüttungs- und Niederschlagsdaten des Jahres 1954 berechneten wir das Einzugsgebiet des, uns übrigens unbekannten, Blautopfes, mit rd. 169 km^2. Von dieser Berechnung wurde die Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde verständigt, viele Jahre später erfuhren wir, daß durch Färbversuche unsere Berechnung bestätigt wird.

M. A. GEYH (Hannover):

Die Altersbestimmungen von Wässern aus dem tiefen und überdeckten Karst aus dem Gebiet der Schwäbischen Alb mit Hilfe von Tritium und Radiokohlenstoff-Konzentrationsbestimmungen führten zu einer altersmäßigen Klassifizierung. Es konnte unterschieden werden:

I. Rezentes Wasser des tiefen Karstes mit einem Alter von einigen Monaten oder Jahren. Es ist durch einen hohen Tritiumgehalt gekennzeichnet. Er stimmt mit dem der von Abflüssen, die aus dem seichten Karst kommen, überein. Im tiefen Karst kommt dieses Wasser unvermischt äußerst selten vor und dann nur in der äußeren Zone.

II. Subrezentes Wasser des tiefen Karstes: Es ist einige Jahrzehnte alt und stellt die Hauptkomponente der äußeren Zone des tiefen Karstes dar. Häufig ist es mit rezentem Wasser stark, mäßig oder leicht versetzt. Als Trinkwasser ist es sehr gut geeignet.

III. Älteres Wasser des tiefen Karstes: Es ist einige Jahrhunderte oder Jahrtausende alt und nahezu immer mit subrezentem oder rezentem Wasser vermischt. Unter günstigen Umständen lassen sich mit Hilfe von ^{14}C-Bestimmungen Fließgeschwindigkeiten und Fließrichtungen ermitteln. Dieses Wasser wird nur in der inneren Zone angetroffen.

IV. Altes Wasser des überdeckten Karstes: Es ist einige Jahrtausende oder Jahrzehntausende alt und enthält keine rezenten Komponenten, sofern nicht eine Einspeisung durch die Bohrung aus höheren Horizonten möglich ist. Soweit es schon jetzt überblickbar ist, scheint dieses Wasser nicht zu stagnieren, sondern immer in Bewegung zu sein. Erste Messungen bei Ingolstadt und in der südlichen Fränkischen Alb ergaben Strömungsgeschwindigkeiten von etwa 1 m im Jahrhundert.

Examples of Possibilities to Exploit Waters from Speleologic Sites for the Water Supply

SREĆKO BOZICEVIĆ (Institute for Geological Research, Zagreb, Yugoslavia, Departement for Hydrogeology and Engineering Geology)

The large region of the Dinaric Karst represents an outstanding area on the territory of Yugoslavia. It is noticeable by its specific morphology, geological structure and above all by its characteristic hydrogeological phenomena. Its main characteristic is the complete or partial lack of surface water streams and the development of a subterranean system of fissures.

In spite of a large amount of atmospheric precipitates that pour down on this area, it nevertheless lacks any significant number of permanent water springs and open surface water streams.

On the other hand, after extended periods of rain, intermittent springs discharge large amounts of water along the numerous fissure systems. This causes the flooding or inundation of those anyhow small areas of arable ground in the Karst. During this period the Karst rivers become "overburdened" with water and they cause in most instances damage to the various agricultural plantations in the Karst.

The inundation period does not take place every year at a precisely determined moment because it is determined by the meteorological conditions. It also does not always last over the same period of time.

The first and basic problem that appeared was the head for a water economy applicable in the Karst region. This need was caused by the desire to keep or accumulate great quantities of water originating from the period of rains in order to preserve it for the forthcoming period of drought. This water could be used for hydroenergetic needs or for the reclamation of land in the Karst fields and for water supplies of extended Karst areas.

Permanent water supply for the population of these areas, with clean and drinkable water, appears to be one of the basic concerns in the whole Karst region, caused by the develonement oft economy and tourism.

Regional hydrogeological research of the territory of Yugoslavia also comprises the speleological survey and exploration.

An increased attention is being given on large areas of the provinces of Istria, Gorski Kotar, Lika, Dalmatia, Herzegovina, Montenegro and the Adriatic Islands, to the observation and recording of hydrogeological phenomena in such objects, i.e. caves, caveras and sink holes which are in the course of exploration. During these explorations possibilities have been found for containing subterranean water in many places. After having been contained, such water could serve for supplying local as wll as broader needs.

It was also noticed that in some objects the subterranean water is always present, in other objects only periodically.

Exploitation of Subterranean Water in Practice:

For continuous and practical exploitation of subterranean water flows are suitable the cave springs and caverns with steady flow of water throughowt the whole year. In such objects the water comes out of fissure systems or syphonic basins with an approximately uniform capacity of flow.

In the following paragraphs I shall proffer some examples of practical exploitation of subterranean water flows in the region of the Dinaric Karst which came to my knowledge from literature and some which I have explored myself.

A classical and instructive example is doubtless the cave MALI DUM near Livno in Bosnia and Herzegovina (Fig. 1 and Plate 1, fig. 1).

The cave MALI DUM is the main and the strongest spring of the brock Bistrica which has bean contained for the waterworks of the town Livno. Close to the entrance of the cave itself there has been built a concrete reservoir of 6 x 4 metres in size, from which a pipeline is leading to the waterworks in the town itself. The entrance of the cave has been walled in and so the dancer of fouling the water by stepping inside has been excluded. The water that was contained for the waterworks is located in a siphonic basin at the end of the cave.

which has a fissure-like appearance. This fissure is filled with water over its whole length and even during the most intense drought. During the high waters the level in the lake rises and then also the water surplus overflows across the five metres high step from where it flows through a concrete bed and further out into the bed of the brook Bistrica.

The shaping of the cave was determined by the strong erosive work of water along the thick layers of limestone of the Chalk period which are tectonically rather dislocated.

At the foot of the spring there can be found the layers of Eocene flisch rock that acts as an insulator in this relation. The limestone that adheres on to the flisch rock is cracked and tectonically very dislocated. It serves as a collector for the surface and subterranean water in the background of the spring Bistrica.

In such a way a saturation zone was formed in the background of the spring. This zone was formed in many Karst channels which feed the spring Bistrica.

The cave TRBUHOVICA near Prezid is a narrow fissure-like cave that was formed in the Jurassic limestones. The cave came into existence on the lithological border of the non-stratified light grey Jurassic dolomites that are apparent in the substrate and the stratified dark grey limestones which are visible in the ceiling of the cave.

In this case the dolomites have created an impermeable substrate along which followed a discharge of water to the surface. Immediately behind the entrance in the one part of the cave where the channel is very low, a concrete dam has been built from which water is conducted to the waterworks. Seventy-five metres from its entrance the cave is shaped in the form of a narrow and tall channel that farther on suddenly widens into a large hall and then further bifurcates into two forks.

From one of these a subterranean brook flows out and water is accumulated by the erected concrete dam. Water is conducted further on for needs of the water supply.

The cave PEĆINA S VODOM in the village named Fabci in Istria is an example of local exploitation of water for the needs of the water supply in a few smaller settlements in the Karst region.

This cave actually consists of an elliptic space measuring 10 metres in length, 6 in width, and 2 - 3 metres in height. Water streams out from one part of the cave. It was formerly flowing unused into a neighbouring sink hole. The erection of a concrete wall and the building of a reservoir in front of the entrance allowed the accumulation of a sufficient quantity of water, covering the demand of the surrounding settlements.

The cave ZELENI VIR near the town named Skrad in the district of Gorski Kotar represents an interesting speleological object from which water flows out. However, it has not been put to use for the water supply but for the running of a small power station.

The cave itself consists of a large hall having over 40 metres in length, about 30 metres in width, and 15 metres in height. From the southern part of the hall a steady subterranean stream bursts out from a siphon. At the entrance itself a concrete wall and a dam have been built, from where the water is being conducted by a slanted pipeline to the power station "Zeleni Vir" that is located some hundred metres below the cave opening.

An example of local exploitation of subterranean water is encountered in the close neighbourhood of Zagreb on the slopes of the mountain Zagrebačka gora. There in the village of Borčec one of the peasants started the digging of a well in the neighbourhood of his house.

A few metres below the Quarterian alluvium he encountered the strata of the lithotamnian limestone through which he continued the digging of the well. After firing a mine a cavity was opened and from it could be heard the noise of flowing water. The peasant found a small cave where a brook of negligible size was flowing. As the cavity measured only 12 metres in depth and its interior was rather spacious, he built two concrete basins. He dug out a channel from the bottom of the cave and he constructed a pipeline of 210 metres in length through which he now conducts water from the cave to the auxiliary reservoir and further on to his house.

This natural aqueduct did not dry out for over thirty years.

Anticipated Localities for Exploitation of Subterranean Water:

The development of tourism in the coastal and in the island part of Yugoslavia makes obvious an increasing demand for steady quantities of drinking water.

In some smaller pits and caves that are located in the neighbourhood of the sea we often find brackish water, which is not usable for drinking during the drought period of the year.

The containing of strong Karst springs is being treated with an increased attention, but their number is relatively small in comparison with the whole Karst region.

FIG. 1.

One part of the Bistrica stream flows out of the Little Dum Cave near Livno. Upon its tapping this water is used for the Livno waterworks.

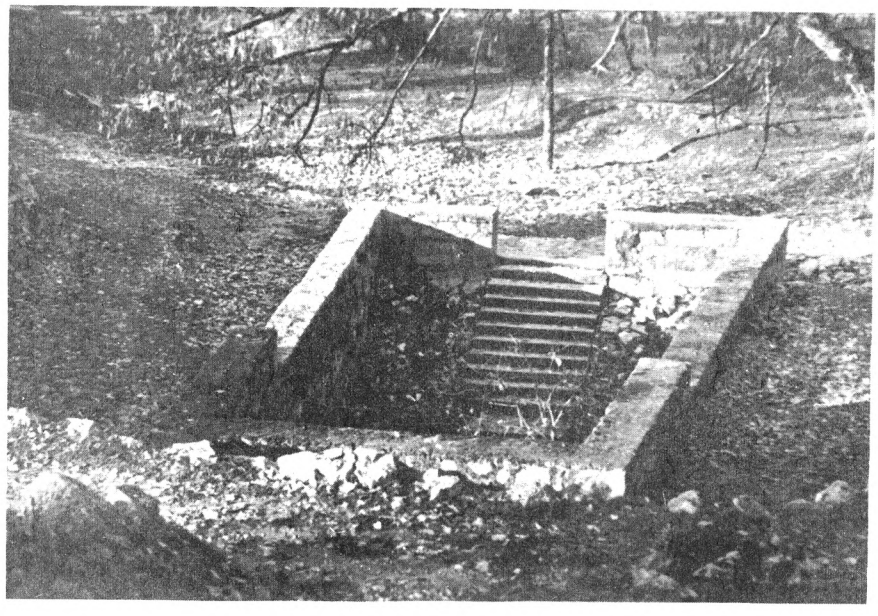


FIG. 2.

The source in the Cave of Zalužnica (Lika) delivers large quantities of water during the long-lasting rainy season. During summer the inhabitants of the nearby villages go down the built stairway to the water basin at the bottom of the cave.

PLATE I Foto: S. Božičević

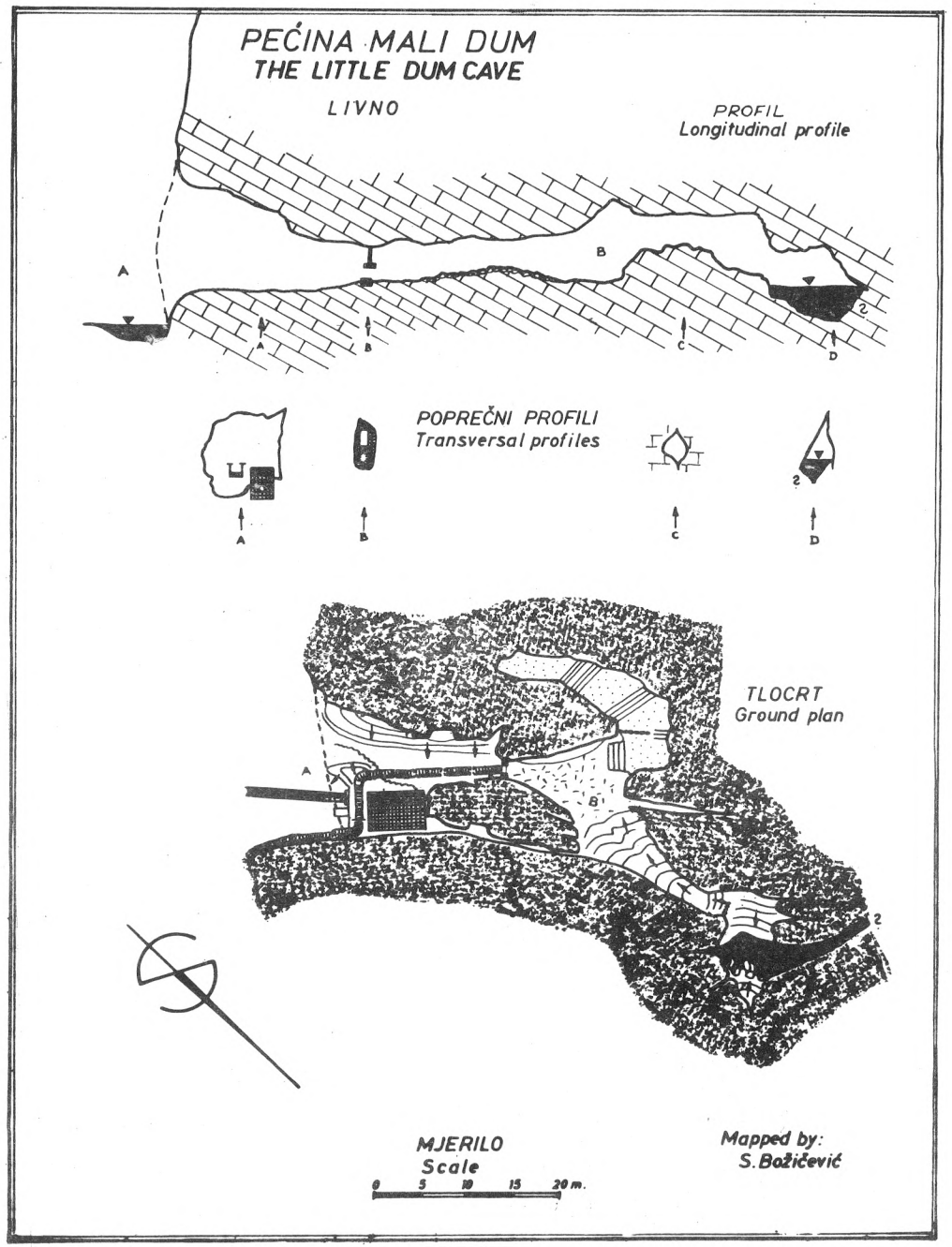


FIG. 1.

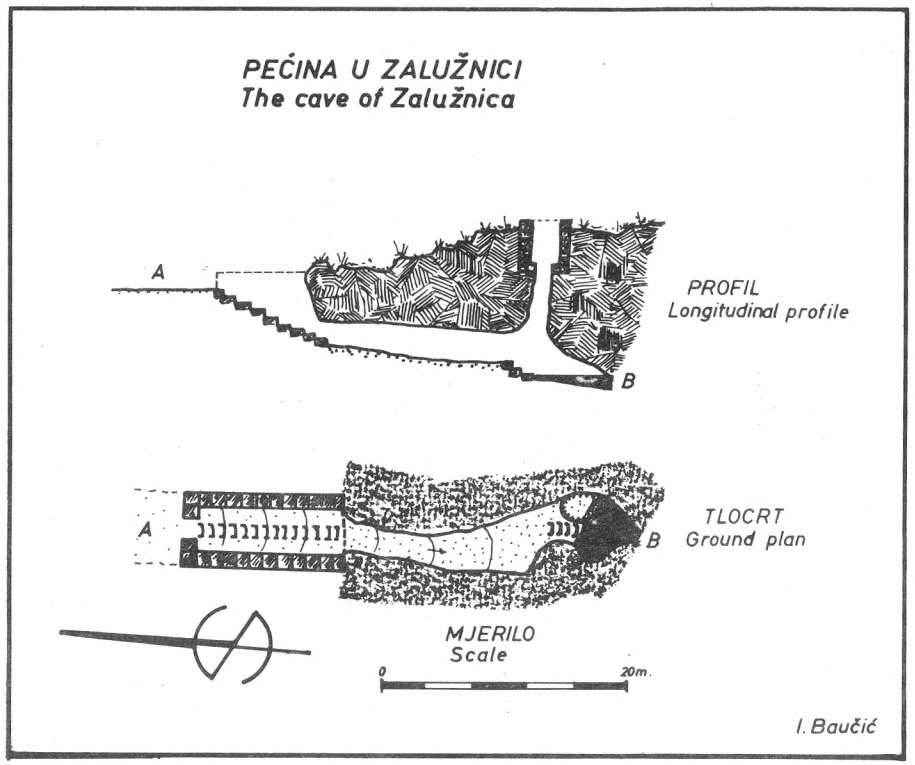


FIG. 2.

Hy 7/4

There are some proposals for exploitation of water streaming from the sea bed springs close to the sea coast, but this is still linked with various technical problems.

An illustrative example for water exploitation from a pit on an Adriatic island is found in the village Luka on the island Dugi Otok. From the pit of about 20 metres in depth water has been pumped up by a windmill and it was furthered into the village cistern. This was the case until a petrol driven motor-pump was introduced, but the war events deranged the normal course of life on this island and so this source of drinking water was forgotten.

In the district of Lika near the village Zaluznica there is a cave from which water flows out during the period of rains. When the water subsides it is still accumulated on the bottom itself and there it stays even during the drought season of the year. In order to make the access to the water more easy, the peasants have built steps reaching to the bottom of the cave and additionally they made a big hole in the ceiling. building in such a way a well by means of which water could also be taken out (Fig 2, and Plate 1, fig. 2).

In the course of studies of the spacious region of the Dinaric Karst, it was noticed that there are existent real possibilities for water exploitation also from the following speleological objects:

- the cave MRZLIČEVA JAMA near the town Lupoglav in Istria. Water is present in a channel at the end of the cave.
- a cave near the village Dolenje on the north-eastern edge of the mountain Čičarija bears in its interior a siphonic lake from which water flows out and farther on in the other part of the cave system it again sinks underground in the form of a brook.
- the cave VRELO near the town of Fužine in the district of Gorski Kotar bears in its interior a brook which originates in the cave and flows out through the natural opening of the cave. Water is present in the cave during the whole year.
- the caves VELIKA PEĆINA and MALA PEĆINA near the village of Gornji Vučkovič in the neighbourhood of the town Srpske Moravice in the district of Gorski Kotar contains water throughout the whole year. Water streams out from the cave openings.
- the cave BIJELA VODA east of Karin has a length of more than 200 metres (the Karin sea in the district of Ravni Kotari). The entrance part has been fenced off by a stone wall of about 1 metre in height, thus forming a basin of water 50 metres long, about 5 metres wide, and of a median depth of about 0.5 metres. This water is occasionally used for the neighbouring villages during the abundant rains.
- the cave spring KARIŠNICA at the end of the brook Karišnica east of Karin. During the more intense rainfalls a great quantity of water flows out from the cave, and during the drought period there is still a water basin at the end of the cave that never goes dry.
- the caves in Muškovci north of Obrevac near the river Zrmanja have water basins of notable dimensions in their interior. The water in these basins originates from the sink holes that gorge the water in the area of Gračac and Ričica on the continental side of the mountain range of Velebit.
- the cave MANDALINA near the town and harbour Šibenik has in its interior a large water basin of 20 metres in length and about 10 - 16 metres in width. The origin and the quality of water should be investigated. It should be very suitable for the water supply of the town of Šibenik.
- the cave POKROVNIK north of Šibenik is the only source of drinking water for the local population. A suitable project could help the augmenting of the quantity of water.
- the caves MRAČNA PEĆINA I, II and the pit SUHI RUMIN are located more to the north of Sinj in the valley of the river Cetina. The systems of these caves and of the mentioned pit contain in their interior large amounts of subterranean water that could be used for the water supply of the broader surrounding area.
- the pit spring BADANJ and the cave spring in Brišnik, also some other caves with water in the region of the fields Glamoč polje and Duvanjsko polje are exploited mainly for the local supply.
- the cave BILOBRKOVA PEĆINA near Aržan contains a large water basin at a distance of 80 metres from the entrance from which water is flowing out during the whole year. By means of a moderate containing project this water from the cave could be used for the supply of the neighbouring villages.
- the cave POGANJAČA near the village Grebci in the southern Herzegovina has in its interior a strong brook that sinks again underground in another part of the cave without being put to use.

the cave VILINA PEĆINA above the river Ombla could be used as a direct tap on the Ombla itself in the back side of the source. In this cave a strong noise of a waterfall can be heard from a fissure. It can be taken as true that there exists a part of a subterranean water flow that emerges some 130 metres farther below as the source of Ombla.

- the cave ŠIPUN PEĆINA above the coastal town of Cavtat contains in its depth a water basin of some 30 metres in length, the water depth being over 4 metres.
- the caves in the neighbourhood of the coastal town and harbour Hercegnovi in the bay of Boka Kotorska, from where the water streams out during the period of rains.
- the cave SINIČIĆ PEĆINA near the town Brinje in the district of Lika encloses in its interior a brook flowing even during the driest part of the year. During the rain period water streams out through the cave opening.
- the cave ZELENA PEĆINA on the edge of the field Krbavsko polje discharges during the stronger rains huge amounts of water and it contains at the end of the cave space a siphonic lake during the rest of the year.

Conclusion:

According to the present results of hydrogeological and speleological research in the region of the Dinaric Karst a large number of caves and pits has been recorded, which contain water or from which occasionally a noticeable quantity of subterranean Karst water is discharged.

Presently only a small part of this quantity of water has been put to practical use or applied respectively for the water supply of the population inhabiting the arid Karst districts.

Some of the mentioned examples of successful exploitation of subterranean water, where only small construction works had to be performed, show that in similar instances a complete exploitation of subterranean water could be perfectuated.

Every source of subterranean water should be put to a detailed hydrological, biological and other investigations in order to allow the safest possible project of water supply engineering to be worked out.

From the point of view of the water supply economy, especially the water supply in Karst, the most interesting are the cave springs or pits from which emerges a definite quantity of drinking water, as well as pits or caves which in their subterranean system contain the accumulated or flowing water.

Speleological research in the predominant part of the Dinaric Karst have not been as yet conducted in detail and with thoroughness. Doubtlessly, in the course of the forthcoming investigations in this region there shall be found a series of hydrologically interesting objects and phenomena, which after certain studies shall be possibly put to use for the water supply.

Literature:

Bertarelli, V., Boegan, E. (1926) Duemila grotte. Milano

Boegan, E. (1930) Catasto delle Grotte Italiane. I. Grotte della Venezia Giulia. Trieste

Božičević, S. (1967) Speleološki objekti s vodom. Hidrogeološka studija SR Hrvatske. Arhiva Geol. Instituta

Božičević, S. (1968) Pećine, jame i ponori s vodom u području dinarskog krša. Acta geologica, knjiga 6. Zagreb

Malez, M. (1956) Novija istraživanja pećina NR Hrvazske. Acta geologica, knjiga 1. Zagreb

Malez, M. (1960) Pećine Čičarije i Učke u Istri. Acta geologica. Knjiga 2. Zagreb

Malez, M. (1962) Speleološki objekti jugozapadne Like. Acta geologica, knjiga 3. Zagreb

THE PRESENT POSITION OF THE THEORY AND TECHNIQUE OF PULSE WAVE HYDROLOGY

KEN ASHTON (Auckland/New Zealand)

This paper is intended as a summary of the author's work on the problems of pulse-wave hydrology and its speleological applications. It also offers a bibliography of the somewhat diverse publications on this topic.

Natural Flood Waves in Caves:

The effect of the onset of precipitation in the neighbourhood of a stream, previously flowing in equilibrium, is to disturb this equilibrium at all points where the stream receives increments of water. That such disturbances will travel downstream as waves, may be seen from the following standard analysis.

Let q = quantity of water passing a fixed point in unit time (flow rate)

and k = quantity of water within a unit distance along the stream at a fixed time (concentration).

If then x represents the distance along the stream and t the time, the equation of continuity is

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0.$$

We now assume that q is a function of k and x only (i.e. flow rate depends only on stream geometry and quantity of water) and put

$$c = \left(\frac{\partial q}{\partial k}\right)_x = \text{constant}$$

when this equation becomes

$$\frac{\partial q}{\partial t} + c\frac{\partial q}{\partial x} = 0,$$

telling us that q is constant on waves, known as kinematic waves, moving with velocity c. In other words, the disturbances in equilibrium will propagate downstream with a velocity c depending on the size of the disturbance and the channel geometry.

Let v be the mean velocity of the stream at a point and note that $v = \frac{q}{k}$.

Hence $c = \frac{d}{dk}(vk) = v + k\frac{dv}{dk}$

In streams and rivers, v increases with k and so $k\frac{dv}{dk} > 0$ whence we see that

$$c > v .$$

We now see that the disturbances propagate downstream with a velocity greater than that of the stream itself and moreover larger disturbances travel faster than smaller ones. Thus larger disturbances will overtake and coalesce with small ones producing fewer, larger waves which will have a form approximating to a discontinuity in k and q. This process is anologous to the generation of shock waves in aerodynamic flow.

Let us assume that such a shock front has been formed and is moving with velocity U. Let q_1, k_1 and q_2, k_2 be the respective values of q and k above and below the shock. Then the quantity of water passing the shock front in unit time is $q_1 - Uk_1 = q_2 - Uk_2$ whence

$$U = \frac{q_2 - q_1}{k_2 - k_1} .$$

Thus we see that the shock wave resulting from this coalescence is simply the discontinuous case of the simple kinematic wave.

Because of the linearity of the differential equation a simple method of graphical solution becomes possible (see [1]) once we have established an empirical relation between q and k.

Once such a system of disturbances enters a cave system the only further increments of water occur at discrete points. The flood wave thus develops, under most ideal conditions, into the steep-fronted, stable and standard wave form on to which can be impressed so much information on the nature of the cave system and which it is our concern to decode.

The earliest proposal for such an analysis was contained in [2] and was developed in depth in [4] together with a consideration of the corresponding chemical changes which take place in a stream during the passage of a flood. Applications of the technique were reported in [5] and [7] and a further elementary summary in [6].

Consideration of the multiplicity of pulses at a resurgence as compared with the precipitation record can afford an analysis of the configuration of the main vadose sections of the drainage system. If, for example, a single, heavy onset of precipitation yields a double pulse at the resurgence, we would suspect that, either the system had two points of submergence or contained a large loop passage, the former case being morphologically far more probable.

In [4] a sketch was made of a computor programme for analysing complex cases and this sketch has been ably realized by Wilcock in [10]. The analysis was, however, made before the nature of the waves was fully understood and did not take account of the problem of the coalescing of shock waves. In this respect the relevant parts of the analysis in both [4] and [10] require further modification.

This same phenomenon also limits the fineness of the detail that can be determined from such an analysis, for two points of submergence in mutual proximity will be particularly liable to develop only a single kinematic wave.

As described in [4] and [6], further information can often be obtained from the detailed shape of an emergent flood wave. Consider, for example, a cave system leading down to a restricted phreatic zone. At the moment of the arrival of a flood wave at the head of the phreas, the constricted passages will not be able to cope with the increased flow until sufficient water has "backed up" to produce the necessary hydraulic head. This head, and the corresponding flow rate, will then be maintained until the incident flow rate decreases. The effect of a constriction is therefore to flatten the already sharp-fronted wave giving it the square form which is characteristic of many cave systems and markedly different from a freely developed flood wave.

The consideration of chemical variations in resurgent waters during a period of flood can yield details as to the nature of the phreatic zone, if any, and can even offer an estimate of the volume of the phreatic zone activated by the flood. No further comments need to be added to the details given in [4] and [6] except to mention that the hypothesis of the successive activation of the remoter parts of an extensive phreas (see [4] and [5]) is supported by work reported in [11].

Artificial Kinematic Waves:

Perhaps the most surprising result in this field was the discovery of the stability of even very small kinematic waves of the nature described in the above theory. In [3] it is described how such waves, generated by the breaking of dams of between 15 cm to 75 cm in height, could be detected by suitably damped flow level recorders after an underground transit of up to 2 km in both vadose and phreatic systems and even through both in succession. On one occasion such waves survived filtering through a bed of boulders and sand. Attention is therefore drawn to this technique, described in [4] and [8] as a potential means of tracing the directions of underground drainage. Such a test can be completed in a matter of hours rather than days, it involves no pollution and the results are recorded automatically. Its disadvantages lie in a limitation of the distance (yet to be established) over which it is effective and a consequent risk of negative results. Nonetheless, together with the methods mentioned earlier, it has led to the discovery and exploration of a major drainage system in Northern England (Kingsdale Master Cave).

It may also be noted that similar artificial waves can be used to study, from an upstream point of access, the nature of a trap (or a sump) in a cave. Such techniques are described in [9]. Briefly they are concerned with the nature and rate of the absorption of a pulse wave into the trap. In particular, a measure can be gained of the minimal cross sectional area of the trap and of the area of the air/water surface (if any) within the trap. It can be further determined whether the trap is of U-tube form or if it is the result of the backing up of water behind a constriction such as a collapse.

References:

[1] Stoker, J. J. Water Waves. Interscience Publishers. New York 1957.

[2] Ashton, K. The Analysis of Speleo-hydrological Configuration. 3 Int. Kongress f. Speläolgie BII. Wien 1963.

[3] " " Preliminary Report on a New Hydrological Technique. C.R.G. Newsletter No. 98 Dec. 1965.

[4] " " The Analysis of Flow Data from Karst Drainage Systems. C.R.G. Transactions V7 No. 2. Mar. 1966.

[5] " " et al. University of Leeds Hydrological Survey Expedition. Jamaica 1963. C.R.G. Transactions V9. No. 1. Jan. 1967.

[6] " " Limestone Hydrology. N.Z. Speleol. Bull. No. 64. Nov. 1967.

[7] " " Hydrological Analysis Applied to Tropical Karst. 4 Int. Kongress fl Speläologie BIII Ljubljana 1968.

[8] " " Artificial Flood Waves in Caves. N.Z. Speleol. Bull. No. 64 Nov. 1967.

[9] " " Exploring Sumps in Comfort. N.Z. Speleol. Bull. No. 65 Feb. 1968.

[10] Wilcock, J. D. Some Developments in Pulse-Train Analysis. C.R.G. Transactions V10. No. 2 May 1968.

[11] Thrailkill, J. T. Chemical and Hydrologic Factors in the Excavation of Limestone Caves. Geol. Soc. of America. Bull. V78. No. 1 Jan. 1968

(C.R.G. = Cave Research Group of Great Britain).

Etude comparée des hydrogrammes de tarissement aux résurgences de la Sorgues, de la Vis et de l' Esperelle

(Grands Causses-Causse du Larzac) (Aveyron - Hérault)

HENRI SALVAYRE (Perpignan / France)

Rappelons tout d'abord que l'on peut distinguer trois périodes dans l'écoulement souterrain d'une crue (H. SCHOELLER - C. DROGUE).

- Les eaux transitées en gros conduits depuis les pertes jusqu'à la source.
- Les eaux provenant de la vidange des chenaux de dissolution.
- Les eaux provenant du ressuyage des fissures ou interstices de la masse calcaire.

On peut, en coordonnées semi-logarithmiques décomposer l'hydrogramme en trois parties et calculer la valeur du coefficient de chaque composante.

Nous avons effectué ce calcul pour quelques crues de la Sorgues (1963- 1964) et de l'Esperelle (1966 - 1967) et comparé avec les valeurs obtenues pour la Vis.

1 - Séparation des composantes des crues de la Sorgues à sa source.

- Crue du 30 Octobre 1963. (Fig. 1)

Coefficients et équations des composantes des hydrogrammes.

Alpha 1 = 1,55	Qt = 33	$e^{-1,55t}$
Alpha 2 = 0,52	Qt = 6,2	$e^{-0,52t}$
Alpha 3 = 0,027	Qt = 2,4	$e^{-0,027t}$

Formule complète de tarissement:

$$Qt = 33\, e^{-1,55t} + 6,2\, e^{-0,52t} + 2,4\, e^{-0,027t}$$

qui évolue de la façon suivante :

au bout de 4 jours : $Qt = 0,6\, e^{-0,52t} + 2,4\, e^{-0,027t}$

au bout de 8 jours : $Qt = 2\, e^{-0,027t}$

Le volume total écoulé est : $Vo = 14,472.10^6$ m3

Le volume écoulé par les microfissures : $Ve = 2,332.10^6$ m3

Le volume transité par les chenaux et conduits de dissolution :

$Vo - Ve = 12,140.10^6$ m3

- Crue du mois de Décembre 1963. (Fig. 2)

Coefficients et équations des composantes des hydrogrammes.

Alpha 1 = 1,01	Qt = 5,8	$e^{-1,01t}$
Alpha 2 = 0,52	Qt = 6	$e^{-0,52t}$
Alpha 3 = 0,31	Qt = 2	$e^{-0,31t}$

Formule complète de tarissement :

$$Qt = 5,8\, e^{-1,01t} + 6\, e^{-0,52t} + 2\, e^{-0,031t}$$

qui évolue de la façon suivante :

au bout de 6 jours : $Qt = 0,45\, e^{-0,52t} + 1,7\, e^{-0,031t}$

au bout de 10 jours : $Qt = 1,5\, e^{-0,031t}$

Le volume total écoulé est : $Vo = 7,064.10^6$ m3

Le volume écoulé par les microfissures : $Ve = 4,180.10^6$ m3
Le volume transité par les chenaux et les conduits de dissolution :

$$Vo - Ve = 2,884.10^6 \text{ m3}$$

- Crue du 25 Février 1964.

Coefficients et équations des composantes des hydrogrammes.

Alpha 1 = 1,140	Qt = 3	$e^{-1,140t}$
Alpha 2 = 0,824	Qt = 34	$e^{-0,824t}$
Alpha 3 = 0,031	Qt = 1,4	$e^{-0,031t}$

La formule complète d e tarissement :

$$Qt = 3\,e^{-1,14t} + 34\,e^{-0,824t} + 1,4\,e^{-0,031t}$$

qui évolue de la façon suivante :

au bout de 4 jours : $Qt\ 1,4\,e^{-0,824t} + 1,2\,e^{-0,031t}$

au bout de 8 jours : $Qt\ 1,1\,e^{-0,031t}$

Le volume total écoulé est : $Vo = 7,710.10^6$ m3

Le volume écoulé par les microfissures : $Ve = 3,065.10^6$ m3

Le volume transité par les chenaux et conduits de dissolution:

$$Vo - Ve = 4,645.10^6 \text{ m3}$$

- Crue du 24 Mai 1964. (Fig 3)

Coefficients et équations des composantes des hydrogrammes

Alpha 1 = 3,26	$Qt = 2,7\ e^{-3,26t}$
Alpha 2 = 0,499	$Qt = 13\ e^{-0,499t}$
Alpha 3 = 0,039	$Qt = 2,2\ e^{-0,039t}$

Formule complète de tarissement :

$$Qt = 2,7\,e^{-3,26t} + 13\,e^{-0,499t} + 2,2e^{-0,039t}$$

qui évolue de la façon suivante :

au bout de 1 jour : $Qt = 7\,e^{-0,499t} + 2,1\,e^{-0,039t}$

au bout de 8 jours : $Qt = 1,7\,e^{-0,039t}$

Le volume total écoulé est : $Vo = 7,235.10^6$ m3

Le volume écoulé par les microfissures : $Ve = 3,765.10^6$ m3

Le volume transité par les chenaux et conduits de dissolution :

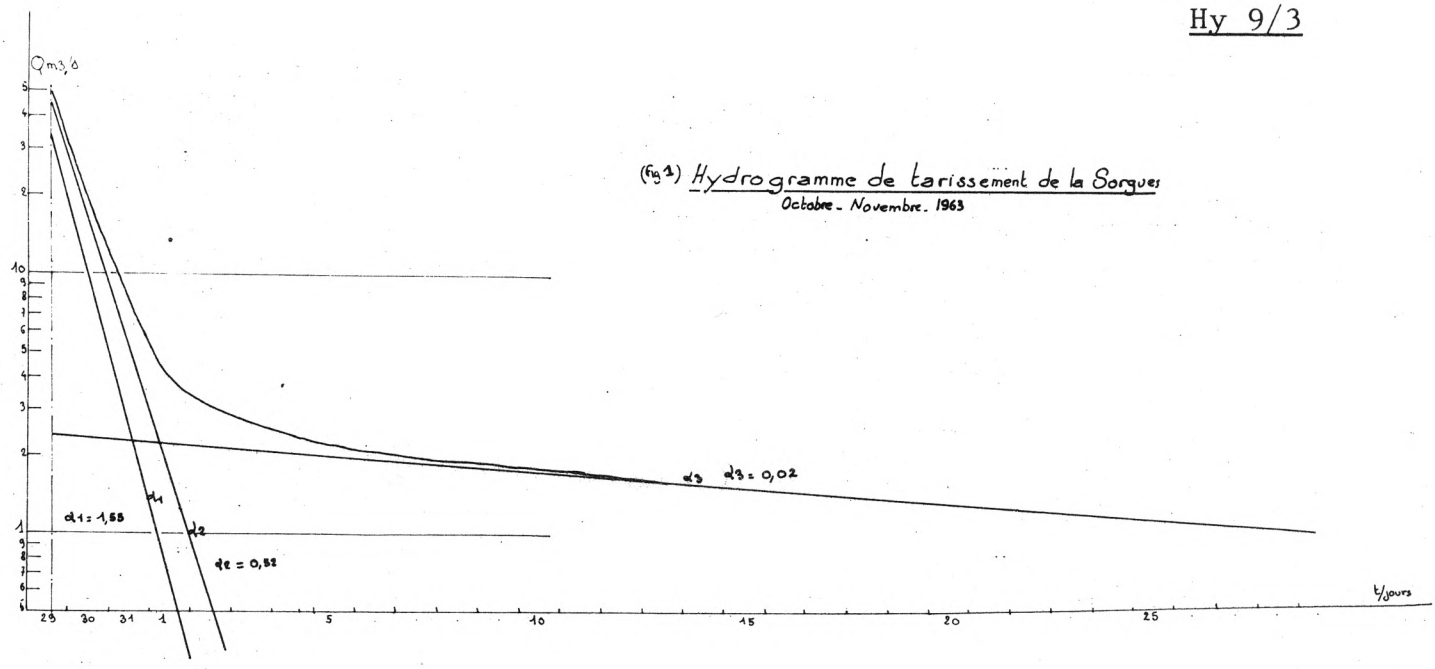
$$Vo - Ve = 3,470.10^6 \text{ m3}$$

- Comparaisons .

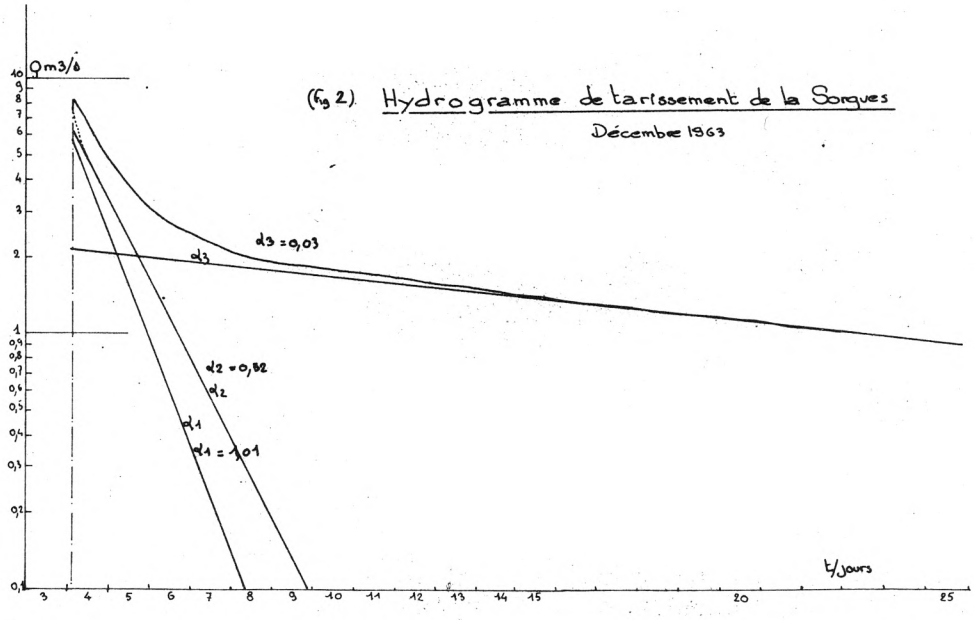
Tableau No 1

Comparaison des coefficients des composantes.

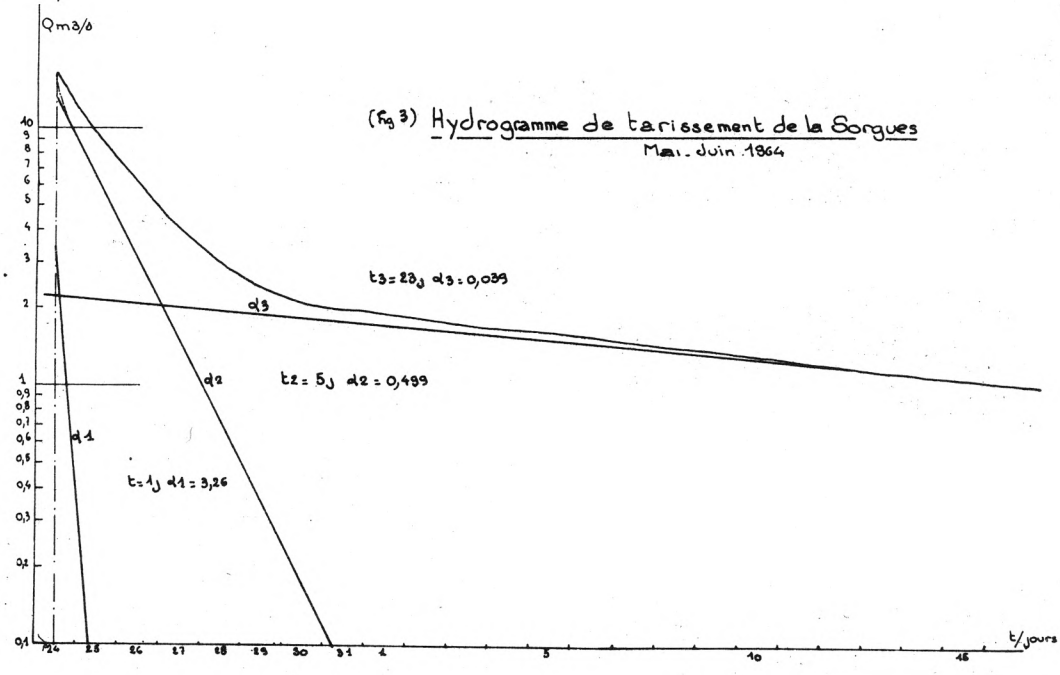
Année	Alpha 1	Alpha 2	Alpha 3
Octobre 1963	1,55	0,52	0,027
Décembre 1963	1,01	0,52	0,031
Février 1964	1,14	0,82	0,031
Mai 1964	3,26	0,49	0,039



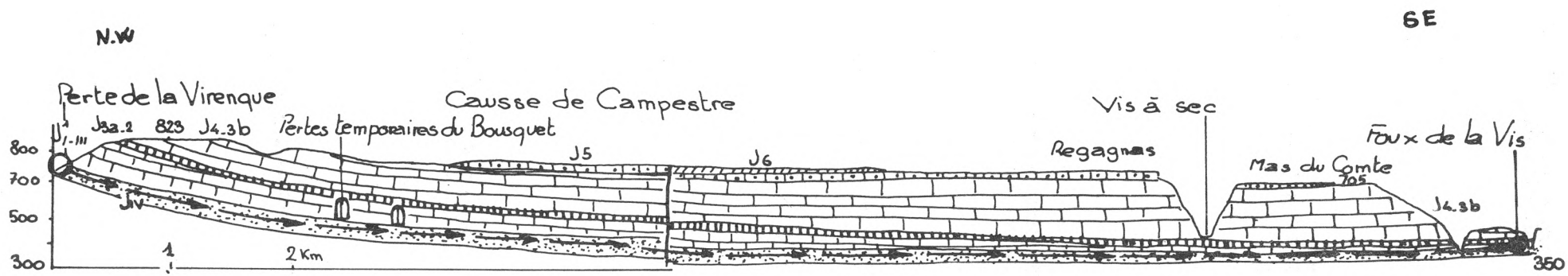
(fig 1) Hydrogramme de tarissement de la Sorgues
Octobre - Novembre 1963



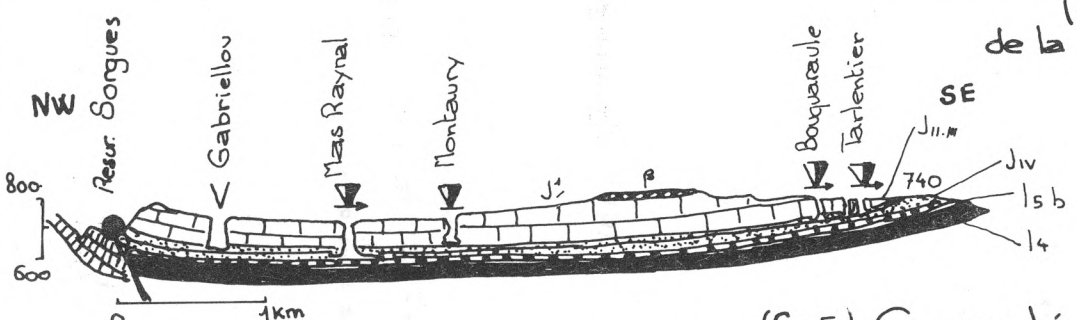
(fig 2) Hydrogramme de tarissement de la Sorgues
Décembre 1963



(fig 3) Hydrogramme de tarissement de la Sorgues
Mai - Juin 1964



(fig 4) Coupe schématique NW-SE des pertes de la Virenque à la Foux de la Vis
Circulation souterraine au niveau des dolomies du Jurassique moyen



(fig 5) Coupe schématique du plateau du Guilhaumard, suivant le trajet de la Sorgues souterraine, mettant en evidence une circulation d'eau dans les dolomies du Jurassique moyen au SE et une circulation dans les calcaires compacts du Bajocien et de l'Aalenien au NW

Tableau No 2

Comparaison des volumes écoulés en 10^6 m3

Année	Gros conduits et chenaux	Microfissures
Octobre 1963	12,140	2,332
Décembre 1963	2,884	4,180
Février 1964	4,64	3,065
Mai 1964	3,470	3,765

2.- Séparation des composantes des crues à l' Esperelle.

Coefficients et équations des composantes des hydrogrammes.

On ne peut séparer sur l' hydrogramme 1 et 2, on a

$$(\text{Alpha } 1 + \text{Alpha } 2) = 0{,}46 \qquad Qt = 3{,}7\ e^{-0{,}46t}$$

$$\text{Alpha } 3 = 0{,}018 \qquad Qt = 0{,}45\ e^{-0{,}018t}$$

Formule complète de tarissement :

$$Qt = 3{,}7\ e^{-0{,}46t} + 0{,}45\ e^{-0{,}018t}$$

qui évolue de la façon suivante :

au bout de 13 jours : $Qt = 0{,}35\ e^{-0{,}018t}$

Le volume total écoulé est : $Vo = 2{,}851.10^6$ m3

Le volume écoulé par les microfissures : $Ve = 1{,}641.10^6$ m3

Le volume transité par les gros conduits et les chenaux de dissolution :

$$Vo - Ve = 1{,}210.10^6 \text{ m3}$$

3.- Comparaisons entre les valeurs des composantes de l'écoulement calculées à la Sorgues, l' Espérelle et la Vis.

Malgré les périodes différentes utilisées pour le calcul des valeurs des composantes des hydrogrammes, nous pensons pouvoir établir quelques comparaisons. Nous emprunterons au travail de H. PALOC et J. FORKASIEWICZ les données relatives au régime de tarissement de la Foux de la Vis.

Tableau No 3

Coefficients des composantes des hydrogrammes de tarissement.

Résurgences	Alpha 1	Alpha 2	Alpha 3
Sorgues	1,55 > 1,14	0,82 > 0,49	0,39 > 0,027
Esperelle	0,46		0,018
La Vis	2 > 0,28	0,14 > 0,03	0,01 > 0,002

La comparaison des coefficients Alpha 2 et Alpha 3 de la Vis, avec les deux autres résurgences, montre des différences importantes. Pour la Sorgues et l'Esperelle Alpha 2 est de l'ordre de 10^{-1}, il est de 10^{-2} pour la Vis.

De la même manière Alpha 3, est de l'ordre de 10^{-2} pour les résurgences du Larzac occidental, il est de l'ordre de 10^{-3} pour la Vis.

Cela pourrait correspondre au fait que les écoulements par microfissures sont moins importants dans le bassin de la Sorgues (pénétrable à l'exploration directe) que dans le bassin de la Vis (impénétrable) et où l'on a retenu l'hypothèse d'un écoulement prépondérant dans les dolomies.

En ce qui concerne les pourcentages écoulés, ils se répartissent de la façon suivante :

Tableau No 4

Pourcentages écoulés par les différentes phases du tarissement

Résurgences	Date	V1	V2	V3
Sorgues	Octobre 1963	12%	71%	16%
	Décembre 1963	7%	14%	78%
	Février 1964	2%	46%	50%
	Mai 1964	0,9%	31%	67%
L'Espérelle	Janvier 1968	24%		75%
La Vis	1950 - 1960	4,4% à 0,3%	12% à 6,8%	93% à 84,6%

Si on peut se permettre de comparer ces données, on constate que dans tous les cas, le volume le plus important écoulé l' est par les microfissures, mais que cependant, une différence apparaît entre la Vis et la Sorgues, pour cette dernière les volumes écoulés en V2 sont importants. Ce phénomène soulignerait une nouvelle fois la différence des formes d'écoulement entre ces deux résurgences et l'importance du cavernement et des vides dans le bassin de la Sorgues.

Il semble donc que par l'étude des courbes de tarissement on puisse différencier les formes d'écoulement et distinguer les réseaux où les circulations sont dominées par les microfissures (dolomie) des réseaux où l' écoulement se fait par chenaux.

4.- Conclusion.

L'étude des hydrogrammes de décrue ou de tarissement enregistrés à quelques résurgences du Causse, confirme la possibilité que l'on a de pouvoir diviser la courbe de décrue en trois composantes représentatives de trois formes d'écoulement.

1 - Par les fissures largement ouvertes horizontales et verticales (Alpha 1).

2 - Par les chenaux de dissolution (Alpha 2).

3 - Par les microfissures (Alpha 3).

On peut ainsi caractériser trois coefficients de décrue.

Pour des résurgences où les vides prédominent d'une façon nette sur les microfissures et les chenaux, la valeur du coefficient Alpha 3 est de l'ordre de 10^{-2} et l'équation de la courbe de tarissement s'écrit :

$$Qt = Qo \; e^{-0,0n\,t}$$

(n compris ici entre 4 et 6, Qo entre 50 m3/s et 16 m3/s) c'est le cas de la Sorgues, de l' Espérelle et vraisemblablement des autres exsurgences du Larzac, dont l'exploration spéléologique du cours souterrain a montré des dispositions semblables à celles du bassin de la Sorgues (Durzon, Cornus, ..)

Dans le cas où les circulations par microfissures dominent, la valeur de Alpha 3 est de l'ordre de 10^{-3} et l'équation s'écrit :

$$Qt = Qo\ e^{-0,00,nt}$$

(n compris entre 7 et 2 , Qo entre 24 m3/s et 10 m3/s

(notons en passant que la disposition lithologique des terrains dans les bassins de la Vis et de la Sorgues montre que le niveau dans lequel se développe les microfissures et les chenaux de dissolution, n'occupe pas la même place. Dans le cas de la Vis, les dolomies correspondent au niveau d'écoulement et jouent le rôle d'un drain, dans le cas de la Sorgues les dolomies sont placées au-dessus, traversés de part en part par des fissures largement ouvertes, de ce fait leur influence n'est pas prépondérante. Elles n'en constituent pas moins des réserves qui assurent les débits d'étiage. Ce qui explique qu'à des profondeurs faibles, de l'ordre de 40 m on trouve des circulations pérennes dans le bassin Est de la Sorgues). (Fig 4-5)

En ce qui concerne les volumes, on voit que dans tous les cas le volume le plus important qui arrive à la résurgence provient des microfissures , dans les cas où les microfissures dominent l'on a des valeurs de 85 à 90 %, dans les autres de 60 à 70 % . (Pour le Tarn il est de l'ordre de 30%, pour la Dourbie de 20 à 50%, pour le Dourdou 20% à 40 %).

Dans le cadre de l'étude des caractéristiques du régime d'une résurgence et plus particulièrement dans l'évaluation préalable du volume disponible à plus ou moins longue échéance, l' étude analytique des hydrogrammes de décrue offre un intérêt certain dès l'instant où l'on dispose d'un nombre suffisant d'enregistrements limnigraphiques.

Note :

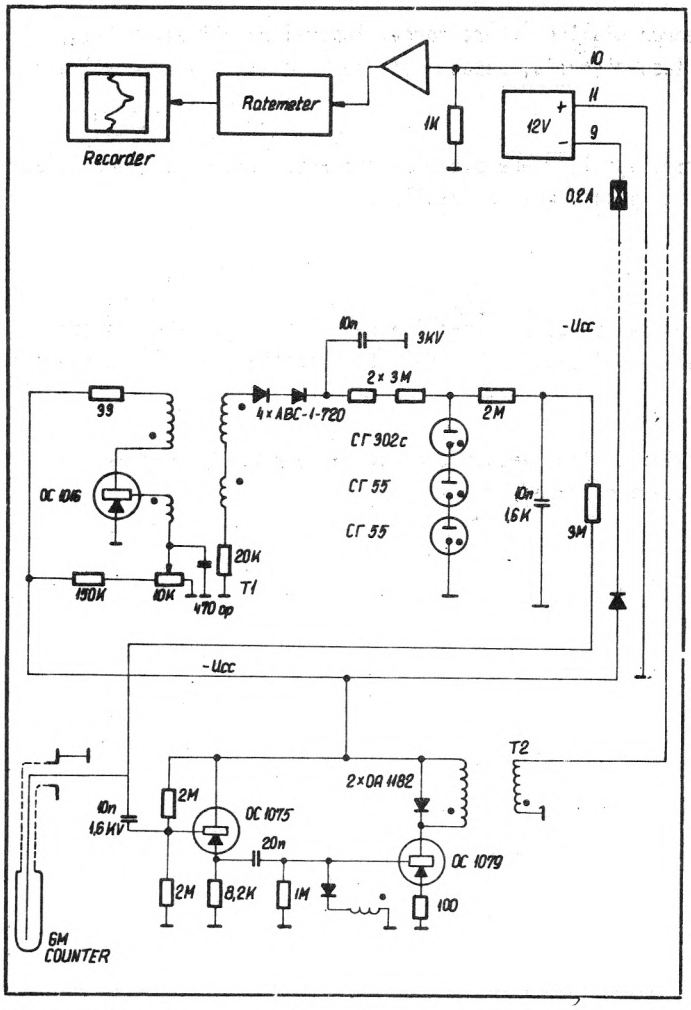
Je tiens à remercier ici MM. GELIS , ROUQUETTE qui ont entretenu les limnigraphes à l'Espérelle et à la Sorgues. Ces recherches ont été effectuées avec l'aide du Spéléo Club de Saint Affrique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BALSAN L.	1946	Spéléologie du Département de l'Aveyron . Carrère Rodez 316 p
CASTANY G.	1967	Introduction à l'étude des courbes de tarissement. Chron. Hydro B.R.G.M. 10-23.30.
DE JOLY R.	1948	Coloration de la Vis (Gard) Ann. Spéléo. III p 13
DROGUE C.	1963	Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par fissures et chenaux. Congr Géol. Inter. Belgrade. 243-245.
	1964	Etude géologique et hydrométrique des principales résurgences de la région Nord - Momtpelliéraine. Thése Montpellier . 200p.
DUBOIS Paul	1956	Coloration de la riviére de la Virenque (Gard). Bull.Com.Nat. Spéléologie 1,p 46 .
	1958	Etude des réseaux souterrains des revières Buèges et Virenque 2 - Cong. Inter. Spéléo. 1 Sec. 1 167-175.
FORKASIEWICZ J et PALOC H.	1965	Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire B.R.GM. DS 65 A 84 . 40 p .
PALOC H.	1952	Contribution à la connaissance des circulations karstiques dans une région type du midi méditerranéen. Observations sur le comportement aquifére des dolomies. Mém. A.I.H. 5,243-248.
	1961	Hydrologie de la région Viganaise. Montpellier. Thése 140 p.
SALVAYRE H.	1961	Etude Hydrogéologique du plateau du Guillaumard. Ann. Spéléo. XVI.2.135-156.
SCHOELLER H.	1948	Le régime hydrogéologique des calcaires Eocénes du synclinal de Djr- El Kef (Tunisie) Bull. Soc. Géol. Fr. 3-s 18-167-180.
	1965	Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement emmagasinement) Coll. Dubrovnik 1 -20.

Low-Level Radioactivity Telemetering Arrangement for Monitoring of Thermal Karstic Water

ARPÁD K. CSEKÖ (Budapest / Ungarn)



Summary

Low-level radioactivity telemetering instrument was developed for the Budapest thermal karstic water research programme supported by the Water Resources Development Research Institute. The instrument consists of two basic parts: the detector, which is immersed in the Mátyás-source in about 400 m distance from the main recording equipment, which latter one is installed in the Ivan-cave Karsthydrological Research Station. The connection is made through telephone-cable, which meets only the low-voltage audio-frequency specifications, so at the source monitoring detector a high voltage converter and a pulse impedance transformer is applied. Pulses are counted at the main instrument, which consists of an amplifier, pulse forming network discriminator and linear ratemeter coupled to a pen recorder.

Introduction

There was a serious demand for a continuous radioactivity measuring equipment at the Budapest thermal karstic water research programme supported by the Budapest Water Resources Development Institute (VITUKI). The extending demand on the Budapest healing waters makes necessary its continuous monitoring fpr radioactivity. Further this is a means of a fallout control as well for the nuclear research reactors and isotope plants situated in Budapest hills, which is a main infiltration area of the Danube-side thermal sources. Under the Budapest geological conditions a long distance underground radioactive fallout transport may exist by means of the thermal karstic water. Long period radioactivity records are necessary for the speleotherapic research as well.

There are no common-built instruments on the market for the purpose - exeept fallout monitoring ones - so it was necessary to construct simple experimental instrument.

The Experimental Instrument

The thermal source to be measured - the Mátyás-source - is in about 400 m distance from the Karsthydrological Research Station in which the reading instrument was located. In the little cave where the source origines the temperature is about 42° C and the humidity is about 100 %. Under such conditions the detector voltage is generated at the very same place by means of a transistorised D. C.-D. C. converter. A voltage stabilisation of about 1 ‰ is made with corona stabilisators.

The GM counter pulses - through an emitter follower - are triggering a blocking-type pulse forming network.

The whole instrument is immersed in special high-voltage transformer oil, ans sealed hermetically. The connections to the counter are waterproof as well. The counter probe is an immersion type high-β efficient

GM detector. The socket of the counter was dismounted and it was hermetically sealed with araldite resin into the end of a tubing. By this means the detector is about 30 cm in depth below the average water surface, which is variable. This precaution was necessary against mineral deposits which appear generally near the surface. Power consumption is made through a telephone cable specified for low voltage audio frequency use only. Because of the low counting rate, there was no necessity to have matched line for the pulse counting.

The main instrument was installed at the research station, where normal laboratory climate exists. The main electronic equipment is based on electronic tube circuits, because of the high time constants (up to 100 sec).

The pen recorder is located on a main instrument panel, where other parameters, like conductance, temperature etc. are measured. In the figure only the waterproof part is detailed.

Conclusions

The first experimental set-up for telemeasuring radio-activity met the requirements of the programme. Specific activities down to 10^{-10} curies/litre can be detected. The probe is specified for 60°C ambient temperature.

Based on the results, an extended network of similar instruments can now be developed. Further task of the programme is the development of alpha-sensitive detector probes.

Possibilité de différer l'analyse des fluocapteurs dans les expériences avec fluorescéine comme traceur

CARLO BALBIANO d'ARAMENGO (GSP - CAI Uget, Torino / Italie)

Notre groupe Spéléologique effectue des expériences avec fluorescéine et fluocapteurs depuis 1966. La méthode est maintenant bien connue et il est inutile de l'exposer.

Pendant une expérience, quand le passage de la fluorescéine à travers les fluocapteurs est terminé, le charbon, qui a absorbé une quantité plus ou moins grande de fluorescéine, aura tendance à la perdre de nouveau, selon un coefficient de désorption eau-charbon que nous ne connaissons pas. Cette connaissance serait très utile quand on colore des rivières qui mettent - peut-être- quelques semaines pour réapparaître à l'extérieur et on ne peut pas contrôler les fluocapteurs chaque semaine.

Le charbon de nos expériences est le " Charcoal Animal Granular for Filters " de la British Drug Houses et ce que nous communiquons concerne naturellement ce produit.

Modalité de l'expérience

Six fluocapteurs de même forme et dimensions, contenant la même quantité de charbon, ont été mis dans une boîte contenant une solution acqueuse de fluorescéine, à concentration comparable à celle qu'on peut trouver dans une rivière. Les fluocapteurs furent laissés dans la boîte pendant 4 heures, pendant lesquelles la solutions fût agitée mécaniquement. On fait l'hypothèse que chaque fluocapteur a absorbé la même quantité de colorant.

Le premier fluocapteur fût stocké à part (Ao), les autres (A,B,C,D,E,) furent placés dans une rivière de montagne, liés ensemble et iso-orientés, et furent prélevés à des temps variables.

L'examen a été fait dans la façon suivante: de chaque fluocapteur fût prélevée la même quantité de charbon et elle fût mise dans six petites fioles contenant la même quantité de solution alcoolique de KOH. Les six solutions furent filtrées et observées au colorimètre, en les comparant avec la même solution alcoolique sans fluorescéine. On a opéré à Lambda = 490 mu, où la fluorescéine présente le maximum d'absorption.

En fixant l'intensité de la lumière passée à travers la solution alcoolique pure à 100, l'intensité de toutes les solutions fût:

Ao = 61
A = 71
B = 74
C = 77
D = 77
E = 81

Pour la méthode, on a préparé 4 solutions de fluorescéine de la façon suivante:

- la solution 1) était, à l'oeil, plus concentrée que Ao.
- Les solutions 2,3,4) ont été préparées en diluant chaque fois (1:3) de la solution précédente.

Dans les mêmes conditions déjà dites on a observé au colorimètre les solutions 1),2),3),4) et les intensités furent les suivantes:

1) = 52
2) = 73
3) = 85
4) = 90

suivant la loi de Lambert-Beer

$$\frac{I}{Io} = e^{-kx}$$

Il faudrait tracer un graphique donnant log I en fonction de x, c'est à dire le logarithme naturel de l'intensité lumineuse en fonction de la concentration de fluorescéine. Mais pour faciliter le tracé on a préféré mettre en abscisse I et non log I (voir fig. 1).

Le graphique permet de connaître les concentrations correspondant aux valeurs de 1. Il ne s'agit naturellement pas de concentrations absolues, mais de concentrations relatives, la plus faible étant par définition égale à 1.

De la fig.1 on déduit que les solutions qui dérivent des fluocapteurs Ao,A,B,C,D,E ont des concentrations de 16,5 -10-8,3-6,5-6,5-4,7. Sur un nouveau graphique (voir fig.2) on porte en abscisse les données et en ordonner le temps de séjour de chaquefluocapteur dans l'eau.

Discussion-

Notre expérience dura 56 jours pendant lesquels la concentration diminua de 16,5 à 4,7, c'est à dire en rapport plus que 3:1.

Puisque dans les expériences de coloration des rivières souterraines on emploie toujours un excès de fluorescéine, on pense qu'on peut attendre deux mois avant de contrôler les fluocapteurs, sans inconvénient.

Il y a quelque chose en plus.

La concentration, comme on pouvait le prévoir, diminue d'une façon exponentielle. Dans notre cas nous employons de très petites quantités de fluorescéine, beaucoup moins que ce que le charbon pourrait absorber, et malgré cela, la variation de la pente de la courbe est très grande.

Une explication pourrait être la suivante : les molécules de fluorescéine qui sont absorbées à l'extérieur du grain de charbon, passent dans la phase acqueuse et sont entraînées dès que la faible liaison est rompue au contraire les molécules qui sont à l'intérieur du grain, si la liaison est détruite, ont une grande probabilité de migrer dans le grain et d'être absorbées de nouveau.

Donc, quand on pose dans l'eau le fluocapteur, on peut prévoir une forte perte de fluorescéine dans les premiers jours, par la suite cette perte s'amoindrit.

En conséquence nous pensons que les fluocapteurs, après quelques mois, pourront contenir encore une bonne quantité de fluorescéine. Il faut aussi penser au fait qu'une concentration de 4,7 (voir le graphique) est facilement visible à l'oeil nu.

Conclusion-

Ce que nous avons exposé a une signification relative. Les données dépendent avant tout du type de charbon, et aussi de la forme et de la dimension des fluocapteurs, de la composition de l'eau de la rivière, de sa vitesse et de son régime d'écoulement, de sa température, etc, sans tenir compte de toutes les erreurs accidentelles.

Pourtant nos données ont une valeur seulement semi-quantitative, mais qui est bien suffisante au regard du but pratique qui nous intéresse.

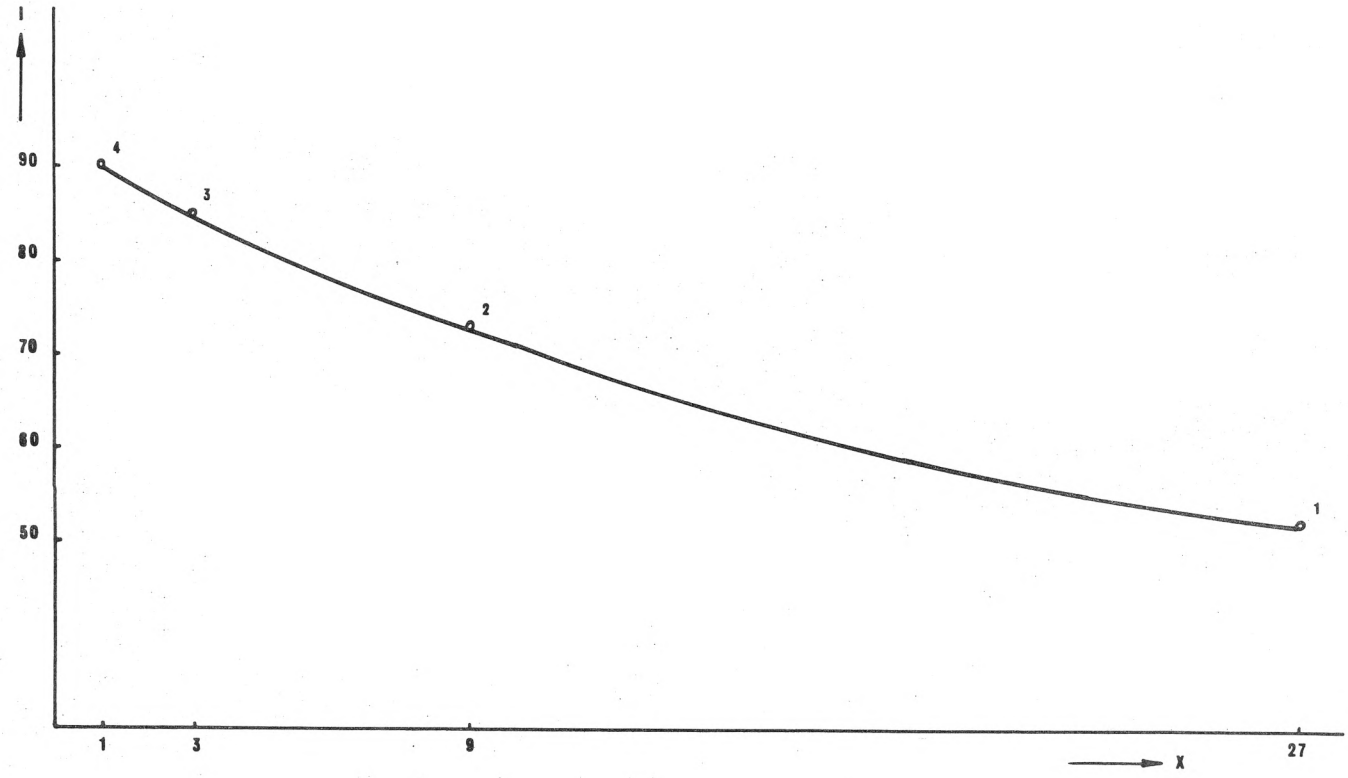

I
90
80
70
60
50
4
3
2
1
1
3
9
27
X

FIG. 1

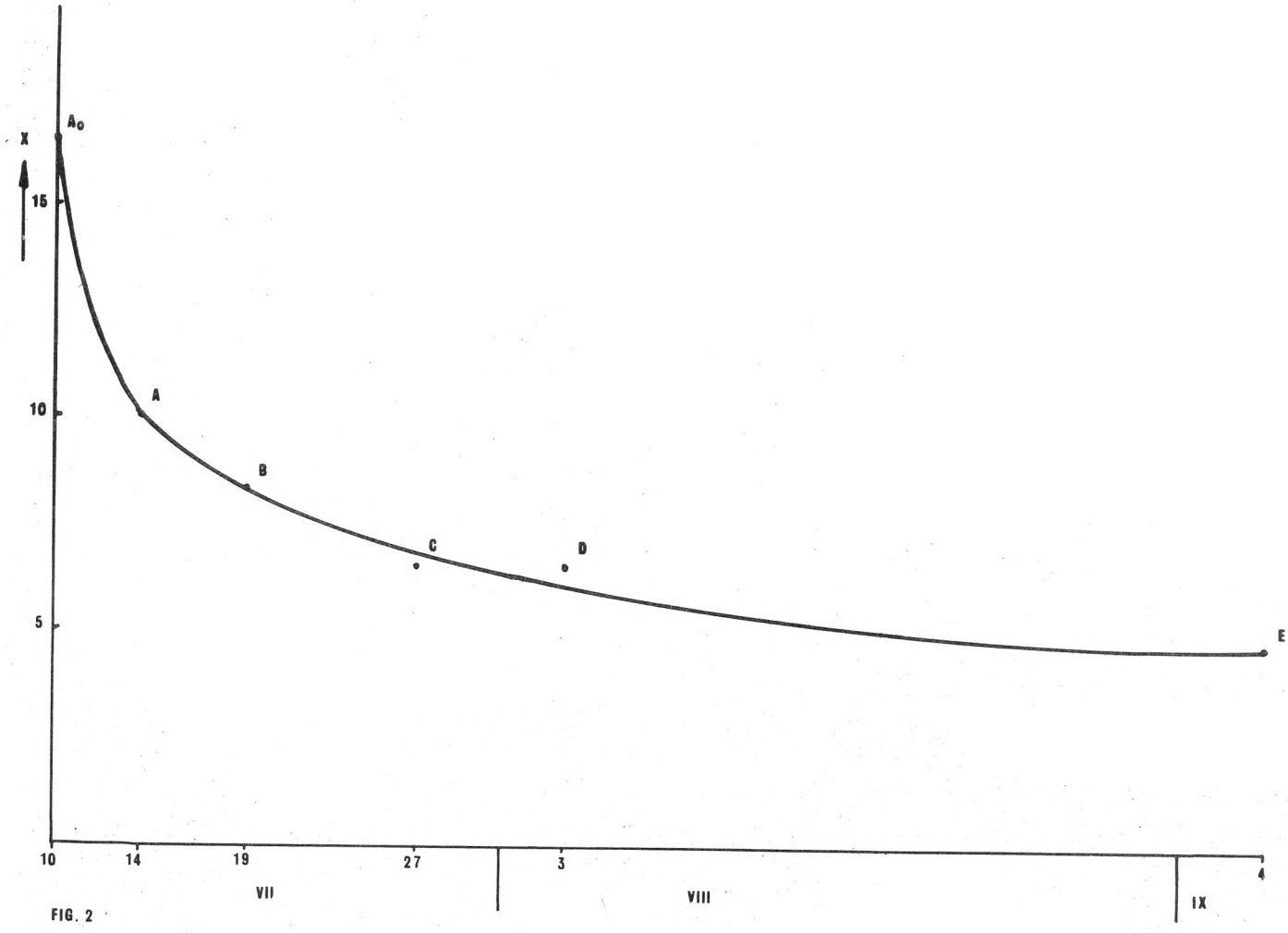

X
15
10
5
A₀
A
B
C
D
E
10
14
19
27
3
4
VII
VIII
IX

FIG. 2

APPEARANCE OF THE NOXIOUS GASES IN SOME CAVES IN CROATIA

(S U M M A R Y)

HRVOJE MALINAR (Zagreb/Yugoslavia)

In the whole Karst area in Croatia, in the underground channels of caves and pits, a permanent concentration of noxious gases is a rare phenomenon. It is because of a number of meteorological factors which causes even a stronger air flow in the underground channels, and the sedimentation of noxious gases is impossible. The exceptions are two caves on the Dalmatian Seaside: Lugareva jama and Labodnja jama, three km west of the Posedarje village, near Zadar.

In these caves the presence of gas was discovered already on the occasion of the first exploration in 1961, when speleologists perceived a deficiency of oxygen. After that, it was undertaken investigation of this phenomenon and it was found that noxious gas was carboniferous dioxide. The origin of this gas was brought in correspondence with rotten pieces of grass, branches and leaves, which were carried in by sporadic torrent in a rainy winter season. Carboniferous dioxide, developed during the decomposition of the organic matter, because of its greater density than of air, settles down into the bottom of caves.

Since crevices in limestone are filled with marly-clayed deposits or with red podzolic soil, fresh surface air cannot penetrate through them even in the cold winter period, and the ventilation was impossible.

Nevertheless, it was observed that concentration of gas was various in the winter season in relation to the summer season. In the winter period a certain amount of gas was absorbed in sunken water.

In this survey it will be added a few diagrams, plans, photos, and a dozen colour slides.

Etude d'une source de karst : La Fontaine de Vaucluse (France)

Méthodes et résultats

J. FLANDRIN et H. PALOC (Lyon / France)

Résumé :

Exposé des méthodes mises en oeuvres et des premiers résultats obtenus à l'occasion de l'étude du réservoir aquifère de la plus importante source karstique de France : La Fontaine de Vaucluse.

1- Introduction

En raison de son importance, de son caractère exemplaire de prototype des sources vauclusiennes, de ses dimensions exceptionnelles- la plus importante source de France et l'une des toutes premières sources du monde par son débit- et des inconnues qui subsistent à son sujet, l'étude scientifique complète de la Fontaine de Vaucluse s'avérait nécessaire. Elle présente en effet un intérêt de premier plan à la fois pour la connaissance hydrogéologique régionale et pour l'hydrogéologie des karsts en général.

Cette étude, entreprise en 1965, à l'initiative du Bureau de recherches géologiques et minières et du Laboratoire de Géologie appliquée de la Faculté des Sciences de LYON, fait l'objet depuis avril 1967 d'une action concertée financée par le Fonds de la Recherche (DGRST); de nombreux organismes y participent, compte tenu de la diversité des domaines où il importait de susciter "simultanément" de nouvelles interventions. Signalons que l'ensemble du dispositif d'étude mis en place a été retenu comme "Station de la Décennie hydrologique internationale de l'UNESCO" , sur proposition du Comité national français de la Décennie. Les divers organismes associés à ce jour à la recherche aux côtés du Bureau de recherches géologiques et minières et du Laboratoire de géologie appliquée de la Faculté des Sciences de LYON sont les suivants : Le Laboratoire de géologie appliquée de la Faculté des Sciences d'AIX-MARSEILLE, le Comité Technique de l'Eau de la région Provence-Corse et la Mission Technique Eau-Rhône, le Service régional d'aménagement des eaux à AIX en PROVENCE, les Services techniques du département du Vaucluse et de la région (Service des Mines, Génie rural, Météorologie, Ponts et Chaussées, Urbanisme, Construction, Protection Civile, Circonscription électrique), la Fédération des Sociétés spéléologiques du Vaucluse, le Génie militaire, l'Office français de recherches sous-marines, le Cabinet d'Etudes RUBY, le Centre d'études nucléaires de Grenoble (section d'application des radioéléments), le Laboratoire de radiocarbone de la Faculté des Sciences de LYON. C'est au nom de tous ceux qui ont participé à l'étude que nous faisons aujourd'hui cette communication : nous exposerons ici les méthodes, parfois inédites, mises en oeuvre à l'occasion de ces interventions et les premiers résultats recueillis à ce jour : leur connaissance nous paraît en effet susceptible d'aider nos collègues hydrogéologues et spéléologues à mener à bien les recherches qu'ils pourraient être amenés à conduire de façon analogue en diverses autres régions calcaires du monde.

2- Rappel des principales données sur la Fontaine de Vaucluse et la région étudiée.

La Fontaine de Vaucluse est située en Provence (France méridionale), à la limite des reliefs pré-alpins et de la plaine du Rhône, à quelques kilomètres en rive gauche de ce fleuve et à une soixantaine de kilomètres au nord du rivage de la mer Méditerranée (feuille topographique IGN. Cavaillon XXXI - 42 n° 2).

Les limites de la zone intéressée par l'étude se trouvent constituées (cf. planche 1) par des écoulements permanents de surface Méouge, Buech, Durance, Rhône et Ouvèze, déterminant ainsi une surface totale voisine de 4.750 km^2 .Une telle surface englobe en effet la totalité des régions susceptibles d'être rangées dans le bassin d'alimentation de la source, qui représentent environ 2.100 km^2 dont 55% sont constitués par des calcaires du Crétacé; ces régions sont les suivantes :

- les Monts de Vaucluse, le Ventoux et la Montagne de Lure, dans la partie nord (altitude maximale: 1.909 mètres),
- la Montagne du Luberon, dans la partie sud (altitude maximale : 1.124 mètres),
- le Bassin d'Apt (bassin du Coulon), entre les zones montagneuses précitées.

Du point de vue géologique, l'ensemble de ces régions forme une unité structurale assez simple à schématiser : il s'agit d'un vaste synclinorium constitué par une puissante assise calcaire intensément fracturée (Urgonien), encadrée par des formations imperméables: au mur les marnes et marnos-calcaires du Crétacé inférieur, au toit les marnes du Gargasien et les dépôts variés du Crétacé supérieur et du Tertiaire. La partie profonde de cette structure dont le grand axe est dirigé est-ouest, est occupée par le bassin d'Apt où dominent les formations de couverture; de part et d'autre réapparaissent les calcaire urgoniens dont les affleurements se poursuivent, aussi bien vers le nord que vers le sud, jusqu'aux assises imperméables qu'ils surmontent dans les régions les plus élevées en altitude: mais c'est dans la région nord (Monts de Vaucluse, Ventoux, Montagne de Lure) qu'ils offrent les plus vastes surfaces d'affleurement.

Enfin, aussi bien à l'est (bassin de Forcalquier) qu'à l'ouest (plaine du Rhône), les calcaires urgoniens n'apparaissent pratiquement plus à l'affleurement par suite de divers facteurs paléogéographiques, tectoniques et structureux.

C'est à la partie occidentale des affleurements de calcaires urgoniens des Monts de Vaucluse, non loin du contact par faille de ces calcaires avec les formations tertiaires - représentées essentiellement par des molasses d'âge Miocène - qui bordent la vallée du Rhône, que faillit la Fontaine de Vaucluse. C'est une source pérenne qui comprend en fait plusieurs points d'émergence s'étageant sur les 350 premiers mètres du talweg de la rivière à laquelle elle donne naissance, la Sorgue, entre les côtes NGF + 78,57 et +105,55. Le fonctionnement successif ou simultané de ces émergences est lié aux variations de régime (cf. planche 2):

- en période d'étiage, le débit total de la Sorgue qui n'est que très exceptionnellement inférieur à 6 m^3/s est fourni par les seuls griffons situés en dessous de la côte +83.
- à mesure que ce débit augmente, les autres griffons situés entre les côtes +83 et +105,55 se mettent successivement à fonctionner, le plus élevé, que l'on dénomme "vasque supérieure", n'entrant en activité que lorsque le débit total de la rivière dépasse 22,3m3/s. Ce débit paraît atteindre en grande crue jusqu'à 150 m3/s.
- enfin, le débit moyen annuel de l'ensemble des griffons se situe aux environs de 29 m3/s (période 1912-1946) (d'après (1)).

3- Enumération des diverses opérations entreprises

Elles sont destinées à permettre l'obtention de données nouvelles sur les modalités d'alimentation et de vidange de la Fontaine de Vaucluse. Divers paramètres sont étudiés simultanément (pluies, débit, température, minéralisation..) dont on cherche à préciser les relations mutuelles afin d'établir le bilan hydrologique du réservoir aquifère calcaire. Chaque participant à la recherche apporte ainsi sa contribution dans le domaine où il est le mieux apte à intervenir.

Les interventions qui ont été réalisées, ou qui sont actuellement en cours, sont les suivantes :

3-1 - Mises en place de nouveaux équipements (cf. planche 1)

Les équipements anciens qui se trouvaient déjà en place - tels les 42 pluviomètres de la Météorologie nationale en divers points de la zone étudiée, le "sorguomètre" de la vasque supérieure de la Fontaine, l'échelle limnimétrique du bassin des Espélugues, ancienne station de jaugeage située à quelques kilomètres à l'aval de la source - continuent à faire comme par le passé l'objet d'une surveillance régulière, et les indications recueillies sont exploitées en même temps que celles obtenues grâce aux nombreux équipements. Ces nouveaux équipements, mis en place à partir de 1966, sont les suivants (4) :

3.1-1 - Sur l'écoulent issu de la source

- une station fixe de mesure des débits, comportant traille de jaugeage et station limnigraphique, fonctionnant depuis avril 1966. Elle est installée sur la Sorgue au Moulin de Mousquety, 4,5 km environ en aval de la source.
- un limnigraphe à flotteur et une échelle de lecture au bassin des Espélugues, depuis avril 1966.
- un limnigraphe pneumatique à la vasque supérieure de la Fontaine, depuis juillet 1966, et une échelle de lecture de 1m en dessous de zéro du "sorguomètre", depuis octobre 1967.
- un thermographe de précision (1/50ème de degré) sur la source pérenne la plus élevée du talweg de la Fontaine, depuis juillet 1966.
- en outre, un fluorimètre enregistreur a été installé de juillet à décembre 1967 sur la source pérenne la plus élevée du talweg de la Fontaine.

3.1-2- En divers points de la zone étudiée

- un piézomètre et une station limnigraphique sur un forage du bassin du Coulon, le forage du Chêne, depuis février 1968.
- six pluviographes en divers points du bassin d'alimentation de la Fontaine, depuis 1968 (La Garde d'Apt, le Revest du Bion, St Christol d'Albion, La Gabelle, les Faraud, Murs).
- des stations de jaugeages sur quelques écoulements de surface : Nesque, Coulon, Lauzon, Laye, Auzon, Prégoux et Mède.

3.2 - Etudes diverses dans les domaines suivants

3.2.1- En géologie

Etude photogéologique du plateau de Vaucluse (réseau de failles, structures, lithologie), étude sur le terrain des divers horizons lithologiques du bassin d'alimentation de la source et notamment recherche de la limite précise des différents faciès du Barrémien et du Bédoulien.

3.2.2. - En géomorphologie

Etude de la localisation des dolines et vallées aveugles sur les zones karstiques de la zone étudiée.

3.2.3. - En spéléologie

Réalisation de quatre expériences de coloration et étude des cavités naturelles.

3.2.4. - En plongée souterraine

Reconnaissance par appareil télécommandé (télenaute) du conduit noyé de la vasque supérieure de la Fontaine.

3.2.5. - En climatologie

Etude pluviométrique (pluie et neige) de l'impluvium de la Fontaine.

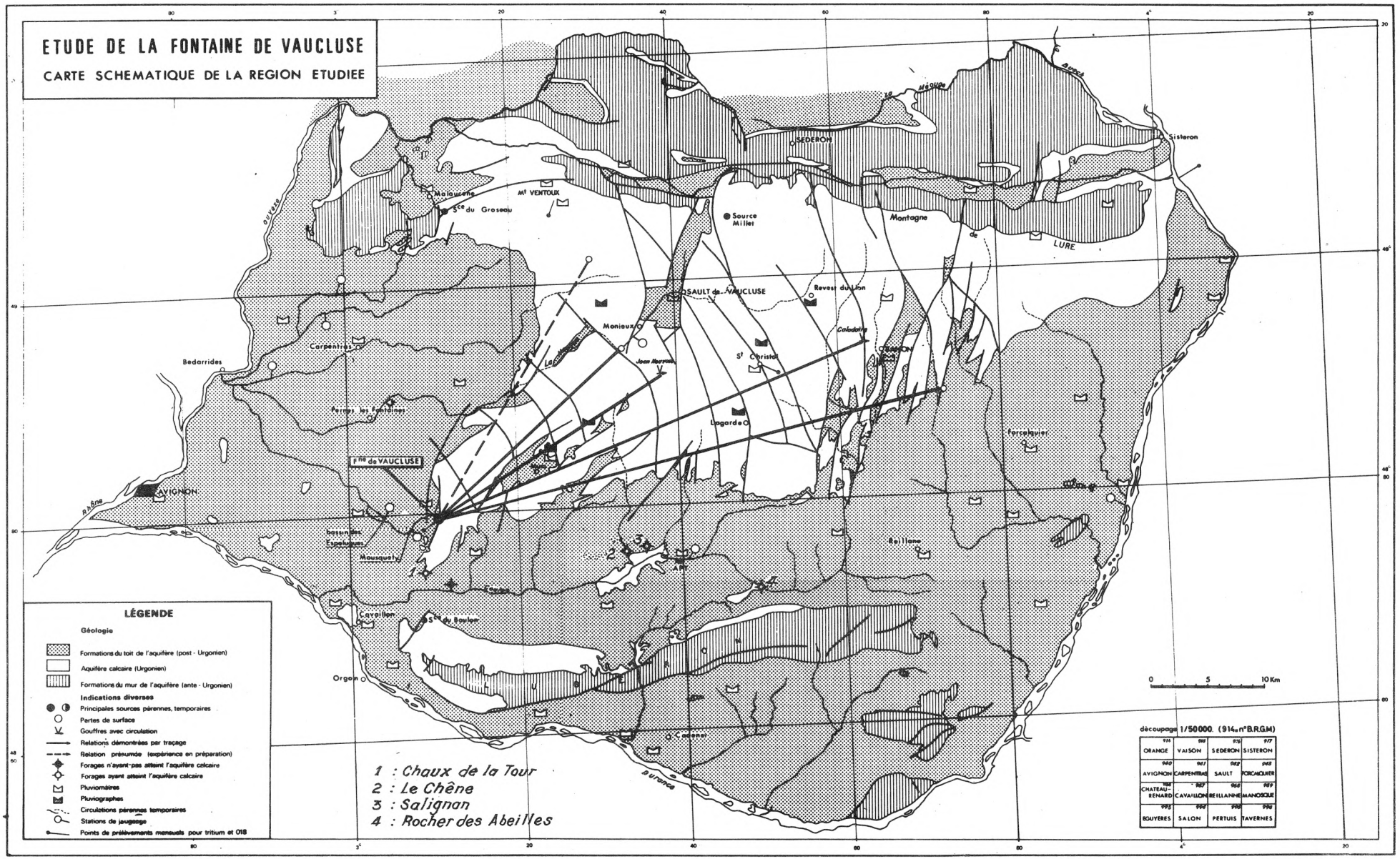
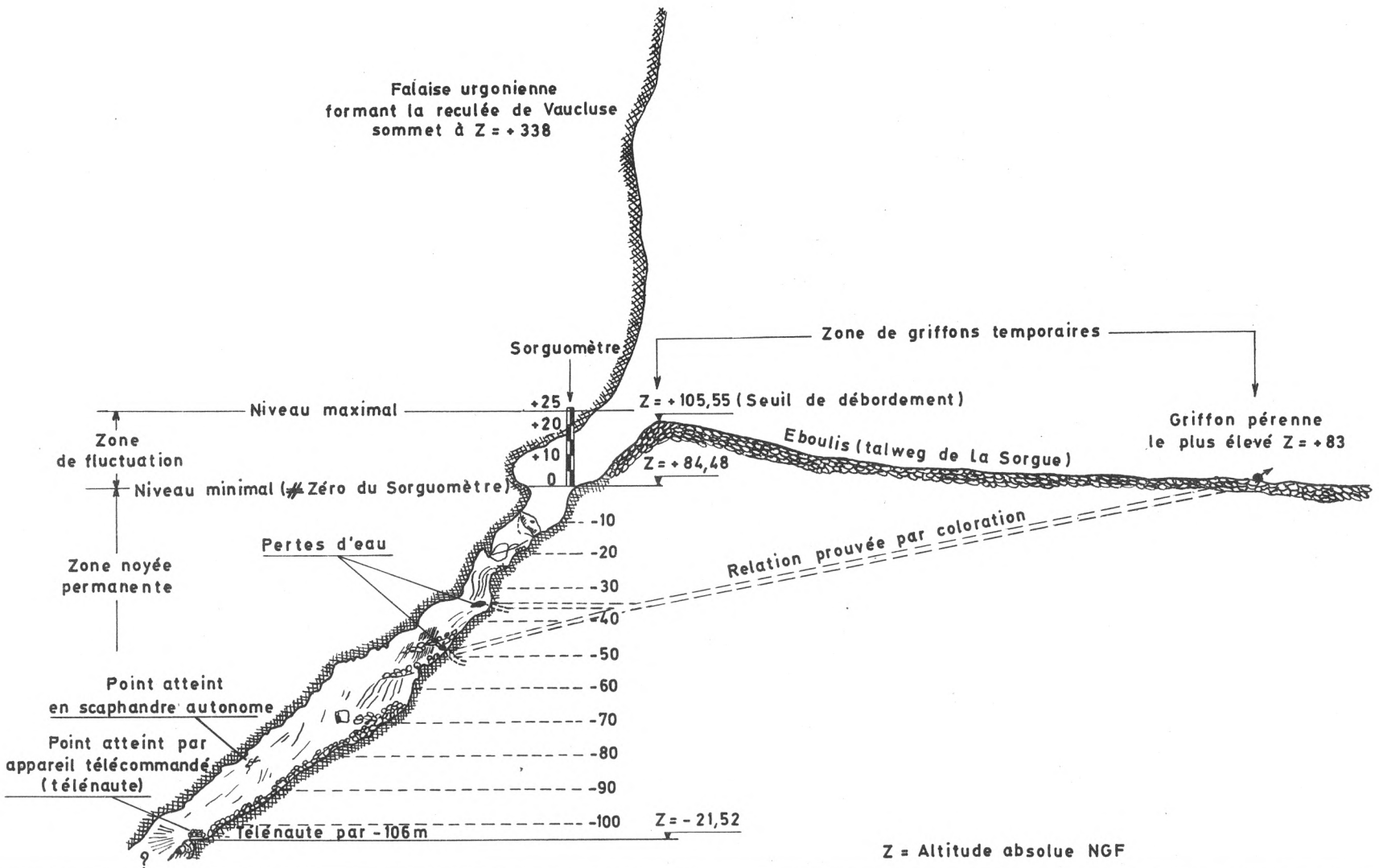

ETUDE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE
CARTE SCHEMATIQUE DE LA REGION ETUDIEE
SEDERON
Sisteron
Malaucene
Mt VENTOUX
Ste du Groseau
Source Millet
Montagne de LURE
SAULT de VAUCLUSE
Revest du Lion
Monieux
Carpentras
Bedarrides
St Christol
Lagarde
Forcalquier
Fme de VAUCLUSE
AVIGNON
Rhône
Durance
Mousquety
Cavaillon
Ste du Barbier
Orgon
Cadenet
Salignan
1 : Chaux de la Tour
2 : Le Chêne
3 : Salignan
4 : Rocher des Abeilles
0 5 10 Km
découpage 1/50000. (914 en n°B.R.G.M)
ORANGE
VAISON
SEDERON
SISTERON
AVIGNON
CARPENTRAS
SAULT
FORCALQUIER
CHATEAU-RENARD
CAVAILLON
REILLANNE
MANOSQUE
EGUYERES
SALON
PERTUIS
TAVERNES
LÉGENDE
Géologie
Formations du toit de l'aquifère (post - Urgonien)
Aquifère calcaire (Urgonien)
Formations du mur de l'aquifère (ante - Urgonien)
Indications diverses
Principales sources pérennes, temporaires
Pertes de surface
Gouffres avec circulation
Relations démontrées par traçage
Relation présumée (expérience en préparation)
Forages n'ayant pas atteint l'aquifère calcaire
Forages ayant atteint l'aquifère calcaire
Pluviomètres
Pluviographes
Circulations pérennes temporaires
Stations de jaugeage
Points de prélèvements manuels pour tritium et O18

Planche. 1

COUPE DE LA VASQUE SUPERIEURE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE

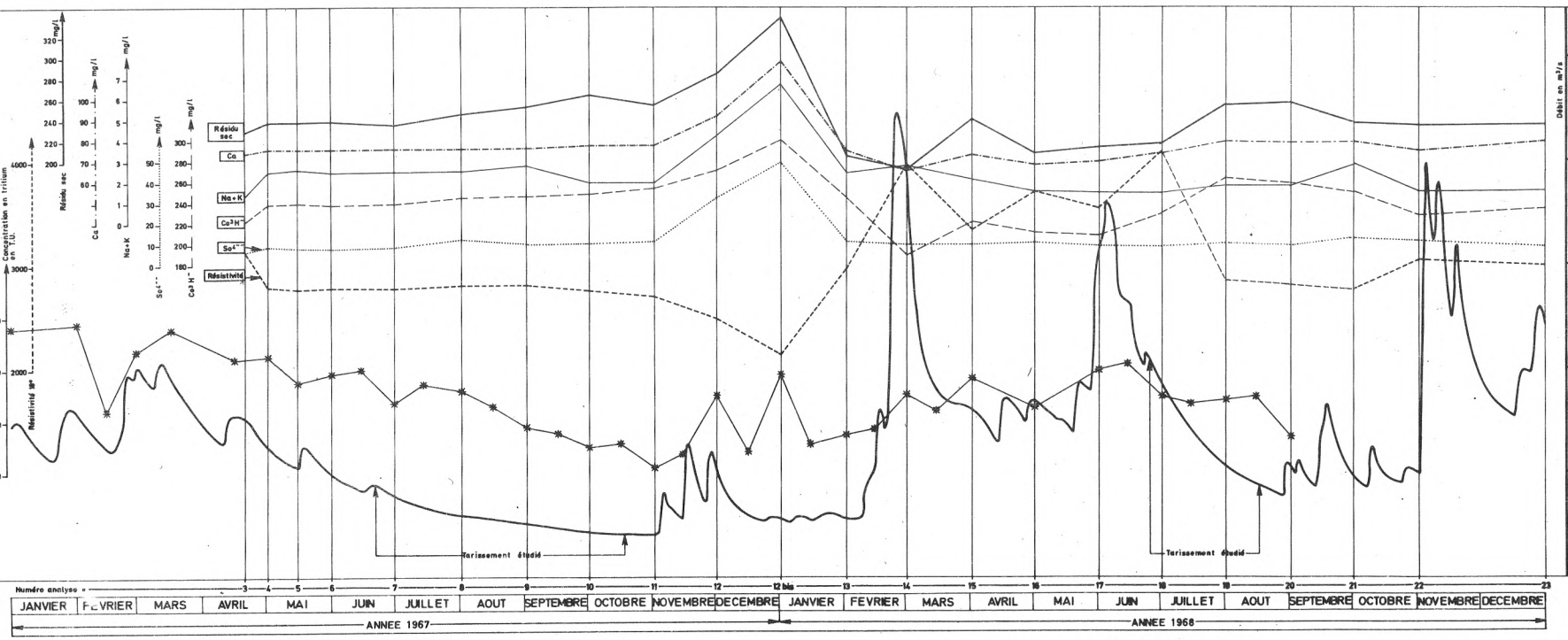
d'aprés les relevés effectués en 1967 par l'O.F.R.S

au cours des plongées du télénaute dans la zone noyée permanente



Hy 13/4

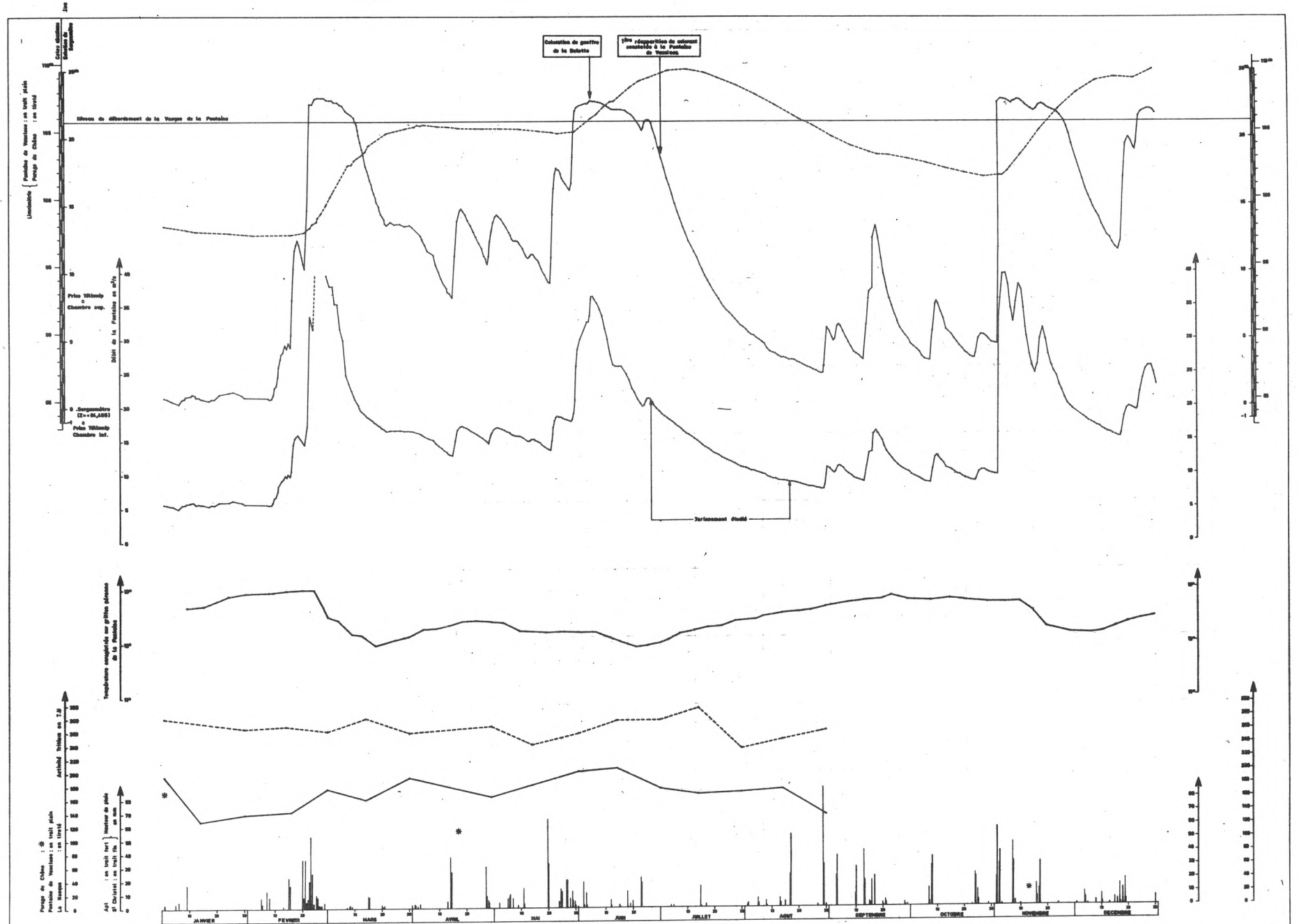
Planche-2



ETUDE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE 1967-1968

Evolution du débit, de la minéralisation et de la concentration en tritium

Planche_3



ÉTUDE DE LA FONTAINE DE VAUCLUSE ET DU FORAGE DU CHÊNE : ANNÉE 1968

Limnimètrie : Fontaine de Vaucluse et Forage du Chêne. Débit et Température : Fontaine de Vaucluse. Activité Tritium : Fontaine de Vaucluse, Forage du Chêne et écoulement de surface (la Nesque). Pluie : Apt et St Christol.

Planche_4

Hy 13/7

Fontaine de Vaucluse – Année 1968 : 1er semestre

B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

Figuré	n°	Min. en mg/l	P. de résistivité	dz	pH
1/12/67	12	205	3494		7,7
1/02/68	13	205	2966		7,7
1/03/68	14	192	3575		8
1/04/68	15	240	3349		7,9
1/05/68	16	208	3704		8
1/06/68	17	214	3558		8

a

Fontaine de Vaucluse – Année 1968 : 2ème semestre

B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

Figuré	n°	Min. en mg/l	P. de résistivité	dz	pH
1/07/68	18	217	4089		8
1/08/68	19				
1/09/68	20				
1/10/68	21	237	2768		7,6
1/11/68	22	234	3048		7,9
1/01/69	25	235	2997		7,9

b

B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

d'après PIPER (U.S. Geological Survey)

(en % d'équivalents)

FONTAINE DE VAUCLUSE

- Etiage 1967 -

	DATE	DEBIT
6	31 Mai 1967	10,08 m³/s
7	30 Juin 1967	7,87 m³/s
8	1 Août 1967	5,98 m³/s
9	1 Septembre 1967	5,25 m³/s
10	1 Octobre 1967	4,40 m³/s
11	1 Novembre 1967	4,09 m³/s
12	1 Décembre 1967	10,75 m³/s
12 bis	1 Janvier 1968	5,57 m³/s

c

Forage de Saliguen (Commune d'Apt – Vaucluse)

B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

Figuré	n°	Min. en mg/l	P. de résistivité	dz	pH
4/01/66	25	360	1990		7,0
17/04/68	28	402	1932		7,4
20/04/67	26	360	2040		7,6
30/12/67	27	380	2175		7,3

d

Forage du Chêne (Commune de Cargas – Vaucluse)

B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

Figuré	n°	Min. en mg/l	P. de résistivité	dz	pH
30/12/67	29	402	1950		7,4
17/04/68	30	412	1932		7,5
13/11/68	32	392	1894		7,4

e

Etude du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse – 1968

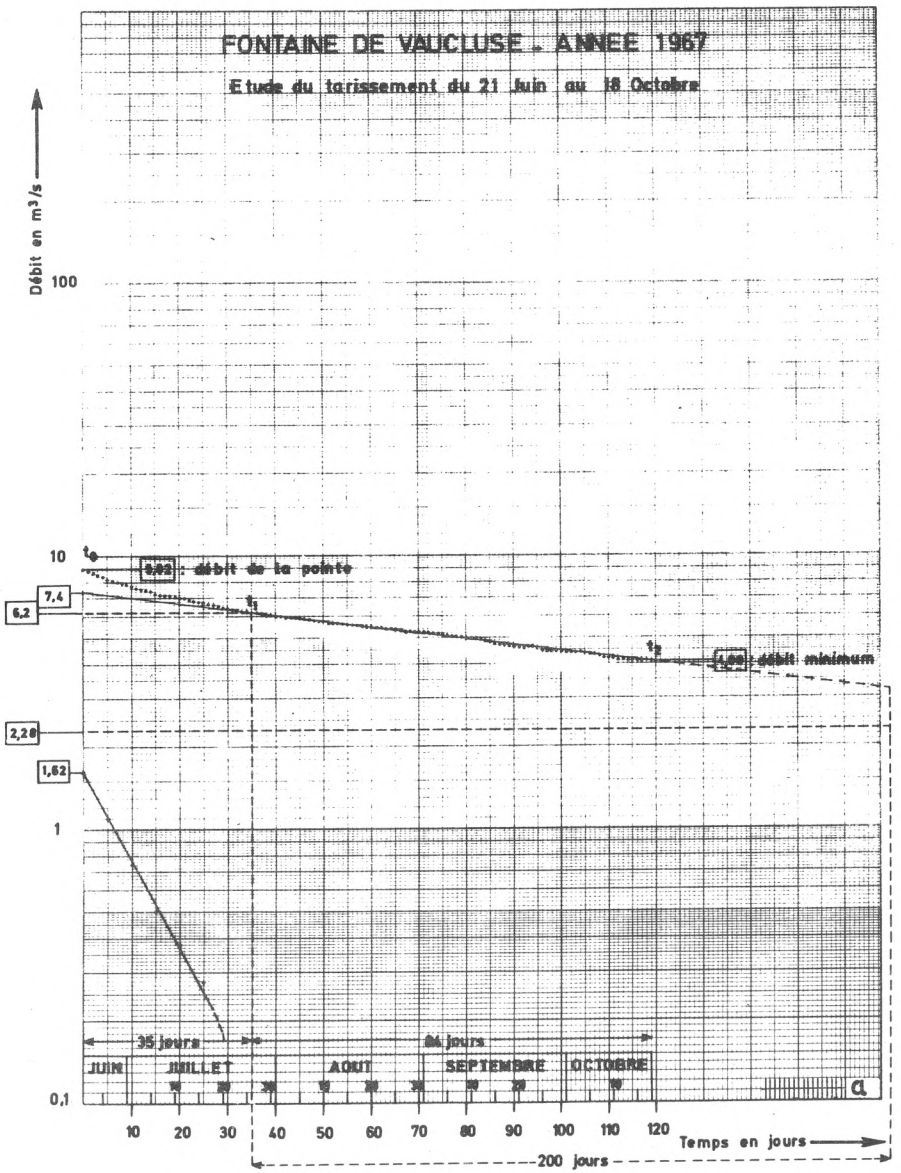
B.R.G.M. HYDROGEOLOGIE — DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

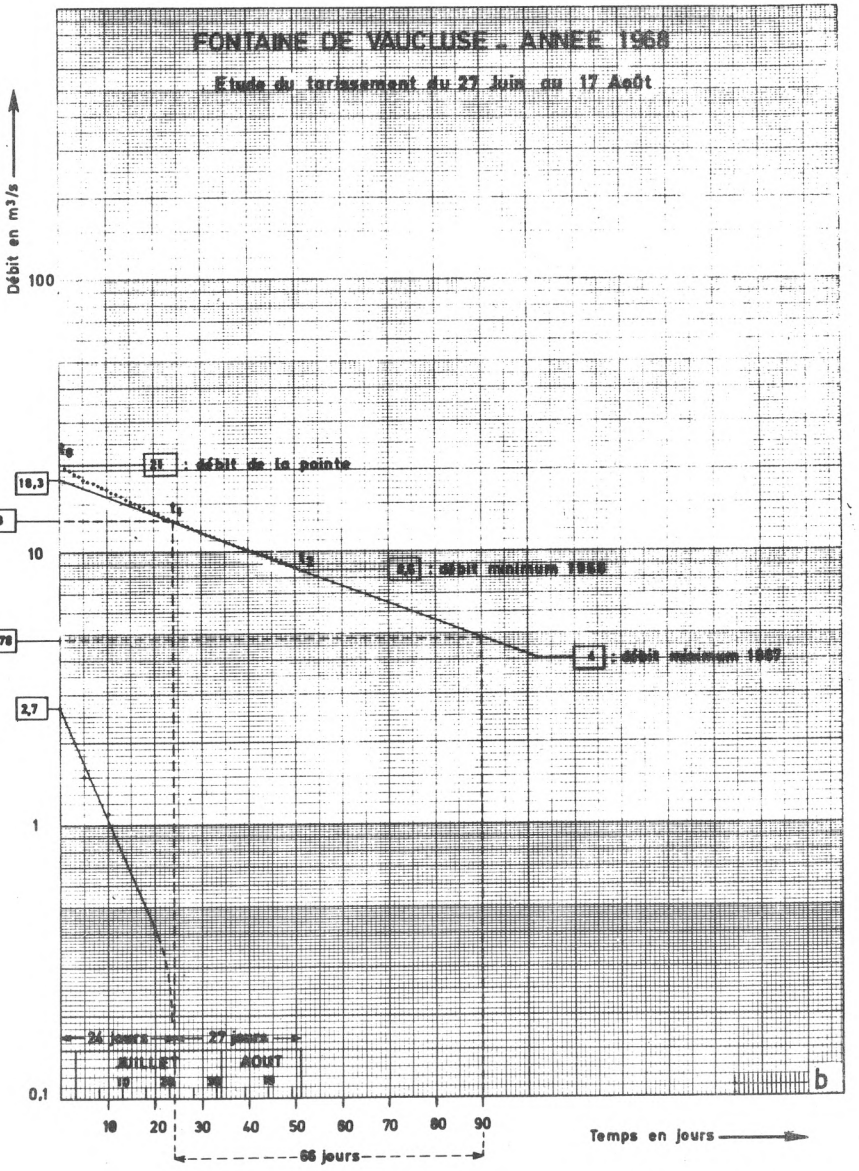
15 Fontaine de Vaucluse
28 Forage de Saliguen
30 Forage du Chêne
34 Forage des Chaux de la Tour
35 Forage du Rocher des Abeilles

Figuré	n°	Min. en mg/l	P. de résistivité	dz	pH
1/04/68	15	240	3349		7,9
17/04/68	28	402	1932		7,4
17/04/68	30	412	1932		7,5
10/01/68	34	260	2771		7,4
7/02/68	35	418	1787		7,5

f

Planche_5





Hy 13/8

Planche .6

3.2.6 - En hydrogéologie

- inventaire des points d'eau, notamment dans le bassin du Coulon.
- examen des porosités et perméabilités matricielles des différents calcaires et étude de la fracturation et de la karstification.
- exploitation des premières mesures obtenues grâce aux nouveaux équipements.
- exploitation des premières données relatives à la chimie des eaux et à leur âge (traçages, mesures du Tritium, du Carbone 14, de l'Oxygène 18); de nombreux prélèvements sont en effet réalisés, au rythme d'un à deux par mois, tant sur la Fontaine de Vaucluse que sur divers écoulements de surface, sources et postes pluviométriques.

3.2.7. - En documentation

Rassemblement de toutes archives, publications et documents divers intéressant la zone étudiée en vue de leur exploitation dans les différents domaines concernés par la recherche.

4 - Premiers résultats obtenus

Nous ne présenterons ici que ceux des renseignements recueillis depuis 1967 qui apportent des précisions nouvelles sur la connaissance du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse. Ces précisions sont relatives à l'extension et à la porosité du réservoir au régime de la source et de son aquifère, aux caractéristiques physico-chimiques de l'eau souterraine.

4.1 - Extension du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse

Deux opérations ont permis de préciser cette extension :

- démonstration par coloration de la relation Aven de la Belette-Fontaine de Vaucluse (distance : 46 km), qui permet d'étendre plus à l'est, au delà du champ de fractures de Banon, le bassin d'alimentation de la source (cf.planche 1). (Cette expérience vient compléter les 3 expériences précédentes conduites avant 1967 à partir des pertes de la Nesque, du gouffre du Caladaire et du gouffre de Jean Nouveau) (5).
- exécution d'un forage par la mairie de Gargas, le forage du Chêne (Z. sol = + 208,6), atteignant l'eau souterraine non en charge dans les calcaires urgoniens des monts de Vaucluse en dessous des argiles de Gargas à 17 km à l'est de la source : la mise en place d'un tube piézométrique dans ce forage a pu être réalisé, grâce au concours financier du Service régional d'aménagement des eaux d'Aix en Provence. Nous tenons à remercier ici Monsieur PELISSIER, chef du S.R.A.E., pour cette contribution importante à l'étude. L'altitude du toit de la surface libre de la nappe et l'amplitude importante des variations de son niveau durant la période d'observation - près de 20 mètres en un an : minimum + 97,26 le 2 février 1968, maximum +116,86 le 10 mars 1969 - font la preuve que le réservoir aquifère de la Fontaine se développe aussi dans le bassin d'Apt (cf.planche 1). Le calcaire a été reconnu sur une épaisseur de 110 mètres (Z fond = +56,6), recouvert de 35 mètres de marnes surmontées par 5 mètres d'alluvions. L'épaisseur de la zone noyée située à la partie inférieure du forage varie entre 38,66m (2 février 1968) et 58,26 mètres (10 Mars 1969). Aucune fissure, aucun phénomène notable d'altération karstique, n'ont été rencontrés dans ce forage. Seuls des horizons crayeux, fins et poreux, ont été reconnus au dessus et surtout au dessous de la zone de fluctuation naturelle de l'eau souterraine, les plus poreux de ces horizons se rencontrant tout à fait à la base du forage, et tout à fait au sommet de la partie calcaire où une porosité totale de 14% a été mesurée immédiatement au dessous du toit marneux. Les essais d'absorption sous pression par tranche de 5 mètres ont indiqués des valeurs très basses de la perméabilité (absorption inférieure à 5 1/m sous une charge de 10 kg.

4.2 - Etude directe de la porosité matricielle des terrains constituant le réservoir aquifère de la source

Une étude géologique des affleurements a été réalisée en 1968 par M. J.P. MASSE venant compléter celle de la fracturation effectuée l'année précédente par M.A. REYMOND par interprétation de la photographie aérienne. Il a été procédé à un échantillonnage systématique pour mesure en laboratoire de la porosité totale intéressant près de 600 points de prélèvement. L'évaluation de l'indice de porosité a été faite dans un premier temps par mesure de l'extension en un temps donné d'une goutte d'alcool sur une surface polie, les résultats étant ensuite étalonnés par examen de 60 échantillons représentatifs au porosimètre. Une carte de la porosité matricielle a pu ainsi être élaborée faisant apparaître trois distinctions : au dessus de 5%, entre 1 et 5%, au dessous de 1%. Les zones de plus grande porosité se situent au soin de la masse urgonienne dans la formation des calcaires à Rudistes (horizon U2 de M. J.P. MASSE); la porosité est plus faible au sommet de l'Urgonien (horizon U3), et pratiquement nulle tout à fait à la base de la série urgonienne (horizon sousjacent à U1a).

4.3 - Morphologie et géologie de l'exutoire

Une reconnaissance du "siphon" de la vasque supérieure de la Fontaine a été réalisée en août 1967 par l'O.F.R.S. à l'aide du "télénaute" de l'Institut français du pétrole (cf.planche 2). Elle a permis de reconnaître le conduit noyé en pente subverticale dirigée vers le sud, jusqu'à 106 mètres de profondeur sous le plan d'eau de la vasque - dont le niveau était alors voisin du zéro du sorguomètre (Z = +84,485) - soit environ 21 mètres plus bas que le niveau de la mer. Au point d'arrêt de l'appareil, arrêt motivé par des impératifs techniques, le conduit est encore visible, subvertical, sur une quinzaine de mètres avec une section de 15 mètres x 5. L'arrivée de l'eau se fait par cette partie encore inexplorée.

L'examen des échantillons de roche en place prélevés au cours de cette reconnaissance permet de penser que des calcaires marneux pouvant constituer l'imperméable du réservoir aquifère, ne devraient pas être très éloignés (de l'or -

dre de quelques dizqines de mètres) du point atteint par l'appareil (base de l'horizon U1a de M.J.P. MASSE).

4.4 - Détermination précise du débit de la Fontaine

La création d'une nouvelle station de jaugeage (station de Mousquety) et le contrôle des équipements existant au bassin des Espelugues (ancienne station) et sur la vasque supérieure de la Fontaine (sorguomètre) a permis d'améliorer la mesure du débit et de vérifier la fidélité remarquable de la relation hauteur au "sorguomètre" - débit à Mousquety par établissement d'une nouvelle courbe de tarage pour les débit compris entre 4 et 40 m3/s, des débits supérieurs ne s'étant pas manifestés en 1967-1968. Par contre, les corrélations ne sont pas satisfaisantes avec l'ancienne station des Espelugues qui est en outre inutilisable pour la vérification ou la reconstitution des débits anciens, la relation hauteur-débit s'y révélant notablement différente de celle admise autrefois.

L'exploitation des mesures anciennes n'est donc permise qu'à partir des lectures anciennes du niveau de l'eau au sorguomètre.

4.5 - Evolution comparée de divers paramètres

Nous avons reporté, sous forme de graphiques (cf.planches 3 et 4), les résultats d'observations simultanées faites en 1967 et 1968, dans le but de faire apparaître les relations éventuelles dans les évolutions respectives des paramètres étudiés.

L'observation de ces graphiques appelle les commentaires suivants :

4.5.1 - Régime de la source

Les conditions d'écoulements sont très différentes en 1967 et en 1968.

En 1967 le déficit pluviométrique sur le bassin d'alimentation de la Fontaine est supérieur au tiers de la moyenne, aggravant encore les conséquences des deux années précédentes, elles mêmes déficitaires. Les crues ne sont jamais assez importantes pour entraîner le débordement de la vasque supérieure et le tarissement est tel que le débit atteindra une valeur minimale qui n'avait encore jamais été observée à Vaucluse (4,05 m3/s). C'est ce qui nous a incité à faire installer une échelle limnimétrique supplémentaire en dessous du zéro du sorguomètre.

En 1968 des pluies nombreuses et abondantes, modifiant heureusement la situation, entrainent à quatre reprise le débordement de lavasque et réduisent la durée du tarissement, le débit minimum observé étant de 7,94 m3/s. Les variations du débit de la source apparaissent directement liées aux précipitations avec un temps de réponse de 2 à 3 jours (cf.planche 4): toutefois nous n'aborderons pas ici l'examen de la relation pluie-débit,l'installation de pluviographes n'ayant pu être réalisée qu'au mois de mars 1968.

4.5.2 - Température de la source

L'enregistrement continu de la température d'un griffon pérenne de la Fontaine, mesurée au 1/50 ème de degré, a permis de tracer la courbe d'évolution de ce paramètre.

En 1968, on constate que la température a varié de $11^{o}9$ à 13^{o}, s'élevant régulièrement dans l'intervalle de chaque période de crues, ces dernières ayant pour effet d'abaisser ou de stabiliser la température selon leur importance. Cette influence est particulièrement évidente pour les crues fortes où elle se fait sentir très rapidement, de 1 à 3 jours après le début de la crue. Elle est toujours décelable, plus attenuée toutefois pour les pluies de saison chaude que pour les pluies d'hiver. Quelle que soit la période de l'année le transfert d'une partie de l'eau tombée sur le bassin d'alimentation s'effectue donc très rapidement jusqu'à la source provoquant son élévation de débit : aucune élévation de température de quelque durée ou de quelque importance ne peut-être attribuée en 1968 au seul effet d'une transmission de pression : un tel effet n'affecterait pas sensiblement le sens d'évolution de la courbe de température, s'il ne provoquait que la chasse d'eau plus anciennement emmagasinée dans le réservoir aquifère.

Ce transfert rapide de l'eau ne peut s'effectuer qu'à la faveur des grandes fissures et chenaux de l'aquifère, les modifications de la température à la source étant la conséquence d'un mélange, en proportions variables selon l'importance des crues, des apports respectifs de l'eau venant de s'infiltrer et de celle qui assurait normalement l'écoulement de la source avant son élévation de débit. Nous préciserons ultérieurement les ordres de grandeur de ces divers apports selon l'importance des crues, lorsque l'étude de la pluie sera plus avancée.

4.5.3 - Minéralisation de la source

25 analyses périodiques complètes ont été faites, l'eau étant toujours prélevée sur le même griffon (Z = +83).

Les résultats ont été reportés :

- sur diagrammes logarithmiques, pour les analyses de l'eau prélevée en 1968 (cf. planche 5 : a et b).
- sur diagramme en losange, pour mettre en évidence l'élévation de la minéralisation durant l'étiage 1967 (cf.planche 5 :c).
- sur le graphique 1967-1968 pour mettre en évidence l'évolution de la résistivité, du résidu sec et de quelques éléments dosés (Ca, Na + K, SO^4, CO^3H) (cf.planche 3).

On soulignera les points suivants :

- les eaux conservent toujours leur même faciès, bicarbonaté calcique normal, durant toute la période d'observation:
- toutefois une évolution est nettement perceptible selon le régime,la minéralisation totale variant presque du simple au double. L'année 1967,année de basses eaux,révèle des eaux nettement plus minéralisée que l'année 1968,année de hautes eaux moyennes relatives. L'élévation de minéralisation paraît être directement liée à la diminution du débit,élévation qui s'accentue au fur et à mesure du tarissement. Ainsi,en 1967,la minéralisation ne cesse de croître avec de plus en plus de vigueur malgré de petites crues parasites en novembre: en raison de l'abaissement exceptionnel du débit il est probable qu'ont dû être sollicitées des réserves échappant en année normale à l'influence du drainage réalisé par la source. Il nous paraît en effet difficile de relier cette brusque élévation de minéralisation possible,quoique improbable,de l'eau infiltrée sur le bassin d'alimentation et ayant provoqué ces petites crues parasites. A cet égard l'observation de l'effet des pluies de fin février 1968 est plus instructives (analyse n°14). De même qu'elles s'étaient traduites par l'amélioration des conditions d'écoulement de la source, de même elles remettent en ordre les caractéristiques physico-chimiques de l'eau en ramenant la minéralisation totale à sa valeur la plus faible constatée durant la période d'observation.

Cette évolution générale observée en 1967-1968 confirme bien ce que traduisait déjà la courbe de température : un mélange, en proportions variables d'eaux d'âge relatif différent,la part des eaux les plus minéralisées étant d'autan plus forte que la source sollicite des réserves plus longtemps conservées dans son réservoir aquifère,celles-là même qui assurent son écoulement en période de tarissement.

4.5.4. - Concentration en tritium

Les mesures ont été réalisées par M.R. MARGRITA, ingénieur au Département des radioéléments du Centre d'études nucléaires du C.E.A. à Grenoble, par électrolyse et comptage en milieu gazeux.

Des prélèvements réguliers, espacés de 15 jours à un mois, ont été faits sur les points suivants :
- griffon pérenne de la Fontaine de Vaucluse.
- rivière de la Nesque immédiatement en amont de sa zone de pertes, à l'entrée de ses gorges : il s'agit d'un écoulement de surface correspondant à une notable partie du bassin des monts du Vaucluse et capturé au profit de la Fontaine (relation prouvée par coloration).
- pluviomètres de Saint Cristol et de la Fontaine de Vaucluse (village).
-rivière Durance en amont de Sisteron.

Nous nous limiterons ici aux enseignements des seuls résultats obtenus sur la Fontaine et sur la Nesque,ceux des autres points de prélèvement nécessitant encore un certain délai pour pouvoir être interprétés.

Sur le graphique de la planche 3 apparaît une remarquable évolution de la concentration directement liée au régime : notamment l'année 1967 est marquée par un abaissement de concentration corrélatif de la décroissance du débit.

Sans pouvoir encore relier cette évolution aux teneurs en tritium de la pluie,nous nous bornerons à constater que la courbe de la Fontaine reste toujours en dessous de la courbe de l'écoulement de surface (cf.planche 4)- Ainsi durant les deux années d'observation la concentration a varié entre 236 et 366 TU sur la Nesque, tandis qu'était notée sur la source une variation de 105 à 245 TU, les deux courbes étant plus espacées en 1967 qu'en 1968.

Ce fait traduit bien,lui aussi,l'existence d'un mélange en proportions variables d'eau de concentration en tritium très différentes déterminant la forme de la courbe observée à l'exutoire.

Remarque : Il est frappant de remarquer (cf.planche 3, analyses 12 et 12 bis) qu'aux plus fortes minéralisations constatées sur la source pour les prélèvements des 1er décembre 1967 et 1er janvier 1968, correspondent des teneurs en tritium élevées par rapport aux prélèvements des périodes voisines.

Cette élévation en tritium peut s'expliquer de deux manières : ou bien elle est liée à l'infiltration et au transfert d'une eau de pluie à forte teneur relative en tritium, ou bien il s'agit de la restitution par le réservoir aquifère d'une eau relativement plus ancienne caractérisée par une plus forte activité.

Cette deuxième hypothèse paraît plus vraisemblable compte tenu des caractéristiques constatées sur la source quant à sa minéralisation en dehors de ces deux dates de prélèvement, et en raison de l'absence d'évolution analogue qui n'aurait pas manqué de se manifester très nettement sur l'écoulement de surface.

4.5.5. -Limnimétrie comparée de la Fontaine de Vaucluse et du forage du Chêne

Les altitudes absolues des plans d'eau de la source et du forage - situé à 17 km - ont été reportées sur la graphique de la planche 4.

On soulignera les points suivants :

- le plan d'eau dans le forage est toujours plus élevé que celui des griffons pérennes de la Fontaine étagés entre les côtes +78,5 et +83 : le seul point de drainage possible pour la nappe d'eau traversée par le forage est bien la Fontaine de Vaucluse : c'est un piézomètre sur la nappe drainée par la Fontaine.
- les pluies infiltrées dans les affleurements calcaires du bassin d'alimentation se traduisent par une élévation

rapide et bien marquée du niveau - et au débit - de la source, par une élévation lente et plus atténuée du niveau de l'eau dans le piézomètre constitué par le forage,
- au début de l'année 1968 le niveau de l'eau dans le forage est particulièrement bas,(succession d'années déficitaires) voisin de 97 mètres - soit un gradiant hydraulique de 0,8°/oo par rapport à la plus haute source pérenne- et ce n'est qu'à la suite des pluies ayant déterminé la deuxième forte crue de la Fontaine que son niveau deviendra plus élevé par rapport au seuil de débordement de la vasque (+105,55) : le gradiant atteindra alors 1,6°/oo.
- l'abaissement du niveau de la vasque, succédant aux fortes crues, commence à s'effectuer bien avant que l'eau atteigne son niveau maximum dans le piézomètre : la durée de transfert de l'eau infiltrée est donc très différente pour la source, où aboutissent les gros chenaux de drainage, et pour le réservoir aquifère traversé par le forage, où n'a été observée qu'une très fine porosité : la reconstitution des réserves dans son aquifère nécessite donc des apports de longue durée.
- les décalages entre les maxima observés à la source et sur le piézomètre sont compris entre 36 et 42 jours. Le début de la baisse dans le piézomètre suit la baisse du niveau de la vasque avec un certain retard.
- en dehors des périodes de fortes crues, le niveau de l'eau dans le piézomètre ne cesse de s'abaisser, les crues moyennes intermédiaires ayant seulement pour effet de ralentir la vitesse d'abaissement : les horizons poreux de l'aquifère ne cessent pas, malgré les crues, de céder de l'eau à la source.
- l'amplitude de fluctuation du niveau du piézomètre a été de 12,34m en 1967 : (elle atteint 19,60m si l'on considère la mesure du 10 mars 1969, qui représente le maximum observé : +116,86).

Ainsi se trouve démontrée l'existence, pressentie par divers auteurs (2), d'une porosité d'interstices dans le réservoir aquifère de la Fontaine dont l'importance peut déjà être soupçonnée d'après l'évolution de son régime.

Nous chercherons dans le paragraphe 4.6 à préciser l'importance de cette fine porosité.

4.5.6. - Autres paramètres comparés

4.5.6.1 - Minéralisation de divers forages du bassin d'Apt

Les résultats d'analyses effectuées sur 4 forages atteignant l'eau dans les calcaires urgoniens du bassin d'Apt,ont été reportés sur diagramme logarithmiques et comparés à ceux de la Fontaine de Vaucluse (cf.planche 5 : d,e,f,).

Il faut préciser que ces quatre forages ont en commun d'être très peu productifs; deux seulement ont pu être transformés en forage d'exploitation :
- le forage de Salignan (débit maximum aux essais : 5 m3/h).
- le forage des Chaux de la Tour (débit maximum aux essais : 1,2 à 1,5 m3/h).

Du point de vue de la minéralisation nous constatons :
- une évolution dans le temps, par ceux des forages ayant fait l'objet de plusieurs analyses (Salignan, le Chêne).
- l'appartenance au même faciès chimique (bicarbonaté-calcique).
- des teneurs plus élevées que celles de la Fontaine de Vaucluse dans la période (1er avril 1968) où cette minéralisation n'est pas très élevée. Mais, si nous considérons les plus fortes teneurs observées sur cette source, nous observons que les écarts sont beaucoup moins sensibles, la minéralisation devenant très voisine de celle des forages s'élevant même au dessus de celle du forage des Chaux de la Tour.

Ainsi, malgré les réserves que nous avions pu faire à l'époque à propos du forage de Salignan (3), il n'y a pas incomptabilité entre les minéralisations observées sur la source et sur les forages et leur relation hydraulique est parfaitement envisageable, en tous cas certaine pour deux d'entre eux : le forage du Chêne et le forage des Chaux de la Tour : bien plus l'élévation des teneurs observées sur la Fontaine en période de tarissement s'explique maintenant parfaitement par l'apport relatif plus important des horizons finement poreux, plus minéralisés, de son réservoir aquifère.

Remarque :
des observations sont en cours pour préciser l'appartenance, de plus en plus probable, des eaux du forage de Salignan à la nappe du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse. Quant au forage du Rocher des Abeilles les observations qui y ont été faites ne sont pas suffisantes pour se faire une opinion : son appronfondissement a du reste été envisagé qui permettrait de se faire une plus juste idée des caractéristiques de l'aquifère et de ses relations éventuelles avec le système de Vaucluse.

4.5.6.2. - Concentration en tritium du forage du Chêne

Nous ne mentionnons que pour mémoire les résultats de trois mesures qui révèlent la présence de tritium dans l'aquifère de ce forage : 170 TU, le 30 décembre 1967 - 114 TU, le 17 avril 1968 - 26 TU, le 13 novembre 1968 (cf.planche 4). En effet nos prélèvements ne sont pas encore assez nombreux pour tenter la moindre interprétation de ces résultats, de l'eau tritiée ayant pu être conservée au voisinage du forage, résultant de pertes d'eau, notables, constatées lors de son exécution (décembre 1967). Nous procédons en outre à des prélèvements pour étude du C14 ainsi que nous l'avons fait sur le forage de Salignan (3) : les divers résultats seront donnés ultérieurement.

4.6 - Détermination approchée des caractéristiques hydrauliques du réservoir aquifère

4.6.1. - Etude des tarissements 1967 et 1968

Elle a été réalisée à partir de la pointe des dernières crues qui se sont manifestées en 1967 et 1968 (cf.planche 3).

a) la formule utilisée est la formule de Maillet :

$$Qt = Q_0 e^{\alpha - t} = Q_0 e^{-\frac{t}{T}}$$

b) le volume total théoriquement disponible (Vt) à l'origine de la vidange est donné par :

$$Vt = \int_{t=o}^{oo} Q_0 \; e^{-\alpha t} \; dt$$

d'où l'on tire :

$$Vt = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 86.400 = Q_0 \cdot T \cdot 86.400$$

t étant exprimé en secondes.

c) le volume effectivement écoulé (Ve) entre le début (débit Q_0) et la fin (débit Q1) du tarissement est donné par:

$$Ve = \frac{Q_0 - Q1}{\alpha} \cdot 86.400 = (Q_0 - Q1) \cdot T \; 86.400$$

d) le volume résiduel théoriquement disponible (Vr) en fin de tarissement est donné par :

$$Vr = Vt - Ve$$

Année 1967 : 21 juin au 18 octobre (cf. planche 6 : a)

Pointe : 9,02 m3/s Fin : 4,09 m3/s Durée : 119 jours

Les points ne s'alignent rigoureusement qu'après 35 jours : en décomposant, on obtient au total 2 droites.

a) l'expression du tarissement est la suivante

$$Qt = 1,62 \; e^{-0,06 \; t} + 7,4 \; e^{-0,005 \; t}$$

b) volume total théoriquement disponible le 21 juin

Vt = 130,2 Mm3

c) volume écoulé du 21 juin au 18 octobre

Ve = 2,3 + 57,2 = 59,5 Mm3

d) volume résiduel restant théoriquement disponible

Vr = 70,7 Mm3

Année 1968 : 27 juin au 17 août (cf.planche 6 : b)

Pointe : 21 m3/s Fin : 8,5 m3/s Durée 51 jours

Les points ne s'alignent rigoureusement qu'après 24 jours : en décomposant, on obtient au total 2 droites.

a) l'expression du tarissement est la suivante

$$Qt = 2,7 \; e^{-0,1 \; t} + 18,3 \; e^{-0,015 \; t}$$

b) volume total théoriquement disponible le 27 juin

Vt = 107 Mm3

c) volume écoulé du 27 juin au 17 août

Ve = 2,3 * 56,4 = 58,7 Mm3

d) volume résiduel restant théoriquement disponible

Vr = 48,3 Mm3

Commentaires : On constate une très grande différence entre les valeurs des coefficients alpha et les volumes théoriques calculés pour les années 1967 et 1968. Notamment les droites obtenues ne s'intègrent pas convenablement

dans le classement des tarissements de la Fontaine proposé par M. AIGROT et H. SCHOELLER (2).

Avant que puisse être précisée la cause exacte de ces ecarts, nous nous bornerons à retenir qu'au début des tarissements observés en 1967 et 1968, il y a deux régimes de décroissance qui se superposent, dont le plus rapide représente seulement 3,9% du volume écoulé aussi bien en 1967 qu'en 1968.

4.6.2. - Evaluation de la porosité utile des horizons crayeux du réservoir aquifère

Disposant en 1968 d'un piézomètre, le forage du Chêne, on peut tenter d'aller au delà des seules indications fournies par l'étude des tarissements pour une évaluation plus satisfaisante de la porosité utile du réservoir.

du 27 juin au 17 août, nous avons vu que la source avait écoulé un volume de 58,7 Mm3. Durant cette période, l'abaissement observé sur le piézomètre a été de 3,2 mètres.

Ainsi pour une extension possible de la zone noyée du réservoir aquifère voisine de 1.500 km2 : une telle superficie a du reste déjà été proposée par certains auteurs et il est d'autant plus permis de l'envisager que vient d'être démontrée l'extension du réservoir aquifère de la source dans le bassin d'Apt. Dans la suite de l'étude en cours nous aurons l'occasion de revenir sur cette importante question et de préciser cette extension grâce notamment à l'exécution de nouveaux forages; à ce seul abaissement du niveau de l'eau observé dans le piézomètre correspondrait une porosité utile globale d'environ 1,2%, si la baisse se manifestait uniformément en tous les points de l'aquifère. Pour une extension de 1.000 km2, superficie minimale qui puisse être envisagée, la valeur de la porosité utile ainsi évaluée, serait d'environ 1,8%, et seulement d'environ 0,9% pour une superficie de 2.000 km2, superficie maximale envisageable en l'état actuel des recherches.

Le volume d'eau libérable par m3 de terrain pourrait donc être compris entre 9 et 18 litres.

De tels ordres de grandeur de porosité utile sont tout à fait concevables si on les compare aux porosités totales mesurées dans les horizons crayeux des calcaires urgoniens (cf.paragraphe 4.2).

En outre ils nous paraissent plutôt devoir être légèrement diminués : en effet nous avons vu qu'il se produisait un décalage notable, de l'ordre de 40 jours, avant que ne se manifeste le début de la baisse sur le piézomètre par rapport au début de la baisse sur la vasque supérieure de la Fontaine, distante de 17 km : le rabattement de la nappe devant être d'autant plus marqué que l'on se trouve plus proche de la source, nous pouvons ainsi concevoir que bien plus important a du être le volume restitué dans les régions plus proches de l'exutoire. Sur notre piézomètre, durant la période du 27 juin au 17 août, la baisse s'est opérée avec un retard notable, d'abord lentement, puis avec une vitesse de plus en plus grande, pour atteindre finalement une valeur à peu près constante voisine de 0,11 m/jour. Une telle valeur paraît beaucoup plus représentative de la vitesse réelle de restitution de l'eau qui a dû se produire dans les secteurs du réservoir plus proches de la source, puisque ces secteurs ont été influencés plus tôt par le drainage.

Au total les valeurs de porosité utile que nous avons admises ne doivent pas être de beaucoup différentes des valeurs réelles caractérisant les horizons finement poreux du réservoir aquifère : il ne fait pas de doute que de tels horizons se révèlent désormais tout à fait capables d'assurer en majeure partie sinon en totalité l'écoulement de la Fontaine en période de tarissement.

5 - Conclusion

Les observations qui ont été présentées dans cette note sont encore d'acquisition trop récente pour que leur exploitation puisse en être assurée de façon tout à fait satisfaisante. Elles devront en tous cas être poursuivies pour ce faire durant un long cycle d'années. Mais les premiers résultats recueillis améliorent d'ores et déjà nos connaissances du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse : le rôle des horizons de fine porosité est maintenant démontré, et leur importance apparaît déjà considérable dans la constitution et la restitution, naturelles ou provoquées, des réserves d'eau souterraine. S'agissant du prototype des sources vauclusiennes, il importait que ces résultats soient connus de tous les spéléologues et que les méthodes mises en oeuvre à Vaucluse puissent inspirer au moins dans une certaine mesure, la conduite d'études nouvelles en terrains calcaires.

Qu'il nous soit permis de remercier pour conclure, parmi toutes les personnes qui participent à la recherche, celles qui ont particulièrement contribué à l'étude que nous avons présentée ici : MM. AUDIC, AUGIER, AVIAS, BOUDIN, CHABAS CHASSIGNEUX, DELLERY, DEYUN, DOMINICI, DURAND, DUROZOY, EVIN, GALLE-CAVALLONI, GERARD, GOUVERNET, JEAN, LEENHARDT, LEMAIRE, MARGAT, MARGRITA, MASSE, OLIVO, PELISSIER, POIRIER, POUGET, REYMOND, RIGAL, ROCHETTE, ROUX, RUBY, SAIRE et SIVIRINE.

Bibliographie sommaire

1) - J.GUIGUE et J.GIRARD, 1949, La Fontaine de Vaucluse, Ed. Rullière, Avignon.
2) - A. SCHOELLER et M.AIGROT, 1967, La Fontaine de Vaucluse, AIHS, Assemblée générale de Berne, vol. Eaux Souterraines, p. 320-328.

3) - J.EVIN, J.FLANDRIN, R.MARGRITA et H.PALOC, 1968, Contribution des analyses chimiques, des colorations et des mesures isotopiques à l'étude des circulations souterraines en réservoir karstique. Exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse et le sondage de Salignan, AIH, Congrès d'Istanbul, sept. 1967, T.8, p. 298-308.

4) - H.GALLE-CAVALLONI et H. PALOC, 1968, Equipements réalisés par le Bureau de recherches géologiques et minières pour l'étude de la Fontaine de Vaucluse, AIH, Congrès d'Istanbul, sept. 1967, T.8,p. 520-524.

5) - R.DOMINICI, J.FLANDRIN et H. PALOC, 1968, Présentation des travaux en cours effectués dans le cadre de la D.G.R.S.T. pour l'étude de la Fontaine de Vaucluse. Actes de la réunion de Lyon de l'Association des géologues du sud-est, 25 mars 1968 (sous presse in bull. du Bureau de recherches géologiques et minières).

6) - J. FLANDRIN et H.PALOC, 1969, Contribution à la connaissance du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse, Résultats des études effectuées en 1967 et 1968. Note préliminaire, Actes du Congrès national d'hydrogéologie Henri SCHOELLER, Bordeaux, 31 mars - 2 avril 1969, (sous presse in bull. du Bureau de recherches géologiques et minières.

7) - A. BOUDIN, 1969, Vallis Clausa, guide illustré de la Fontaine de Vaucluse, imp. SEDI, Uzès (Gard).

Discussion :

MINET-AUBLAIN - Est-ce que la porosité varie beaucoup en profondeur ?

PALOC - La carte des porosités qui a été établie à l'occasion de notre étude, résulte de mesures faites sur des échantillons prélevés à l'affleurement. Elle nous a permi de classer les terrains du bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse en 3 catégories de porosité :

- Formations non poreuses (moins de 1% de porosité totale);
- Formations faiblement poreuses (de 1 à 5% de porosité totale);
- Formations poreuses,(plus de 5% de porosité totale).

En ce qui concerne les valeurs de ces paramètres en profondeur, nous ne disposons encore que de peu de mesures directes, en raison du petit nombre de forages exécutés. Mais les mesures faites sur les carottes du forage du Chêne font apparaître l'existence de plusieursniveaux de porosité différente, qui s'intégre bien avec les données de surface.

Il semble bien que l'on ait affaire à des horizons présentant une valeur constante dans toute leur étendue.

Il n'y a donc pas à proprement parler d'accroissement (ou de diminution) de la porosité avec la profondeur : on observe seulement une succession de diverses couches stratigraphiques, ayant chacune ses propres caractéristiques de porosité.

PATERSON - Est-ce que vous avez utilisé le tritium artificiel ?

PALOC (sa légende)- Tous les traçages auxquels il a été procédé dans le cadre de l'étude ont été réalisés à l'aide de la fluorescéine.

Si nous avions eu à devoir utiliser un autre traceur, ce n'est en aucun cas le tritium artificiel que nous aurions retenu : en effet, l'usage d'un tel traceur compromet tout à fait les observations possibles à partir des mesures du tritium naturel.

Or, on peut attendre de ces dernières mesures des données tout à fait fondamentales. Il faut exclure systématiquement l'emploi du tritium artificiel, d'autres traceurs pouvant être utilisés qui ne représentent pas cet inconvénient.

Über die Wasserbewegung im Tiefen Karst

MIKLÓS GÁDOROS (Speläologische Forschungsstation Jósvafö / Budapest / Ungarn)

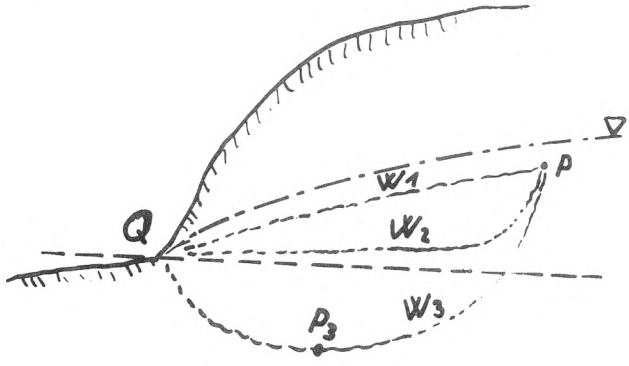
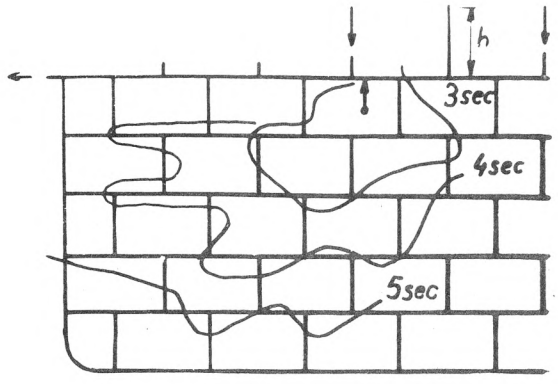


Abb. 1



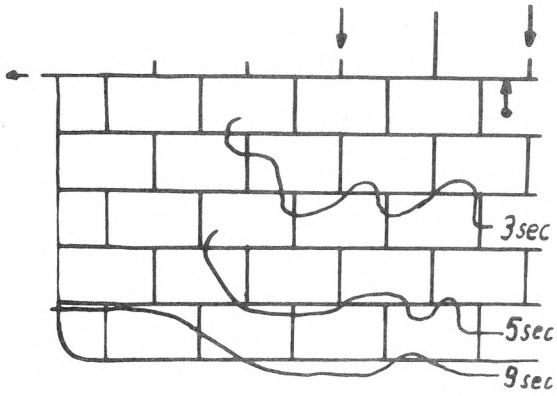


Abb. 2 Skizze des Modells mit
Abb. 3 Isochronen.

Bei beiden Abbildungen war die Schüttung dieselbe.

↓ Wassereintritt (Wasserschwinde)

← Wasseraustritt (Quelle)

↑ Dort wurde der Farbstoff injiziert 3 sec, 4 sec, usw.: Frontlage des Farbstoffes nach der Injizierung von 3 sec. usw.

Summary: To find out wether the waters of the deep karst are flowing, theoretical and experimental analyses have been made at the Spelological Research Center at Jóvafö. They proved, that the waters of the deep karst are participating in the hydrological circuit.

Es ist eine Streitfrage, ob das Wasser in einer grösseren Tiefe unter der Erosionsbasis in Bewegung ist. Diese Frage hat besonders in Zusammenhang mit dem Problem der Herkunft der heissen Wässer eine Bedeutung.

Beobachtungen

Die Jósvafoer Forschungsarbeit brachte die Wassertemperatur der Nagytohonya-Quelle, die höher ist als bei anderen Karstquellen und stark veränderlich ist, mit der Frage nach dem Tiefen Karst in Verbindung. Eine Korrelationsanalyse der Temperaturschwankungen und Schüttungsänderungen sprach dafür, dass wärmeres, also aus dem Tiefen Karst kommendes Wasser sich zum Quellwasser mischt.

Hydraulische Verhältnisse

Der Standpunkt, dass über der Erosionsbasis sich bewegendes Wasser auf einem unter der Erosionsbasis liegenden, sich nicht bewegenden Wasser stütze, ist in hydraulischer Hinsicht schwerlich begründbar.

Wenn eine Strömung von einem beliebigen Punkt P (er befindet sich unter dem Wasserspiegel) zur Quelle Q entstehen soll, so muss ein Druckunterschied zwischen dem Punkt und der Quelle herrschen. Der Druckunterschied PQ ruft dagegen längs aller möglichen Wege die Strömung hervor. Längs der Wege W_1, W_2 und W_3 soll der Druckunterschied derselbe sein, dann hängen die Geschwindigkeiten von hydraulischen Widerständen ab. So ist es möglich, dass eine grössere Wassermenge als auf W_1 auf dem Weg W_3 zur Quelle kommt; sie hängt von den morphologischen Verhältnissen ab.

Die Annahme einer Stagnation führt wahrscheinlich zu dem Irrglauben, dass das Wasser längs W_3 aus der Tiefe heraufströmt. Doch gibt es für Wasser im hydraulischen System, wenn es mit Wasser gefüllt ist, kein "hinauf" und "hinab", das Wasser hält sich hydrostatisch die Waage.

Noch zwei Bemerkungen: Für den Fall, dass die Entfernung von der Einsickerungsstelle bis zur Quelle 10 km, und die Tiefe des Karstes etwa 1000 m ist, die Differenz zwischen W_1 und W_3 überschreitet nicht 20%, sie hat also keine Bedeutung. Und die Erwärmung, die in der Tiefe stattfindet, verhilft zur Bewegung längs W_3. Von P bis dem unteren P_3 sinkt kaltes Wasser mit einem grösseren spezifischen Gewicht als das heraufströmende Wasser zur Quelle. Längs W_3 herrscht also ein Druckunterschied, der grösser ist als längs W_1. Diese Erscheinung wirkt der grösseren Länge des W_3 entgegen. Bei 1000 m Tiefe und Erwärmung von 10°C bis 50°C ist dieser Druckunterschied 12 m, bis 100°C mehr als 40 m; es scheint als ob die Quellen für längs W_3 kommendes Wasser 12 bzw. 40 m unter der tatsächlichen Quellenhöhe liegen.

Experimente; Methode

Um die theoretische Voraussetzung anschaulich zu demonstrieren, wurden Modellexperimente durchgeführt. Es wurde ein vertikales Flachnetz aus Kunststoffröhrchen und T-förmigen Glasröhrchen zusammengestellt. Das Verhältnis der Länge zur Tiefe war 2:1, obwohl in der Natur dieses Verhältnis grösser als 10:1 ist. Also das Modell repräsentierte ein sehr tiefes Karstnetz.

Bei der ersten der zwei Experimentenreihen floss das Wasser aus allen 6 Etagen zur selben Quelle, bei der zweiten je zwei Etagen zu einer Quelle; so war es möglich, die Schüttungen getrennt zu messen. Natürlich lagen die drei Quellen in derselben Höhe. Das Strömungsbild war in beiden Fällen sehr ähnlich.

Die Untersuchungsmethode: bei bestimmten Punkten wurde Farbstoff ins Röhrennetz injiziert und die Bewegung wurde teils mit zu bestimmten Zeitpunkten exponierten Fotoaufnahmen, teils durch Kinoaufnahmen registriert. Der Farbstoff war teils eine konzentrierte Lösung von Kaliumpermanganat ($KMnO_4$), teils Tusche. Ersterer ist bequemer, weil er keine Ablagerung in den Röhrchen verursacht, dagegen ist die Tusche besser zu fotografieren.

Experimente; Ergebnisse

Die Karstverhältnisse können im Modell nicht quantitativ nachgeahmt werden, also haben die Experimente nur qualitative Bedeutung. Wie die Strömungsbilder zeigen, war die Bewegung sehr stark, auch in grösster relativ übermässiger Tiefe. Das Wasser stagnierte nur in wenigen Strecken, die senkrecht zum Strömungsvektor lagen.

Die unteren zwei Etagen des Modells waren mittels Thermostat erwärmbar. Die Wirkung, die die Erwärmung auf die Strömung ausübt, war nicht beobachtbar, weil sie unter der Messempfindlichkeit (bei $\Delta t = 30^{\circ}C$ und $h = 0{,}5$ m ist $\Delta h < 4$ mm) blieb.

Diskussion

Sowohl die hydraulische Skizze als auch die Ergebnisse des Experiments zeigen, dass das Wasser im Tiefen Karst sich bewegt. Andererseits ist bekannt, dass in grössen Tiefe wasserleitende Störungszonen sein können. Z. B. wurde bei einer Tiefbohrung in Budapest in der Tiefe zwischen 1400 - 1700 m eine mächtige Störungszone mit Heisswasser entdeckt. Hier ist also die Schlussfolgerung möglich, dass die Störungszonen im Tiefen Karst ganz besonders aktive Teile im unterirdischen verkarsteten Wasserleitersystem darstellen, d.h. das Wasser des Tiefen Karstes nimmt am hydrologischen Kreislauf aktiv teil. Diese Feststellung hat auch für die Speläologie Bedeutung, weil sich somit auch im Tiefen Karst Möglichkeiten für die Mischkorrosion, also für die Speläogenese ergeben.

Zusammenfassung

Es wurden theoretische und experimentelle Untersuchungen durchgeführt, die zeigten, dass das Wasser des Tiefen Karstes am hydrologischen Kreislauf teilnimmt.

Diskussion:

LANG:

Ich habe in Ungarn 20 Tiefbohrungen geprüft, welche in ca. 2000 m Tiefe die eingesunkenen und bedeckten alpinen Parageosynclinalen erreicht haben. Diese Bohrungen liefern heisses artesisches Wasser. Ausserdem habe ich 20 Tiefbohrungen geprüft, welche nur die unteren pannonischen Schichten (keine Kalke) erreicht haben. Auch die gaben ähnlich heisses Wasser. Die Ergiebigkeit der Tiefbohrungen im Tiefen Karst war ca. fünfmal so hoch wie die der anderen. Diese Daten stützen die Resultate von Herrn GÁDOROS wie auch die von Herrn BÖGLI.

KESSLER:

Als Ergänzung zum Vortrag möchte ich erwähnen, dass die Bewegung des Wassers im Tiefen Karst in Budapest auch in der Natur nachgewiesen worden ist, wo Karstwässer von 40 - 45°C erscheinen, die also aus wenigstens 1000 m Tiefe unter der Erosionsbasis stammen. Das Karstwasser bewegt sich also auch in dieser Tiefe und trägt zur Höhlenbildung bei.

GEYH:

Die bisherigen 14-C-Modellaltersbestimmungen am Tiefen und Überdeckten Karst von Süddeutschland haben in keinem Fall stagnierendes Wasser gezeigt und bestätigen damit die Ergebnisse der Modellversuche. Im Tiefen Karst bei Ingolstadt und in der südlichen Fränkischen Alb wurden Bewegungen von 1m/Jahrhundert gemessen. Auch scheint sich die von THUN & LEMKE in den 50er Jahren aufgrund der ersten vorliegenden 14-C-Modellalter ausgesprochene Vermutung, dass in 2000 m Tiefe in Süddeutschland ein Wasserstrom von Westen nach Osten führe, zu bestätigen. Seine Strömungsgeschwindigkeit muss relativ gross sein. Die Erstreckung solcher Wasserströme im Tiefen Karst kann einige 100 km betragen, wie 14-C-Untersuchungen von TAMERS in Süd- und Nordamerika zeigen.

REIFF:

Welche Entfernungen sind bekannt, die Wasserströmungen im Tiefen Karst zurücklegen?
Beispiel als Diskussionsbeitrag: Etwa 20 km von Stuttgart-Bad Cannstatt bei Reichenbach in der Fils wurde Mineralwasser im Oberen Muschelkalk in rund 270 m Tiefe erbohrt. Das Wasser hatte dieselbe chemische Zusammensetzung wie die hochkonzentrierten Wässer von Bad Cannstatt. Dies und die hohe Schüttung von rund 15 l/s deuten auf grössere Hohlräume und eine Bewegung des Wassers, wahrscheinlich entlang der östlichen Randverwefung des Fildergrabens von NW nach SE. Wohin das Wasser fliessen kann, ist völlig unklar, da die Überdeckung nach SE ständig steigt und der Muschelkalk von abdichtenden Ton- und Mergelgesteinen von mehreren hundert Metern eingedeckt ist.

THURSCH:

Die Solequellen am Nahe- und Taunusabbruch stammen aus den Salzschichten im Miozän des Rheintalgrabens, das aus kalkig-mergeligen Schichten besteht (Wanderweg ca. 60 km).

Eine interessante Karstquelle mit warmem Wasser und einem Saughebersystem

MIKLÓS GÁDOROS (Speläologische Forschungsstation Jósvafö / Budapest / Ungarn)

Summary: This paper gives a part of the results of the observations and analysis of the Nagytohonya Spring of Jósvafö. In the subterranean water system of the spring the karst water is mixing up with a lukewarm water (14,7° C, 30 l/s). Irregular and aclimatic high waters of the spring are known, which could be identified as the discharge of a siphon system.

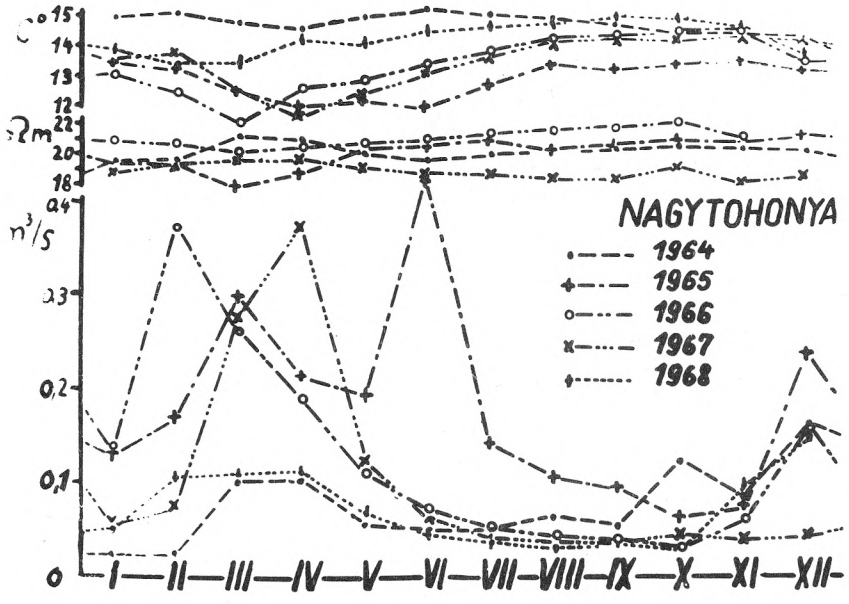


Abb. 1

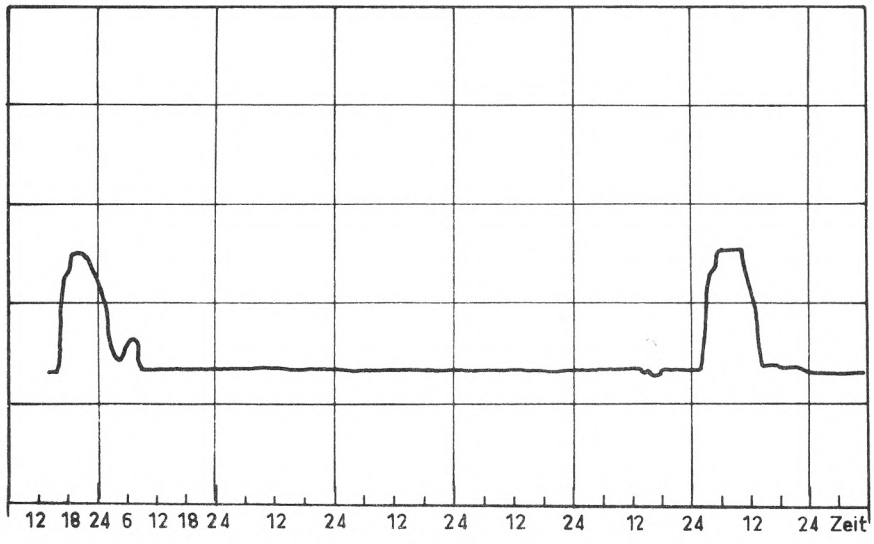


Abb. 2

Die Quelle Nagytohonya entspringt im Tohonyatal bei Jósvafő (Nordungarn). Sie wurde schon viele Jahre lang beobachtet. Es ist H. Kessler im Jahre 1956 gelungen, einen Teil des unterirdischen Wassersystems, die Kossuth-Höhle, zu entdecken. In der Höhle ist eine 200-270 m lange Bachstrecke bekannt.

Messungen

Vom Hydrologischen Forschungsinstitut wurde im Jahre 1953 ein Überfallwehr für Schüttungsmessungen gebaut. Am Überfallwehr wurde 1963 ein Pegelschreiber aufgestellt; die Wasserschüttung der Quelle ist also seit 1.X.1963 fortlaufend registriert. Neben der Schüttungsregistrierung wird die Temperatur und die elektrische Leitfähigkeit des Wassers mindestens einmal wöchentlich gemessen. Ausserdem wurden Sondermessungen, z.B. 1967 bei Syphonausbrüchen, 1968 von Wasser- und Farbwellengeschwindigkeiten, durchgeführt. Alle Messungen führten die Mitarbeiter der Forschungsstation mit Hilfe der Höhlenforschergruppe durch.

Messangaben und Beobachtungen

Die Messdaten vom 1.I.64 bis 31.XII.68 zeigt die Abbildung 1 als monatliche Mittelwerte. Es ist deutlich zu sehen, dass die Änderungen der Temperatur und der Schüttung im allgemeinen entgegengesetzt verlaufen; die niedrigere Temperatur gehört also zur grösseren Schüttung.

Die Tabellen 1 und 2 enthalten die Extrem- und Mittelwerte der Wasserschüttung und -temperatur.

Aufgrund dieser Daten unterscheidet sich die Quelle in drei Punkten von den gewöhnlichen Quellen des Gebietes. 1) Bei mittlerer Schüttung zeigt sie eine Anzahl von aklimatischen Hochwässern. 2) Das Verhältnis $Q_{max}:Q_{min}$, also das Verhältnis der Maximalschüttung zur Minimalschüttung erreicht nicht die Grösse 35, dagegen ist dieses Verhältnis bei der Jósvaquelle (dazu gehört die Baradlahöhle = Aggteleker Höhle) mindestens 250, bei der Komlósquelle (Békehöhle = Friedenshöhle) mindestens 400, bei der Kistohonyaquelle (Vass Imre Höhle) sogar über 1000. 3) Die gewöhnliche Wassertemperatur im Gebiet ist nahe 10°C, dagegen ist sie bei der Nagytohonyaquelle signifikant höher.

Über die aklimatischen Hochwässer

Es war schon vor der Registrierung bekannt, dass kurzzeitige Hochwässer beobachtet werden, die mit den Niederschlagsverhältnissen nicht erklärt werden können. Durch die Schüttungsregistrierungen zeigt sich klar, dass es sich um eine Syphonquelle, d.h. eine Quelle mit Saughebersystem, handelt.

Es scheint so, dass die Ausbrüche des Syphonsystems mit unregelmässiger Periodizität zu bestimmten Zeitpunkten beginnen. Beim Ausbruch steigt die Schüttung schnell an. Die Schüttung kulminiert nach 5-7 Stunden. Das Maximum kann dreimal so gross wie der Grundwert sein. Die Zeitdauer der Ausbrüche beträgt 10-30 Stunden. In wenigen Fällen kann man doppelte Ausbrüche beobachten, doch ist meistens eine Ruheperiode zwischen zwei Ausbrüchen beobachtbar.

Am stärksten war die Syphontätigkeit bisher 1965 mit 69 Ausbrüchen. Vom 1.X.1963 bis 31.XII.1968 wurden mehr als 150 Ausbrüche registriert.

Es ist überraschend, dass nicht nur das Schüttungsbild, sondern auch das Ausbruchvolumen stark veränderlich ist: das kleinste Volumen war 920 m^3, das grösste (wahrscheinlich doppelter Ausbruch) 9300 m^3. Nach der Analyse zeigt die Schwankung des Volumens eine Gauss'sche Verteilung, es handelt sich also um eine Zufallsschwankung.

Es wurde schon vorher erwähnt, dass die Zeitpunkte der Ausbruchsanfänge scheinbar keine Regelmässigkeit zeigen. Weder mit dem Niederschlag noch dem Luftdruck oder ähnlichen Klimaelementen konnte eine direkte Korrelation gefunden werden. Doch entdeckte die Analyse einen unerwarteten Faktor, der die Ausbrüche beeinflusst. L. MAUCHA wies durch eine statistische Analyse der Ausbruchzeitpunkte nach, dass die lunisolare Ebbe-Flut-Erscheinung in vielen Fällen den Ausbruch auslöst.

Über die Wassertemperatur

Die Analyse zeigte, dass viele Monate lang bei sinkender Periode des Hochwassers, im allgemeinen bis zum nächsten Hochwasseranfang ein umgekehrtes Verhältnis streng gültig ist. Der Korrelationskoeffizient ist grösstenteils > 90%. (Siehe Tab. 3).

Die Hyperbeln wurden mit der folgenden Methode ermittelt. Die Hyperbelgleichung hat 3 Konstanten:

$$y = y_0 + \frac{K}{x - x_0}$$

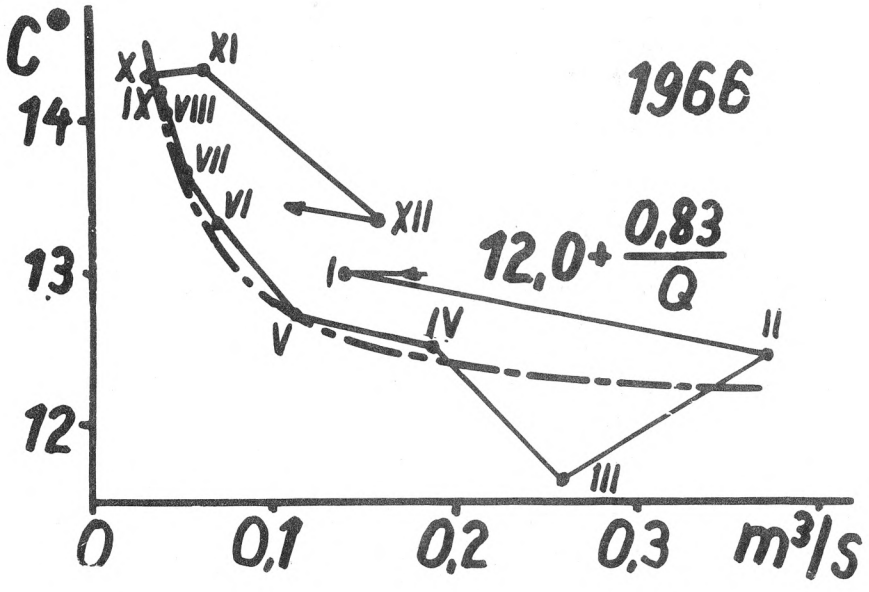


Abb. 3

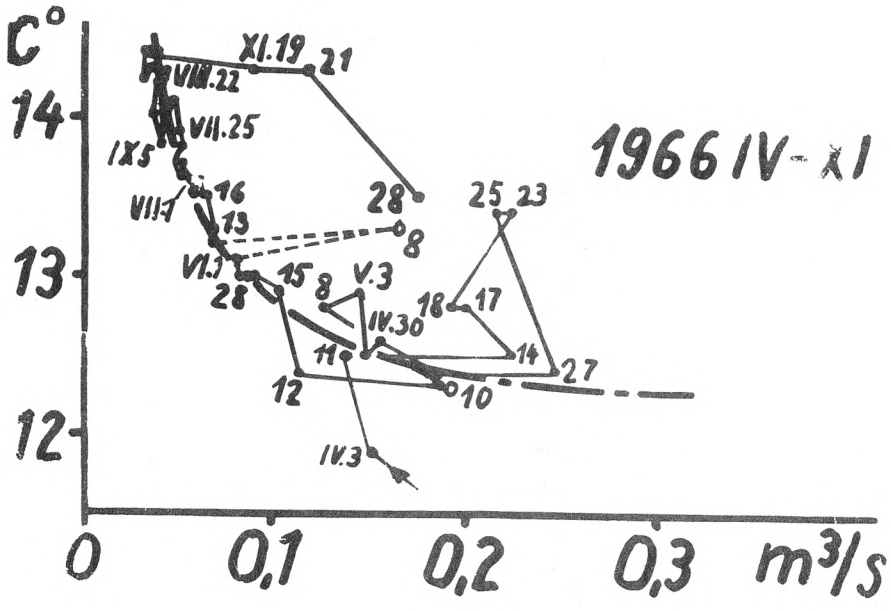


Abb. 4

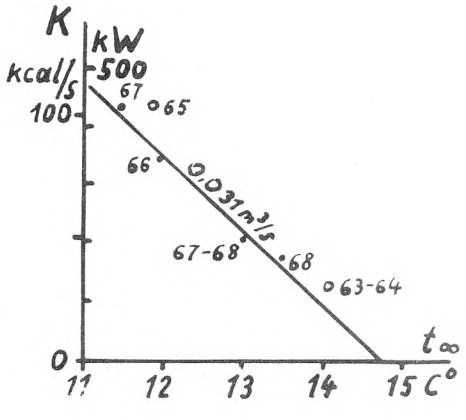
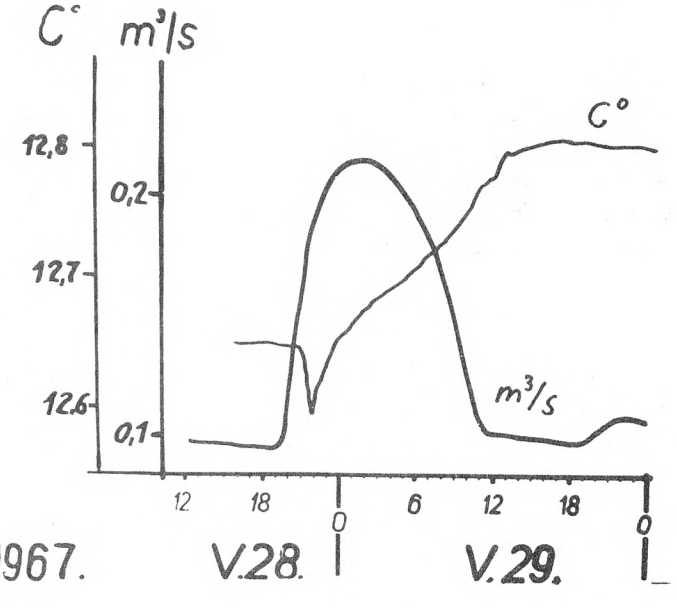


Abb. 5

Abb. 6



Es bedeutet: x = Schüttung, y = Temperatur, y_0 = die Temperatur bei unendlich grosser Schüttung. Weil eine beschränkte Wärmemenge nicht eine unendlich grosse Wassermenge erwärmen kann, so ist y_0 die Temperatur, mit der das Wasser ins System eintritt. x_0 bedeutet die Schüttung, bei der die Temperatur des Wassers bei der Quelle unbeschränkt hoch wäre. Weil eine bestimmte Wärmemenge eine bestimmte Wassermenge nur beschränkt erwärmen kann, so erwärmt eine bestimmte Wärmemenge eine unendlich kleine Wassermenge unbeschränkt, es wird also $x_0 = 0$ angenommen. Dadurch vereinfacht sich die Formel:

$$t = t_{oo} + \frac{K}{Q}$$

Nach einer Transformation $x' = \frac{1}{Q}$ bekommen wir einen linearen Zusammenhang, wobei die Konstanten t_{oo} und K leicht durch Regressionsanalyse ermittelt werden können. (Die Annahme $x_0 = 0$ hat sich bei der Analyse gerechtfertigt.)

Physikalisch bedeutet dieser Zusammenhang, dass im Gültigkeitsbereich das Wasser durch eine zeitlich konstante Wärmeleistung erwärmt wird und diese Wärmeleistung hängt nicht von der Wassertemperatur oder der Schüttung ab. K gibt die Wärmeleistung in 10^5 KCal/sec an, wenn mit m^3/s und ^0C gerechnet wird.

Es ist interessant, dass auch t_{oo} (= Kaltwassertemperatur) höher ist als bei den nachbarlichen Quellen. Dies bedeutet, dass das Wasser im System der Nagytohonyaquelle sich in zwei Stufen erwärmt. Erstens wird es bei jedem Hochwasser bis zu einer bestimmten Temperatur erwärmt, dann wird es durch eine - bei jedem Hochwasser andere - konstante Wärmeleistung weiter erwärmt.

Es gelang uns bisher nicht, die Ursache für die Temperatur der ersten Stufe nachzuweisen. Dazu wird eine grössere Datenmenge benötigt.

Für die zweite Erwärmung zeigen die Hyperbeln klar, dass es sich um einen Prozess mit konstanter Wärmeleistung handelt. Dabei zeigt der Zusammenhang zwischen t_{oo} und den K-Werten eine lineare Beziehung. Der Regressionskoeffizient ergibt eine Wassermenge und der extrapolierte t_{oo}-Wert bei K = 0 eine Temperatur. Also ist es wahrscheinlich, dass die Ursache der Erwärmung ein Warmwasserzufluss ist; die Temperatur des zufliessenden Wassers war 1966, 1967 und 1968 etwa 14,7 ^0C, die Schüttung etwa 0,03 m^3/s. Bei Minimalschüttung kommt also aus der Quelle bloss dieses warme Wasser. Das ist die Lösung für das Problem des kleinen Q_{max}/Q_{min} Verhältnisses.

Sondermessungen

Vom 22. bis 31.V.1967 wurden Sondermessungen durchgeführt, um noch mehr über die Ausbrüche zu erfahren. Bei Tag und Nacht wurden die Temperatur und die elektrische Leitfähigkeit alle 10 Minuten und der Cl^--Gehalt alle 30 Minuten gemessen.

Für die Temperatur messung dient ein in 0,01 ^0C unterteiltes Beckmanthermometer. Im zweiten Teil der Messungen wurden auch 0,001 ^0C mittels Ableserfernrohr abgelesen. Zur Leitfähigkeitsmessung diente ein Labormessgerät an Ort und Stelle mit 1 % Genauigkeit. Der Chloridgehalt wurde durch ein photometrisches Verfahren, das in der Forschungsstation entwickelt wurde, gemessen. Es hat ein Auflösungsvermögen von 1 mg/l.

Durch diese Untersuchung konnten wir ein Temperaturschwankungsbild, das für die Ausbrüche charakteristisch ist, nachweisen. 1,5 Stunden nach Beginn des Schüttungsanstiegs folgt nämlich eine Temperaturherabsetzung um etwa 0,03 - 0,06 ^0C, dann steigt die Temperatur. Die Temperatur kulminiert 22 Stunden nach Ausbruchsanfang mit etwa 0,1 ^0C über dem Anfangswert, dann fällt sie langsam wieder. Die Untersuchung wurde bei allmählich sinkender Schüttung durchgeführt und hat erwiesen, dass der umgekehrte Zusammenhang zwischen der Temperatur und Schüttung nur gültig ist, wenn man die Ausbrüche ausser Acht lässt.

Mit den benutzten Methoden konnten wir keine Änderung in der chemischen Zusammensetzung nachweisen.

Die sehr kleine Temperaturschwankung und die gleichbleibende chemische Zusammensetzung sprechen dafür, dass das Saughebersystem ein Shuntsystem sein kann; die Ausbrüche bringen ja dasselbe Wasser wie die Grundschüttung. Die Ursache der Temperaturschwankung ist wahrscheinlich die Veränderung während der mehrtägigen Aufspeicherung.

Bei Kenntnis der Wassergeschwindigkeit und der Druckwellengeschwindigkeit könnten wir die Entfernung von der Quelle bis zum Saughebersystem ermitteln und zwar auf Grund des schon bekannten Zeitraums zwischen dem Anfang des Schüttungsanstiegs und der Temperaturherabsetzung. Bisher wurde ein Angabenpaar bestimmt: bei fast minimaler Wasserschüttung von 0,04 m^3/s längs eines Weges von 300 m bewegt sich die Druckwelle mit 0,32 m/s, die Farbwelle (Fluorescein) mit 0,05 m/s Geschwindigkeit.

Für eine genaue Bewertung sollte man natürlich eine teilweise Kenntnis des Zusammenhanges zwischen den Geschwindigkeiten und den Schüttungswerten haben. Jedoch kann man versuchen, aus den bisher bekannten Angaben die Syphonentfernung zu ermitteln. Durch eine annähernde Extrapolation ergibt sich, dass das Saughebersystem unmittelbar am Höhlenende sein kann; es befindet sich wahrscheinlich in einer Entfernung von 100-200 m hinter dem Höhlenende und es ist wahrscheinlich nicht weiter als 500-600 m vom Höhlenende zu finden. Mit weiteren Messungen beabsichtigen wir, diese Unsicherheit bis auf einige 10 m herabzumindern.

Zusammenfassung

Es wird ein Teil der Beobachtungsergebnisse und eine Analyse der Jósvafőer Nagytohonyaquelle beschrieben.

Nach der Untersuchung des unterirdischen Systems der Quelle mischt sich zum Karstwasser ein warmes Wasser, das in den letzten Jahren die Temperatur von 14,7°C (und die Schüttung von 0,03 m^3/s hatte. Das Resultat dieser Mischung ist ein umgekehrter Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Schüttung des Quellwassers.

Die Quelle bringt unregelmässige aklimatische Hochwässer, die als Ausbrüche eines Saughebersystems identifiziert werden konnten. Zum Schluss wird eine Prognose über die Lage des Saughebersystems versucht.

Tab. 1. Mittel- und Extremwerte der Schüttung

	Max:Min	Mittel
	--	m^3/s
1964	16,6	4,5
1965	18,5	10,6
1966	22,2	7,6
1967	16,5	6,0
1968	14,4	4,6

Q_{Max} = 0,83 m^3/s
(11.12.VI.65)

Q_{Min} = 0,025 m^3/s
(II.1964)

Tab. 2. Mittel- und Extremwerte der Temperatur

	Max	Min	Mittel
1964	15,3	13,6	14,8
1965	14,2	11,0	12,8
1966	14,4	11,2	13,4
1967	14,5	11,3	13,4
1968	15,0	13,6	14,2

t_{Max} = 15,3°C
(25.VI.64)

t_{Min} = 11,0°C
(23.IV.65)

Tab. 3. Konstanten des Schüttungs- und Temperaturzusammenhanges

Gültig	K	t_{oo}	Korrel. Koeff.
	KCal/s	°C	
IV.64-VII.64	0,05	14,0	
VI.65-XI.65	0,105	11,9	0,91
II.66-X.66	0,83	12,0	0,94
IV.67.-XII.67	0,105	11,4	0,99
X.67-II.68	0,049	13,5	0,99
III.68-X.68	0,04	13,5	0,93

Diskussion:

KESSLER (Budapest):

Die Bemerkungen von Herrn GEYH stimmen sehr gut zu der von Herrn GÁDOROS erwähnten Tatsache, dass das Wasser der Tohonyaquelle bei niederer Schüttung um einige Grade höhere Temperatur hat als bei grosser Schüttung, was mit einer Beimengung von Wasser aus dem Tiefen Karst zu erklären ist. Durch die von Herrn GEYH erwähnten 14-C- oder Tritiumuntersuchungen könnte dies bewiesen werden. Es wäre für uns sehr wertvoll, wenn wir die Hilfe der Heidelberger Universität bekommen könnten und wenn man uns einige Wasserproben (von grosser und kleiner Schüttung) untersuchen würde.

LÁNG (Budapest):

Ich möchte auf ähnliche Probleme zu sprechen kommen wie Herr KESSLER. In diesem Vortrag, sowie in den Vorträgen der Herren G. DÉNES und P. BERG, wird unterstrichen, dass es sehr wichtig ist, in den Karstgebieten Bewegungen und Wege für gelöste Materien ($CaCO_3$), für schwebende Materien und für Energie (Temperaturverhältnisse) zu bestimmen. Darum sind diese telemetrischen Methoden, die wir hauptsächlich in den Vorträgen von Herrn GÁDOROS kennenlernen konnten, sehr wichtig und zukunftsweisend.

Untersuchungen zum Karstwasserhaushalt der Schwäbischen Alb

GÜNTER STRAYLE (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br., Bundesrepublik Deutschland)

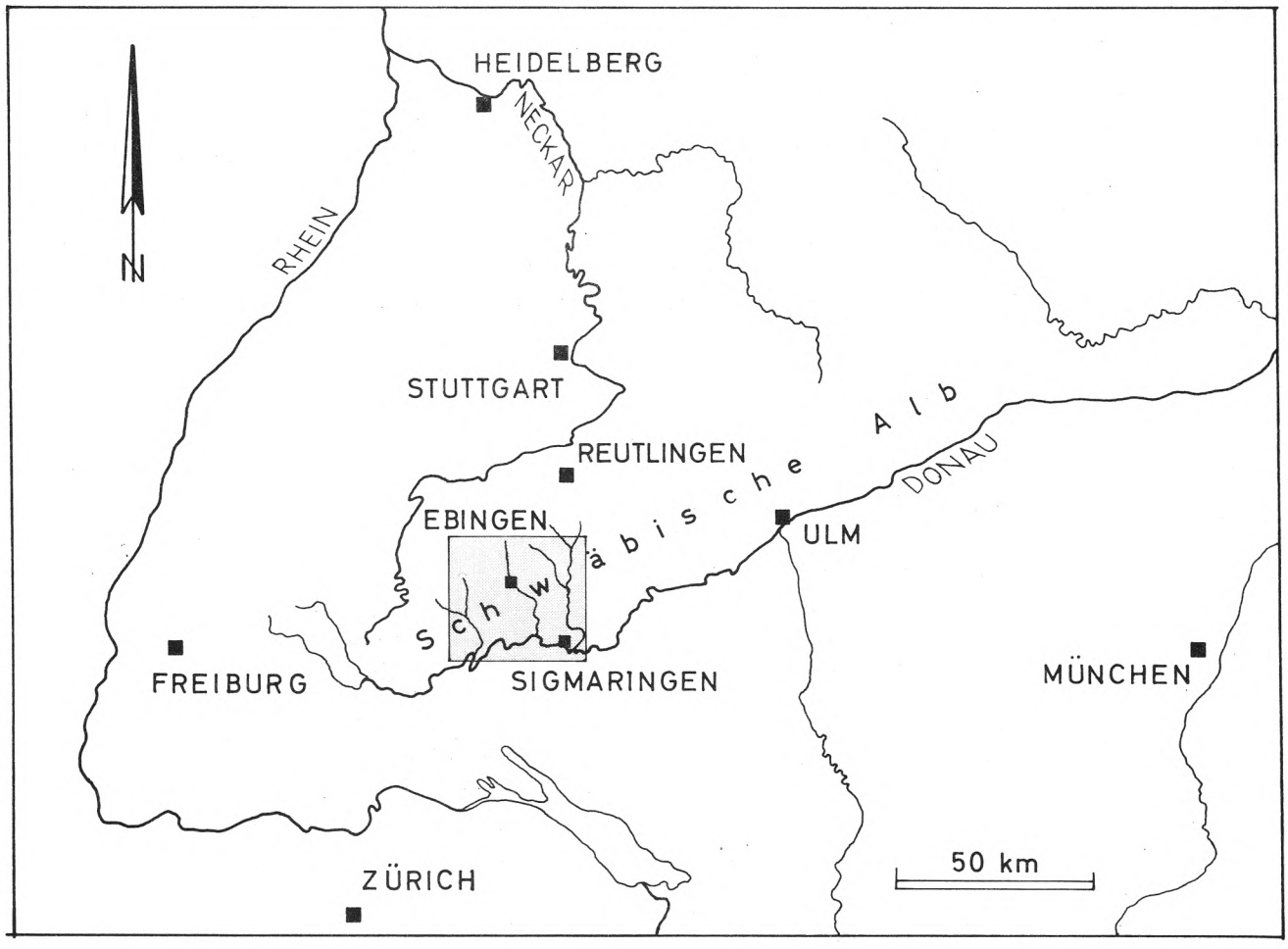


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

Resumé

A l'aide de nombreuses essais de coloration on peut délimiter précisément les bassins versants de quelques sources karstiques de la "Schwäbische Alb". Des mesures régulières de l'écoulement permettent la première fois un bilan des eaux karstiques en ce qui concerne les surfaces karstiques découvertes dans la région intérieure de l'Alb. L'évaporation annuelle moyenne varie entre 40 et 45 % de la somme des précipitations. Pendant l'été 60 % des précipitation évaporent, pendant l'hiver seulement 20 % environs. Les chiffres sont en désaccord avec l'évaporation potentielle d'après HAUDE (1954). La porosité efficace du karst se réduit de 3,3 % dans la zone de l'Oscillation de la nappe à 1,5 % dans le niveau de la nappe permanente. Le débit spécifique moyen annuel est évalué entre 15 et 16 l/s.km^2.

1. Einleitung:

Die Aufgabe hydrologischer Untersuchungen besteht darin, den Wassenhaushalt einzelner Landschaftsräume zu erfassen. Mit an erster Stelle steht dabei die Frage nach der Grundwasserneubildung. Diese Frage läßt sich verhältnismäßig einfach beantworten, wenn die einzelnen Glieder der Bilanzgleichung durch direkte Niederschlags- und Abflußmessungen im Untersuchungsgebiet bestimmt werden können. Die allgemeine Form der Bilanzgleichung lautet:

$$N = A_o + A_u + A_{gw} + (R - B) + V$$

Darin bedeuten:

N = Gebietsniederschlag

A_o = oberflächlicher Abfluß

A_u = unterirdischer Abfluß. Beide zusammen werden an der Meßstelle als Gesamtabfluß A registriert.

A_{gw} = von der Meßstelle nicht erfaßbare Grundwassermenge, die in andere Gebiete abströmt.

R-B = Vorratsänderung. Sie bildet die Differenz zwischen der Rücklage R und dem Aufbrauch B. Für kürzere Zeiträume kann sie positiv oder negativ werden.

V = Gebietsverdunstungsvorgänge.

In besonders gelagerten Fällen läßt sich die direkte Bestimmungsmethode für größere Flußgebiete anwenden, und zwar dann, wenn die Bilanzgleichung in ihrer Kurzform N = A + V Gültigkeit besitzt. Dazu müssen aber die Gebiete gewisse Voraussetzungen mitbringen.

Zum ersten muß ein oberirdisch und unterirdisch fest umgrenztes Einzugsgebiet vorhanden sein. Insbesondere darf kein Grundwasser unkontrolliert in andere Räume abfließen, d.h. $A_{gw} = 0$.

Die Vorratsänderung R-B ist am schwierigsten abzuschätzen. Da in Trockenperioden ein Aufbrauch der Vorräte, in nassen Jahren dagegen eine Ergänzung oder Rücklage erfolgt, müssen langjährige Meßreihen vorliegen. Nur auf lange Zeit gesehen wird nämlich die Vorratsänderung bei ungestörten Verhältnissen den Wert Null erreichen.

Schließlich muß der Untersuchungsraum eine hydrogeologische Einheit bilden. Das bedeutet über das ganze Einzugsgebiet hinweg muß ein gleichmäßiger Grundwasserspeicher verbreitet sein. Wichtig ist dabei, daß überall dieselben Versickerungsbedingungen herrschen. Erst in diesem Fall ergibt die Differenz aus dem Gebietsniederschlag und dem Gesamtabfluß an der Meßstelle repräsentative Verdunstungswerte für das Einzugsgebiet.

Soweit bisher hydrologische Daten für die verkarstete Jurahochfläche veröffentlicht wurden (TROSSBACH, 1935 und KERN 1954), beruhen diese Angaben ausschließlich auf Pegelauswertungen von Flußgebieten. Die Lage der Meßstellen am Südrand der abtauchenden Juratafel bzw. im nördlichen Albvorland bietet jedoch keine Gewähr, daß die so gewonnenen Abfluß- und Verdunstungswerte für die verkarstete Hochfläche gelten. Während die Einzugsgebiete der im Albvorland gelegenen Pegel große Fächenanteile von nicht verkarsteten Dogger-, Lias- und z.T. sogar Keupergebieten einschließen, fließt an den Pegeln am Südrand der Alb ein Teil des Karstwassers unregistriert vorbei. Darüber hinaus treten schon Schwierigkeiten bei der Abgrenzung der Einzugsgebiete auf. Selten ist die von der orographischen Wasserscheide umgrenzte Fläche mit dem von den Karstwasserscheiden gebildeten reellen Niederschlagsgebiet identisch.

Im Bereich der Ebinger Alb (Abb.1) sind in den letzten Jahren zahlreiche Markierungsversuche durchgeführt worden, so daß heute der Verlauf der Karstwasserscheiden in diesem Raum bekannt ist. Vor allen Dingen gelang anhand dieser Versuche die genaue Abgrenzung der Einzugsgebiete einiger großer Karstquellen im Schmiecha- und im Vehlatal, deren Schüttung laufend gemessen wird. In der Nähe der Karstwasserscheiden wurden mehrere Versuche unter extremer Wasserführung wiederholt. Die allgemein angenommene periodische Verlagerung der Wasserscheiden war nicht nachzuweisen. Es handelt sich also tatsächlich um fest umgrenzte Gebiete. Gleichzeitig wurden bei der Abgrenzung der Quelleinzugsgebiete die Grenzen des Flußgebietes der Schmiecha an fraglichen Stellen korrigiert (s. Abb.2). Dies ist deshalb von Bedeutung, weil dort die Abflüsse an zwei Stellen gemessen werden. Im Sinne von MATTHES & THEWS 1963 kann dadurch der Abflußzuwachs zwischen den beiden Teilgebieten ermittelt werden. Die Meßstelle 1 auf Abb.2 - (Pegel Schmiecha unterhalb der Kläranlage) - liegt im Oberlauf an der Südgrenze des Seichten Karstes, die Meßstelle 2 - (Pegel Unterschmeien) - dagegen kurz vor der Mündung in die Donau, also im Bereich des Tiefen Karstes.

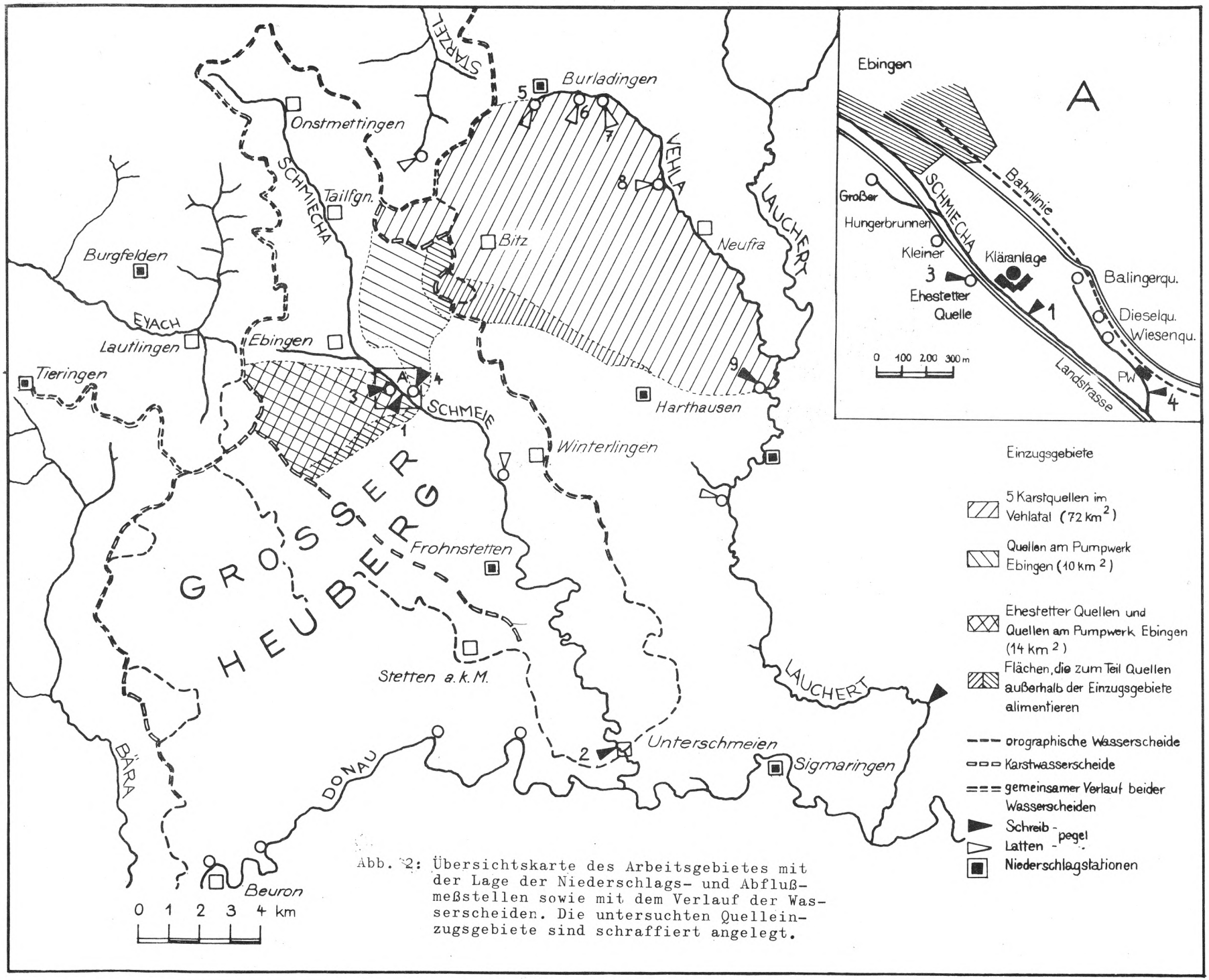


Abb. 2: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit der Lage der Niederschlags- und Abflußmeßstellen sowie mit dem Verlauf der Wasserscheiden. Die untersuchten Quelleinzugsgebiete sind schraffiert angelegt.

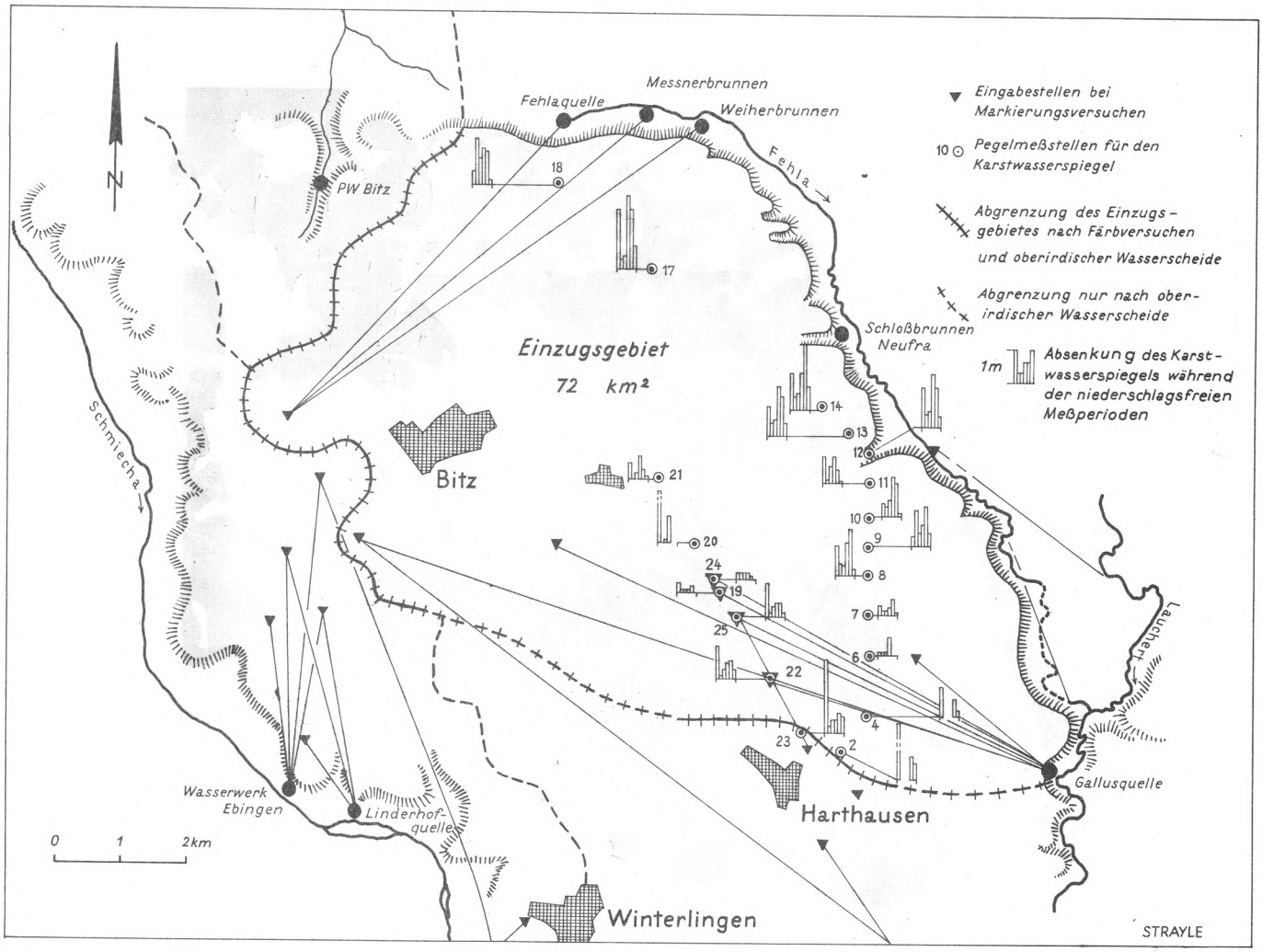


Abb. 3: Das gemeinsame Einzugsgebiet der 5 Karstquellen im Vehlatal mit den Abflußrichtungen der Färbversuche und den Meßstellen für den Karstwasserstand.

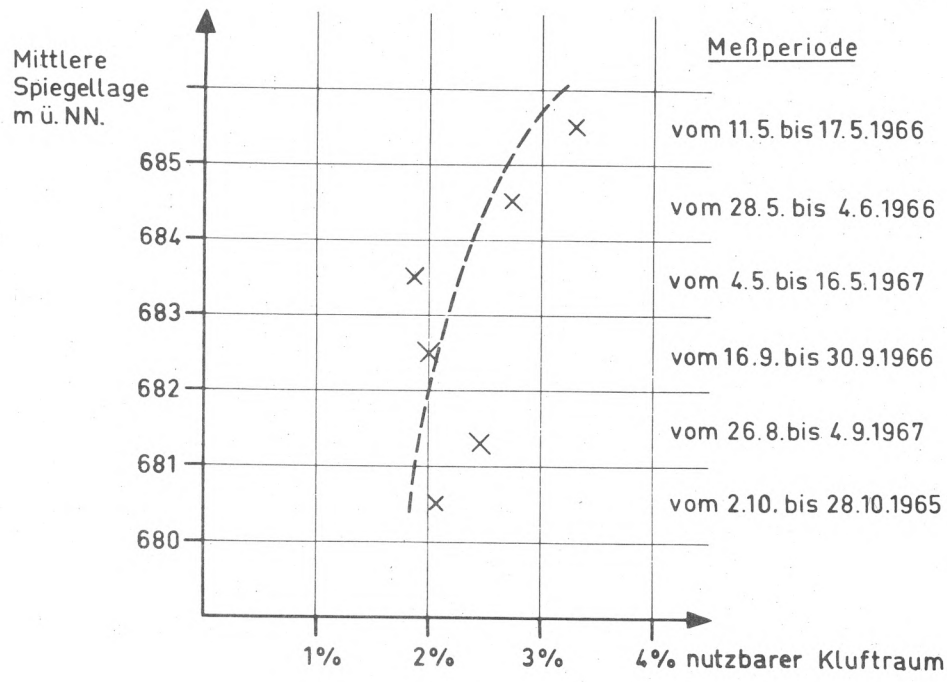


Abb. 4: Nutzbarer Kluftraum im Karst und seine Beziehung zum mittleren Karstwasserspiegel.

2. Der Wasserhaushalt im Flußgebiet der Schmiecha

TROSSBACH 1935 kommt bei der Auswertung der Abflußjahre 1921 - 1932 für den Pagel Unterschmeien zu folgenden Werten:

F_N	N	A	V = N - A	Abflußspende
148 km^2	832 mm	300 mm	532 mm	9,5 l/s · km^2

Auf Grund der Ergebnisse von zahlreichen Färbversuchen ist das tatsächliche Einzugsgebiet auf 131 km^2 zu reduzieren. Die Abflußspende erhöht sich dadurch auf rund 11 l/s · km^2.

Der Pegel unterhalb der Kläranlage Ebingen besteht seit dem Jahre 1961. An ihm wird der Abfluß eines 57 km^2 großen Gebietes gemessen, zu dem auch die Einzugsgebiete der Ehestetter Quelle und der Quellen am Pumpwerk (Abb. 2 A) gehören, obwohl der größte Teil der Quellwässer unterhalb der Meßstelle austritt. Dieses Wasser wird aber durch das Pumpwerk in das Stadtgebiet zurückgefördert und fließt der Meßstelle als Abwasser wieder zu. Nur ein Teil des Karstwassers der engschraffierten Flächen auf Abb. 2 alimentiert Quellen im unteren Schmiecha-Tal. Insgesamt wird aber der Abfluß des im Seichten Karst gelegenen oberen Schmiechatales vollständig registriert.

Der Pegel Unterschmeien umfaßt noch zusätzlich 74 km^2, die ausschließlich dem Tiefen Karst angehören. Von diesem Teilgebiet fließt das Karstwasser nicht vollständig der Meßstelle zu. Dafür spricht schon allein die Tatsache, daß auf diesem Talabschnitt keine größeren Quellen entspringen. Seine Abflußspende erreicht infolgedessen auf der nachstehenden Tabelle den kleinsten Wert.

Die Werte der Tabelle 1 wurden aus dem 6-jährigen Mittel der Abflußjahre 1962 - 1966 berechnet:

Tabelle 1

	F_N	MQ(1962/66)	N	A	V = N - A	Abflußspende
Meßstelle 1 (Teilgebiet I)	57 km^2	955 l/s	920 mm = 100 %	530 mm = 58 %	400 mm = 42 %	16,8 l/skm^2
Meßstelle 2 (Gesamtgebiet)	131 km^2	1700 l/s	840 mm = 100 %	410 mm = 49 %	430 mm = 51 %	13,0 l/skm^2
Teilgebiet II (zwischen 1 und 2)	74 km^2	745 l/s	770 mm = 100 %	320 mm = 42 %	450 mm = 58 %	10,0 l/skm^2

Vergleicht man auf Tabelle 1 die Niederschläge, so fällt sofort die ungleichmäßige Verteilung auf. Das Teilgebiet I gehört zum niederschlagsreichen Gebietsstreifen hinter dem Albtrauf, das Teilgebiet II dagegen zum niederschlagsdefizitären Raum der oberen Donau. Bis zu einem gewissen Grad lassen sich dadurch auch die unterschiedlichen Abflußspenden erklären. Daß diese Unterschiede aber auch auf Karstwasserverlust im Teilgebiet II zurückzuführen sind, geht deutlich aus dem Anteil des Abflusses am Niederschlag hervor. - Im Einzugsgebiet des Seichten Karstes der oberen Schmiecha, wo kein Karstwasser verloren geht, beträgt er 58 %, im Gesamtgebiet 49 % und im Teilgebiet II nur 42%.

Interessanterweise ist der Gesamtabfluß an der Meßstelle 2 um 110 mm höher als der von TROSSBACH ermittelte Wert, obwohl die Niederschlagshöhe in den beiden Meßperioden nahezu gleich ist (840 gegenüber 832 mm). Wahrscheinlich spiegelt sich hier die fortschreitende Abdichtung des Schmiechabettes wider, die seither durch den vermehrten Abwasseranfall verursacht wurde.

Die Verdunstung (N-A) ist wesentlich niedriger als die bisher auf der Alb errechneten Werte (BINDER 1960, VILLINGER 1969). Zuverlässige Angaben kann die Tabelle 1 über die Karsthochflächen noch nicht erbringen. Denn im Teilgebiet I sind große Flächenanteile überbaut, und im Teilgebiet II ist außer dem Karstwasserverlust ein großer Teil zur überdeckten Zone des Tiefen Karstes zu rechnen. Deshalb ist es notwendig, die Verdunstung im Einzugsgebiet großer Karstquellen zu ermitteln. Diese Gebiete dürfen nicht zu klein sein. Sie müssen sich über eine einzige Karstzone wie z.B. die unbedeckten Zone erstrecken.

3. Die Karstwasserbilanz des gemeinsamen Einzugsgebietes von 5 Karstquellen

Auf der Hochfläche zwischen dem Schmiecha- und dem Vehlatal konnten mit Hilfe von Färbversuchen die Grenzen des gemeinsamen Einzugsgebietes von 5 Karstquellen festgelegt werden (Meßstellen 5, 6, 7, 8 und 9 der Abb.2). Die 72 km^2 große Fläche liegt im Mittel 820 m hoch und ist zu 60 % bewaldet. Der Rest besteht zu 2/3 aus Wiesengelände und zu 1/3 aus Ackerland. Da das Gebiet nördlich der Klifflinie liegt, gehört es zur Zone des unbedeckten Karstes.

Der Verlauf der Karstwasserschiede im W und NW ist durch wiederholte Markierungsversuche von mehreren Stellen aus gesichert. Im N und NE ist die Fläche durch tiefe Taleinschnitte begrenzt. Lediglich an der SW-Grenze greifen die Einzugsgebiete anderer Karstquellen auf die Fläche über. Aber selbst wenn man die Hälfte der 6 km^2 großen Überschneidungsfläche (engschraffiert auf Abb.2) abzieht, liegt der Fehler auf das Gesamtgebiet umgerechnet unter 5 %.

Die Quellen, die von den 72 km^2 gespeist werden, sind seit dem Jahre 1965 mit Überfallmeßwehren versehen und werden 2 - 3 mal wöchentlich beobachtet. Da außerdem die Bewegung des Karstwasserspiegels in 25 Pegelbohrungen zu verfolgen ist und der Gebietsniederschlag sehr genau als arithmetisches Mittel der Station Harthausen und Burladingen bestimmt werden kann, stellt dieses Gebiet ein Modellobjekt für karsthydrologische Untersuchungen dar (Abb.3).

Das Speichervermögen des Gebietes wurde auf der Grundlage der Exponentialgleichung von MAILLET (1905) ermittelt. Danach ergibt sich, daß die Zeit, die vom Beginn einer Hochwasserwelle bis zum Erreichen des Niedrigwasserabflusses verstreicht, rund 3 Monate beträgt (Gesamtspeicherdauer 9 - 10 Monate). Die Speicherdauer bleibt also weit unter einem Abflußjahr. Deshalb wird auch die Vorratsänderung (R-B) innerhalb dieses Zeitraumes Null. Um repräsentative Abfluß- und Verdunstungswerte zu erhalten, genügt es, in diesem Gebiet eine Wasserbilanz für ein Abflußjahr aufzustellen, das nach der Niederschlagshöhe und jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung dem langjährigen Mittel entspricht. Diese Bedingungen erfüllt das Abflußjahr 1967 für den Bereich der mittleren und westlichen Alb sehr gut.

3.1. Ermittlung der Verdunstung

VILLINGER (1969) versucht, die Gebietsverdunstung der Karsthochflächen nach HAUDE (1954) zu berechnen. Während diese sog. potentielle Verdunstung (Vpot) in Gebieten mit seichtem Grundwasserstand der aktuellen Verdunstung (Vakt) entspricht, ist diese Übereinstimmung für die Karsthochflächen nicht zu erwarten. Einmal liegt hier der Karstwasserspiegel mehrere Zehnermeter unter der Erdoberfläche und zum anderen versickern starke Sommerregen rasch und vollständig in den Dolinen der abflußlosen Senken. Einen Vergleich von Vakt und Vpot gibt die Tabelle 2. Da die Niederschläge der Station Münsingen höher sind als diejenigen im Einzugsgebiet, können natürlich nur die Prozentzahlen (Anteil in % von N) einander gegenübergestellt werden. Beide Gebiete charakterisieren die unbedeckten Karstflächen im Innern der Alb mit einem Niederschlagsmaximum während der Monate Juni bis August.

Tabelle 2

	Einzugsgebiet der 5 Karstquellen im Vehlatal				Wetterstation Münsingen - Angaben von VILLINGER		
	N mm	A mm	Vakt (N-A) mm	Anteil in % von N	N mm	Vpot (HAUDE) mm	Anteil in % von N
hydrologisches Sommerhalbjahr 1966 30.4.66 - 31.10.66	481	240	241	50%	603	497	82%
hydrologisches Winterhalbjahr 1967 1.11.66 - 29.4.67	360	294	66	18,5%	457	129	27%
hydrologisches Sommerhalbjahr 1967 30.4.67 - 31.10.67	476	195	281	59%	497	434	87%
hydrologisches Jahr 1967	836	489	347	41,5%	954	563	59%

Das auffälligste Ergebnis dieses Vergleichs ist, daß Vakt der Sommerhalbjahre wesentlich niedriger ist als Vpot. Beide weisen aber im trockeneren Halbjahr 1967 eine ansteigende Tendenz gegenüber 1966 auf. Hier zeigt sich deutlich, daß der verkarstete Untergrund gute Versickerungsbedingungen bietet. Denn im Winterhalbjahr, wenn die Niederschläge größtenteils als Schnee an der Oberfläche angehäuft werden, ist der Unterschied zwischen Vakt und Vpot geringer. Die jährliche Verdunstung auf den Hochflächen des unbedeckten Karstes der Schwäbischen Alb macht also nur 40 - 45 % des Jahresniederschlages aus. Bei der Auswertung der 5-jährigen Meßreihe des Pegels Schmiecha kam größenordnungsmäßig der gleiche Wert heraus.

Diese Beispiele zeigen, daß die Bestimmung der Gebietsverdunstung der Karsthochflächen weder auf der Basis der Vpot (HAUDE 1954) noch mittels der Pegelaufzeichnungen am Südrand der Alb vorgenommen werden kann.

3.2. Das nutzbare Speichervolumen im Karst

Kennt man von einem Gebiet den Flächeninhalt, die Abflußmengen und die Spiegelabsenkung des Karstwassers während einer Trockenperiode, so läßt sich das wassererfüllte Hohlraumvolumen auf sehr einfache Weise berechnen. In dem 72 km^2 großen Einzugsgebiet der Abb. 3 sind diese Voraussetzungen vorhanden.

Da die Schwankung des Karstwasserspiegels an 20 Meßstellen zu verfolgen ist, kann auch bei stärkerer Abweichung der Einzelwerte ein brauchbarer Mittelwert gebildet werden. Legt man diesen Mittelwert zugrunde, so darf das eingeschlossene Volumen als ein von senkrechten Wänden begrenzter Speicher berechnet werden.

Zwischen 1965 und 1967 traten im Gebiet 6 längere Trockenperioden auf, in deren Verlauf die Spiegelabsenkung und das Volumen des an den Quellen abgeflossenen Wassers bestimmt wurde. Aus der Differenz des Gesamtvolumens (Spiegelabsenkung x Einzugsgebiet) und dem Volumen der abgeflossenen Wassermenge ergibt sich das wassererfüllte Kluftvolumen, das in Prozent des Gesamtvolumens ausgedrückt wurde. Das Kluftvolumen schwankt zwischen 1,8 und 3,3 %. Berechnet man für jede Prozentzahl die zugehörige mittlere Spiegellage und trägt beide in einem Diagramm auf, dann entsteht die Abb. 4.

Das Kluftvolumen nimmt generell von hohen zu niedrigen Karstwasserständen hin ab, und nähert sich im Bereich des permanenten Karstwasserspiegels dem Wert 1,5 %. Das größte Kluftvolumen ist offenbar im eigentlichen Spiegelschwankungsbereich entwickelt, wo die besten Bedingungen für die Mischungskorrossion (BÖGLI, 1964) herrschen.

4. Korrespondenz der Quelleinzugsgebiete im Karst

Die Einzugsgebietgrenzen lassen sich nur dort auf verhältnismäßig schmale Gebietsstreifen einengen, wo der Karstwasserspiegel nach beiden Seiten steil abfällt. Dann ensteht eine ausgeprägte Karstwasserscheide, wie wir sie entlang der Talränder vorfinden. Soweit die Gebietsgrenzen nicht einer solchen Wasserscheide folgen, überschneiden sich die Einzugsgebiete einzelner Quellen mehr oder weniger stark. Vor allem im tiefen Karst müssen nach den Ergebnissen von Färbversuchen große Flächen gleichzeitig zum Einzugsgebiet mehrerer Quellen gehören. Komplikationen treten hier dadurch auf, daß Quellen auf gegenüberliegenden Talseiten miteinander korrespondieren. Als anschauliches Beispiel hierzu sind die starken Karstquellen im Schmiechatal unterhalb der Stadt Ebingen zu nennen, deren Lage aus Abb. 2 A zu ersehen ist.

Das Einzugsgebiet der Quellen am Pumpwerk auf der östlichen Talseite liegt auf der Karsthochfläche nordöstlich des Stadtgebietes. Von der 10 km^2 großen Fläche entfallen 6 km^2 auf eine abflußlose Karstsenke. Ihre NE-Ecke speist zugleich eine Karstquelle im mittleren Schmiechatal (s. Abb.2).

Im nördlichen Teil des Großen Heubergs liegt das 14 km^2 große Einzugsgebiet der Ehestetter Quelle. Sie entspringt auf der westlichen Talseite. Von einer schmalen Übergangszone an der Südgrenze des Einzugsgebietes geht gleichfalls ein Teil des Karstwassers in das mittlere Schmiechatal. Darüber hinaus liefert das ganze Einzugsgebiet Karstwasser an die Quellen des Pumpwerkes auf der gegenüberliegenden Talseite.

Die Abfluß dieser beiden Gebiete werden an den Meßstellen 3 und 4 der Abb. 2 aufgezeichnet. Vollständige Meßreihen existieren für das Abflußjahr 1966. Der Karstwasserzufluß erfolgt ganzjährig von W nach E, also von der Ehestetter Quelle zu den Quellen am Pumpwerk. Die Zuflußmenge ist vom Karstwasserstand abhängig. Sie läßt sich quantitativ mit Hilfe der Abflußspende ermitteln.

Auf Tabelle 3 sind die wichtigsten Werte für das Jahr 1966 zusammengestellt:

Tabelle 3

	F_N	MQ (1966)	Abflußspende
Meßstelle 3 (Ehestetter Quelle)	14 km^2	173 l/s	12,35 l/s.km^2 = 81%
Meßstelle 4 (Quellen am PW)	10 km^2	191 l/s	19,10 l/s.km^2 = 126 %
Meßstelle 3 u. 4	24 km^2	364 l/s	15,15 l/s.km^2 = 100 %

Die Abflußspende des Gesamtgebietes entspricht zwar nicht exakt dem arithmetischen Mittel aus den beiden Teilgebieten, dennoch kann festgestellt werden, daß rund 20 % des Abflusses der Quellen am Pumpwerk vom Einzugsgebiet auf dem Großen Heuberg stammt. Bei Hochwasserverhältnissen geht der Anteil im Durchschnitt auf 15 % zurück, er erhöht sich bei Niedrigwasser auf 25 %. Diese Feststellung deckt sich mit den Beobachtungen bei Markierungsversuchen, wonach bei hohen Karstwasserständen ein Teil der Verbindungsbahnen zwischen dem rechts- und linksseitigen Quellgebiet abreißt.

Mit mehr als 15 l/s.km^2 übertrifft die jährliche Abflußspende der Karsthochflächen den von SIHLER (1929) mitgeteilten Wert von 12 l/s . km^2 beträchtlich. Für das Normaljahr 1967 belief sich die Abflußspende im gemeinsamen Einzugsgebiet der 5 Karstquellen im Vehlatal auf 15,7 l/s . km^2. Eine überschlagsmäßige Berechnung für das Gebiet des Großen Heubergs ergab ebenfalls einen Wert zwischen 15 und 16 l/s . km^2.

Zusammenfassung

Anhand umfangreicher Serien von Markierungsversuchen konnten auf der Ebinger Alb einige Quelleinzugsgebiete genau abgegrenzt werden. Regelmäßige Abflußmessungen dieser Gebiete erlauben es, zum ersten Mal eine zuverlässige Karstwasserbilanz für die unbedeckten Karsthochflächen im Innern der Alb aufzustellen. Danach beträgt die mittlere Jahresverdunstung 40 - 45 % des Niederschlages. Im Sommerhalbjahr werden rund 60 %, im Winterhalbjahr rund 20 % der Niederschläge verdunstet. Eine Übereinstimmung mit der potentiellen Verdunstung nach HAUDE (Whj 30 %, Shj 90%) ist nicht vorhanden. Das nutzbare Speichervolumen im Karst geht von 3,3 % im Spiegelschwankungsbereich auf 1,5 % im Niveau des permanenten Karstwasserspiegels zurück.

Die jährlichen Abflußspenden der verkarsteten Jurahochflächen liegen durchschnittlich zwischen 15 und 16 l/s . km^2. Mit Hilfe der Abflußspenden konnte die hydrologische Korrespondenz zweier Hochflächen links und rechts des Schmiechatales quantitativ erfaßt werden.

Literaturangaben:

BINDER, H. — Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Gebiet des Blautopfes in den 35 Abflußjahren von 1925 - 1959. - Jber.Mitt.oberrh.geol.Ver., N.F., 42,S.63 - 75, Stuttgart 1960

BÖGLI, A. — Mischungskorrosion - Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. - Erdkde., 18. S.83 - 92, Bonn 1964

BOLSENKÖTTER, H. — Vergleichende Betrachtung der Methoden zur Beurteilung der Grundwasser-Neubildung. - Wasserwirtsch., 53, S. 66- 69, Stuttgart 1963

DER LANDKREIS BALINGEN, — Amtliche Kreisbeschreibung, I. - Statist. Landesamt Baden-Württemberg 755 S., Stuttgart 1960

DÜRBAUM, H.-J. & LILLICH, W. — Zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildung als einer der Grundlagen für wasserwirtschaftliche Planungen - Dtsch. Gewässerkdl. Mitt., Sonderh. 1969, Koblenz 1969

HAUDE, W.O — Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. - Mitt.dtsch.Wetterdienst., 8, S. 1 - 22, Bad Kissingen 1954

KERN, H. — Niederschlags-, Verdunstungs- und Abflußkarten von Bayern (Jahresmittel 1901/1951). - Bayer. Landesst.f.Gewässerkde. in München, München 1954

MAILLET, E. — Essais d'hydraulique souterraine & fluviale. - 218 S., (Hermann) Paris 1905

MATTHES, G. & THEWS, J. D. — Der Abflußzuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassererschließungsmöglichkeiten. - Notizbl.hess.L.-Anst.f. Bodenforschung 91, S. 231 - 236, Wiesbaden 1963

NATERMANN, E. — Die Linie des langfristigen Grundwasser (A^u-L) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). - Wasserwirtsch., Sonderheft gewässerkdl. Tagung 1950 in München, S.12-14 Stuttgart 1951

SIHLER, H. — Blautopf und Karsthydrographie. - Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ., 85. S. 210-241, Stuttgart 1929

TROSSBACH, G. — Niederschlag und Ab fluß in Württemberg und Hohenzollern. - Mitt.Reichsverb. dtsch.Wasserwirtsch., 36, S. 2 - 26, Berlin 1935

VILLINGER, E. — Karsthydrologische Untersuchungen auf der Reutlinger Alb (Schwäbischer Jura). - Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg, 11, Freiburg 1969 (im Druck)

WEIDENBACH, F. — Über einige Wasserbohrungen im Jura. - Jber.Mitt.oberrh.geol.Ver., N.F. 36, S. 54 - 73, Stuttgart 1954

Diskussion:

H. BINDER:

Die Abflußspende von 12 $l/s/km^2$, die ich in meiner Untersuchung über den Blautopf zugrundelegte, beruht nicht auf eigenen Untersuchungen, sondern ist von SIHLER übernommen (der bayerisches Schrifttum benützt hat).

G. STRAYLE:

Binder (1960) kommt bei seinen Untersuchungen am Blautopf auf eine Jahresverdunstung von 54 % und trifft damit die Wirklichkeit von allen Autoren am besten. Die Bemessung der Größe des Einzugsgebietes wurde jedoch mit der zu kleinen Abflußspende nach SIHLER vorgenommen. Aufgrund der vorliegenden Markierungsversuche im Einzugsgebiet des Blautopfes kann diese Fläche ohne weiteres um 10 % reduziert werden; dann kommt man aber zu einem Verdunstungswert, der deutlich unter der 50 % Grenze liegt.

Diskussion:

GEYH:

Eine Berechnung der Wasserbilanz in Karstgebieten besonders der Schwäbischen Alb, nach einer Formel und insbesondere die Berechnung der Verdunstung halte ich noch für riskant, da meist vermischtes Wasser angetroffen wird, dessen Komponentanteile in derselben Größenordnung liegen. Dadurch könnten die berechneten Verdunstungswerte zu hoch ausfallen. In ihnen dürfte die möglicherweise starke Einspeisung von Wasser in den Tiefen Karst enthalten sein. Der Hinweis auf die gute Übereinstimmung der aktuellen und der potentiellen Verdunstungsraten sollte auffällig sein, da diese theoretische Bedingung für die Berechnung der letzteren bestimmt nicht mit der in der Natur angetroffenen übereinstimmt. Die hohen Verdunstungsraten stehen auch in Widerspruch zu den günstigen Sickerungsmöglichkeiten des Wassers im Karst.

G. STRAYLE:

Es ist klar, daß man mit der angewandten Methode nur eine Karstwasserbilanz für den Teil des Speicherraumes aufstellt, der über dem freien Ausflußniveau liegt. Speziell im Tiefen Karst sind in den Karsthohlräumen unter diesem Niveau z.T. sehr alte Karstwässer enthalten. Da sie unter hydrostatischem Druck stehen, können sie an einigen Stellen (z.B. Karstaufbrüche) in den rezenten Wasserkreislauf aufsteigen. Deshalb treten dort meist Mischwässer aus, obwohl die Vorratsergänzung ausschließlich durch junges auf den Hochflächen gebildetes Karstwasser erfolgt. Die Bilanzrechnung stimmt aber streng genommen nur, wenn die unter dem freien Abflußniveau

gespeicherten Karstwassermengen konstant wären. Wie aber das angeführte Beispiel des Flußgebietes der Schmiecha zeigt, fließen davon rund 16 % als A_{GW} unregistriert in andere Räume ab (Differenz zwischen den Abflußanteilen des Teilgebietes I = 58 % und dem Teilgebiet II = 42 %). Dieser Umstand wurde bei der Ermittlung der Karstwasserbilanz im 72 km^2 großen gemeinsamen Einzugsgebiet der 5 Karstquellen im Vehlatal vernachläßigt, da hier nur 6 km^2 gleichzeitig andere Quellen speisen.

Zweifellos liegen die ermittelten Verdunstungswerte von 40 - 45 % eher an der Untergrenze. Sie sind aber beträchtlich höher als bisher veröffentlichte Werte der Alb und zeigen, daß die von VILLINGER (1969) angesetzte potentielle Verdunstung den natürlichen Verhältnissen nicht entspricht.

La insaturación del agua en la zona freática del Karst y sus fundamentos termodinámicos

ADOLFO ERASO (Madrid/España)

GUION

Resumen:

El equilibrio fundamental y la condición de insaturación.
Aplicación de la regla de las fases.
Corrimiento del equilibrio.
Influencia de las variables termo-dinámicas de la ecuación de corrimiento del equilibrio, sobre el equilibrio fundamental que define la solubilidad de la caliza en el agua.
Sentido físico de la expresiones de la constante de equilibrio en función de las variables de la ecuación de corrimiento del equilibrio.
Bibliografia.

Resumen

Mediante la exposición de este trabajo puede verse que el caso de la corrosión de la caliza en la zona freática de un karst (water table zone of a karst) por el fenómeno de mezcla de aguas de Bögli, es en realidad un caso particular de una ley más general a la que puede llegarse por consideraciones termodinámicas sobre el corrimiento del equilibrio.

El objeto de este trabajo es poner de relieve la forma dedicha ley para el equilibrio químico fundamental que justifica la disolución de la caliza por el agua, aplicándola a nuevas formas morfológicas explicables de este modo.

Summary

This work shows how the corrosion of limestone in the water table zone of a karst caused by the phenomenon of a water mixture of Bögli, is in fact an example of a more general law based on the thermodynamic considerations in an infinitesimal upsetting of a state of equilibrium.

The purpose of this work is to show this law can be applied to the changes in the morphological formation of caverns when subjected to a condition of basic chemical equilibrium in which water dissolves limestone.

El equilibrio fundamental y la condición de insaturación.

En lo que sigue vamos a suponer que la solubilidad de la roca caliza por el agua está motivada por la presencia en ella de substancias que aumentan su grado de acidez, el cual es directamente proporcional a la cantidad de roca a disolver.

Las substancias exacerbantes de la acidez del agua son fundamentalmente los ácidos orgánicos derivados de la actividad viviente del suelo y el anhídrido carbónico procedente tanto de la atmósfera como de resultas de la citada actividad basteriana.

Sabemos que en definitiva, la función que define la solubilidad del carbonato cálcico $\int CaCO_3$ en el agua a tenor de su pH es :

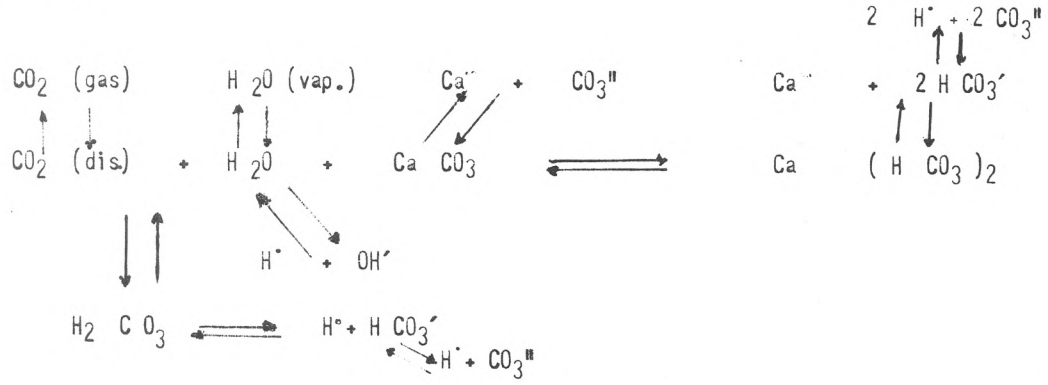
$$\int CaCO_3 = 10^{-4,15} \sqrt{1 + \frac{|H^\circ|}{10^{-10,2}} + \frac{|H^\circ|^2}{10^{-16,6}}} \qquad (1)$$

(siendo H° = la concentración de ión hidrógeno en el agua),
y el equilibrio fundamental que define dicha solubilidad, referida a la acción del CO_2, es

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca\,(HCO_3)_2 \qquad (2)$$

el cual se puede desglosar en todo un conjunto de reacciones detalladas, que expresaremos globalmente de la

siguiente manera :



(3)

de manera que cada uno de dichos equilibrios presenta propiedades cinéticas diferentes sobre las que no vamos a insistir por ser bien conocidas y por salirse fuera del objeto perseguido.

Unicamente nos interesa resaltar sobre la condición de insaturación del agua, la cual se presenta con relación a la caliza, cuando es capaz de disolver en su seno mayores concentraciones de ella, y está motivada por la presencia de substancias, que exacerban su grado de acidez (ejemp : CO_2), en mayor proporción que la necesaria para el equilibrio definido en (2) y (3).

Por consiguiente cuando se presente dicha condición, el agua poseerá potencialmente la propiedad de disolver la cantidad de caliza necesaria para volver a restablecerse el equilibrio (2).

Aplicación de la regla de las fases

Una de las herramientas fundamentales para predecir el comportamiento de los equilibrios físico-químicos, se debe a GIBBS, y se conoce con el nombre de regla de las fases.

Ella nos permite conocer el grado de varianza o de libertad del equilibrio en cuestión, o expresado en otras palabras, el número de variables termodinámicas que hemos de fijar para determinarlo.

Dicha regla se expresa así :

$$\ell = n - f + 2 \qquad (4)$$

siendo ℓ = grados de libertad del sistema
n = número de componentes del sistema
f = número de fases del sistema

por consiguiente el grado de libertad deun sistema dado es igual a la diferencia entre el número de componentes y el de fases aumentado en dos unidades.

Se entiende por fase cada una de las proporciones físicamente homogéneas de que consta un sistema y como número de componentes independientes se entiende el número mínimo de especies moleculares con las que pueden obtenerse todas las demás en la cuantía con que figuran en cada una de las fases del sistema, mediante todas las reacciones químicas posibles bajo condiciones dadas de presión y temperatura.

Se admite también que el estado de cada una de las fases que forman el sistema queda determinado por su constitución química inicial juntamente con el conocimiento de dos variables termodinámicas por ejemplo la presión y la temperatura.

Aplicando la regla de las fases al equilibrio (3) vemos que éste posée 3 fases y 3 componentes, lo que quiere decir que es bivariante.

$$\ell = n - f + 2 = 3 - 3 + 2 = 2$$

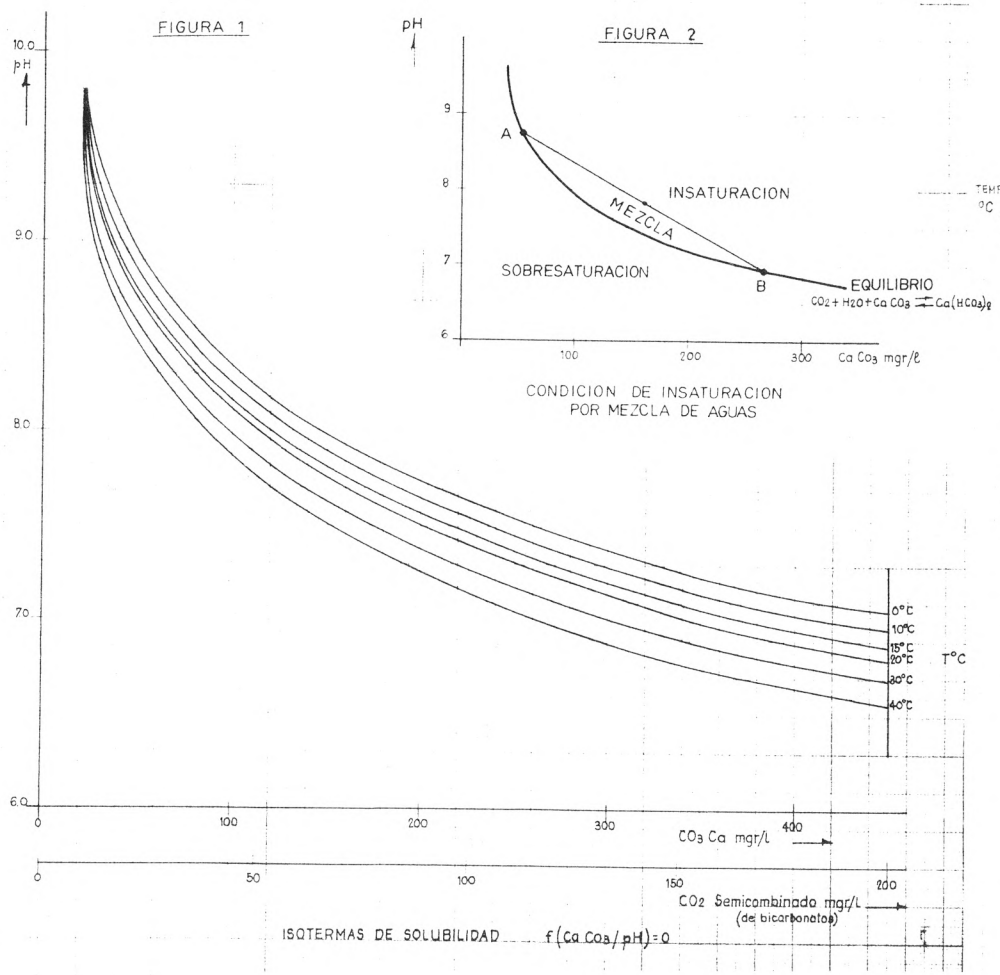
pues posee dos grados de libertad.

Esto quiere decir que si están dadas dos variables termodinámicas, la presión y la temperatura, todas las concentraciones de los cuerpos que intervienen en dicho equilibrio han de tener valores determinados, sean cuales fueren las masas de los componentes que intervengan en la totalidad del sistema.

Corrimiento del equilibrio

Las condiciones que la termodinámica establece para la existencia de equilibrio en un sistema dado, son fundamentalmente tres :

FIGURA 1

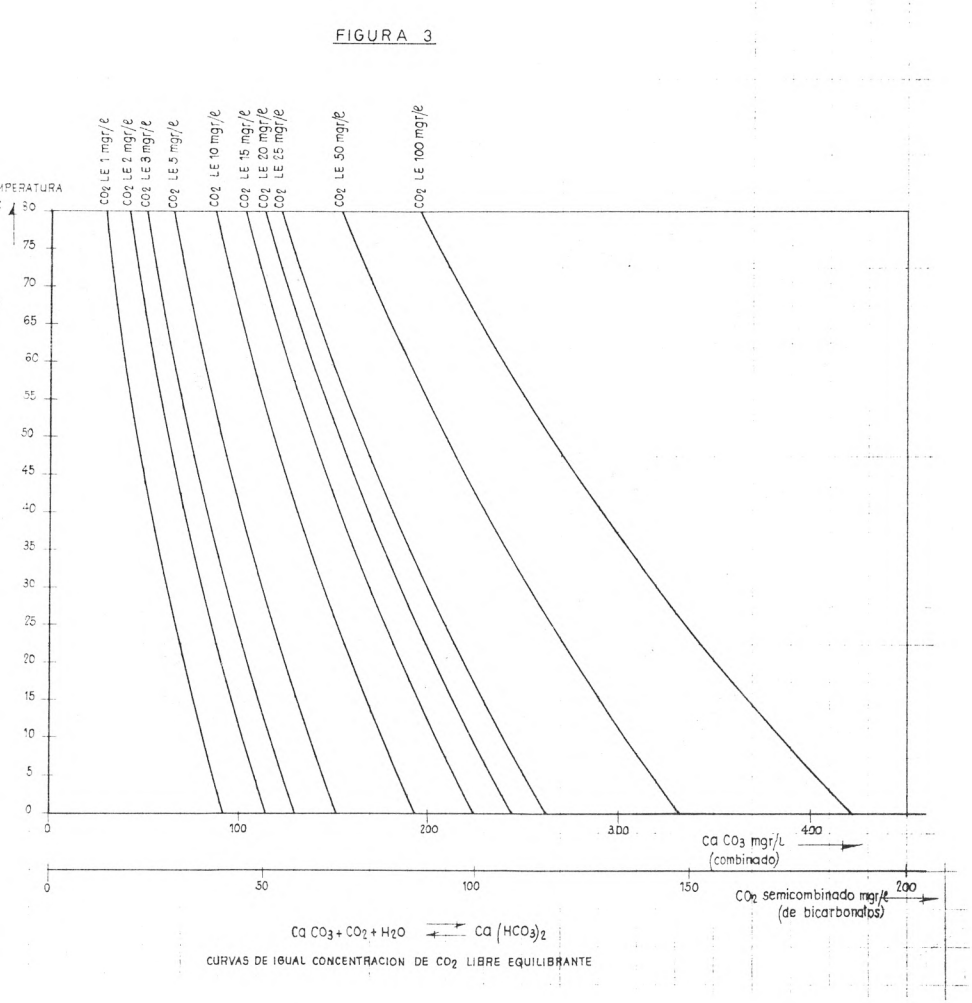


ISOTERMAS DE SOLUBILIDAD $f(CaCO_3/pH)=0$

FIGURA 2

CONDICION DE INSATURACION
POR MEZCLA DE AGUAS

FIGURA 3



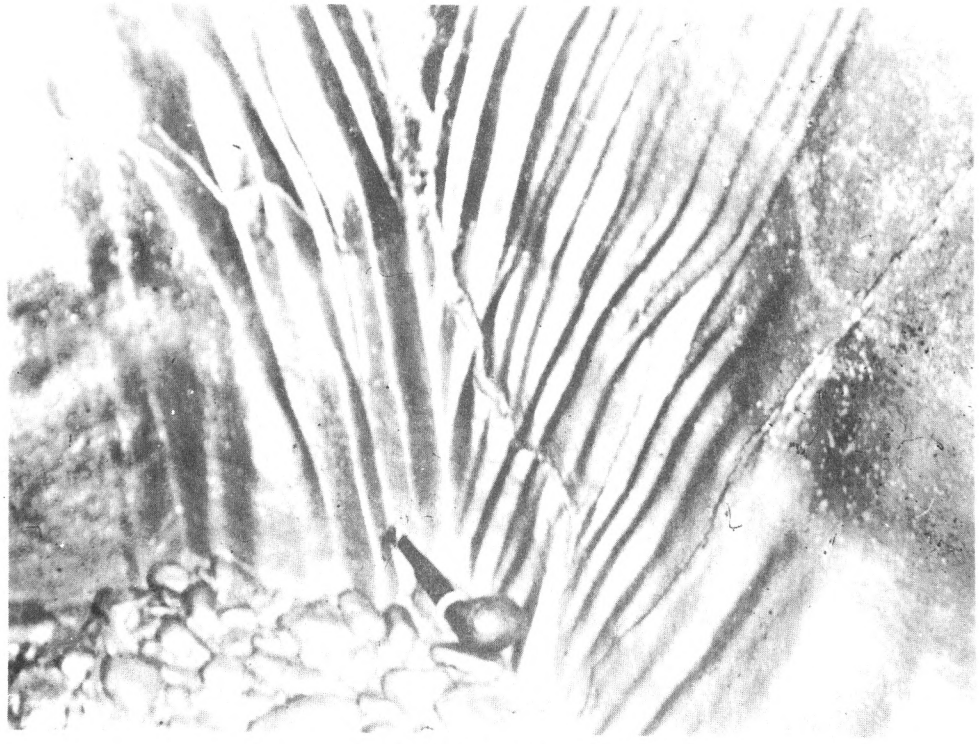
$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2$

CURVAS DE IGUAL CONCENTRACION DE CO_2 LIBRE EQUILIBRANTE

HY 127 3

Hy 17/ 4

Fotografia Nº 1



Fotografia Nº 2

A) Cuando el sistema está térmicamente aislado :

$$dS \geq 0 \qquad (5)$$

(Siendo S la entropía)
es decir que en todo sistema aislado existe equilibrio cuando su entropía es máxima.

B) Cuando el sistema se mantiene a temperatura y volumen constantes :

$$dF \leq 0 \qquad (6)$$

(Siendo F la energía libre)
por consiquierte en todo sistema isotérmico e isocórico se alcanza el equilibrio cuando su energía libre es mínima.

C) Cuando el sistema se mantiene a presión y temperatura constantes :

$$dG \leq 0 \qquad (7)$$

(Siendo G la entalpía libre)
lo que quiere decir que en todo sistema isobárico e isotérmico su equilibrio se alcanza cuando sea mínima su entalpía libre.

Este último caso, el más frecuente, es el que tendremos que utilizar con nuestro equilibrio (3), por ser su condición de tal.

Para estudiar un equilibrio dado, el procedimiento consiste en suponer que se modifican infinitamente poco las condiciones exteriores, de manera que tanto sus estados iniciales como finales sean estados de equilibrio.

Así para cualquier transformación virtual isotérmica e isobárica en el estado inicial se tiene :

$$\delta G = 0$$

Al pasar al nuevo estado de equilibrio, las variables T, p y $m_j^{(i)}$ (temperatura, presión y masas de un componente cualquiera j en la fase i), experimentan cambios reales no virtuales, dT, dp y $dm_j^{(i)}$ de manera que la entalpía libre se convierte en

$$G + dG = G + \frac{\partial G}{\partial T} dT + \frac{\partial G}{\partial p} dp + \sum \frac{\partial G_j^{(i)}}{\partial m_j^{(i)}} dm_j^{(i)}$$

con lo cual la nueva condición de equilibrio será :

$$\delta\left[\frac{\partial G}{\partial T}\right] dT + \delta\left[\frac{\partial G}{\partial p}\right] dp + \sum_{ij} \delta\left[\frac{\delta G_j^{(i)}}{\delta m_j^{(i)}}\right] dm_j^{(i)} = 0$$

pero resulta que :

$$\frac{\partial G}{\partial T} = -S \; ; \quad \frac{\partial G}{\partial p} = V \quad \text{y} \quad \frac{\partial G_j^{(i)}}{\partial m_j^{(i)}} = \nu_j^{(i)}$$

(siendo V el volumen y $\nu_j^{(i)}$ el potencial químico de un componente j en la fase i).

Y como en toda tranformación reversible e isoterma se cumple que

$$\delta S = \frac{\delta Q}{T}$$

(siendo Q el calor requerido por el sistema en dicha transformación)
queda finalmente reemplazando estos valores

$$-\frac{\delta Q}{T} dT + \delta V dp + \sum \delta \nu_j^{(i)} dm_j^{(i)} = 0 \qquad (8)$$

que es la ecuación general de corrimiento del equilibrio en condiciones isotérmicas et isobaras. En ella dT, dp y dm_j (i) son los cambios que realmente sufren las magnitudes en cuestión al correrse el equilibrio, mientras que $\delta Q, \delta V$ y δx_j (ii) se refieren a una transformación virtual, isoterma e isobara, que puede ser finita.

La ecuación (8) es fundamental en termodinámica, pues se utiliza muchísimo, por ejemplo para el estudio de cuerpos puros en la que adquiere una forma particular denominada ecuación de CLAPEYRON; en el estudio de sistemas binarios, a base de dos componentes inmiscibles; al tratar el enfoque de los equilibrios en los sistemas gaseosos; en el tratamiento general para el estudio de las disoluciones diluidas que es nuestro caso; para los estudios de casos particulares entre los que destacan la elevación de la temperatura de ebullición y descenso del punto de congelación de una solución, la disolución de un gas en un líquido (ley de HENRY), la influencia sobre la solubilidad de una substancia por la adición de otras (efectos salino y de ión común), etc...etc..., de manera que toma una forma particular en cada caso concreto.

Nosotros la vamos a utilizar para estudiar como las variaciones de la temperatura (T), presión (P) y masas (m) o concentraciones de los componentes que intervienen en el equilibrio (3) afectan a la constante que lo define.

Influencia de las variables termodinámicas de la ecuación de corrimiento del equilibrio, sobre el equilibrio fundamental que define la solubilidad de la caliza en el agua.

Esto no es otra cosa que la aplicación de la ecuación (8) sobre el equilibrio (3).

Sabemos que en todo sistema formado por varios cuerpos susceptibles de reaccionar entre sí, si se mantienen la presión y la temperatura constantes, existirá un estado de equilibrio determinado como ya hemos visto por la condición de ser mínima la entalpía libre, lo cual quiere decir que no será ya posible ninguna reacción química entre los cuerpos presentes. Para que ésto sea así, es preciso que exista determinada relación entre las concentraciones de los cuerpos susceptibles de reaccionar entre sí, si nos se hubiera alcanzado el estado de equilibrio. Esta relación fue descubierta por GULDBERG y WAAGE, y se la denomina ley de las masas.

Se expresa así :

supongamos una reacción química cualquiera :

$$\nu_1 M_1 + \nu_2 M_2 + \dots \nu_n M_n \rightleftharpoons \nu_1' M_1' + \nu_2' M_2' + \dots \nu_n' M_n'$$

(siendo ν_j los números enteros característicos y M_j los símbolos químicos).

al llegar al estado de equilibrio se cumple la relación

$$\frac{c_1'^{\nu_1'} \cdot c_2'^{\nu_2'} \dots c_n'^{\nu_n'}}{c_1'^{\nu_1} \cdot c_2^{\nu_2} \dots c_n^{\nu_n}} = K(p,T)$$

(siendo c_j las concentraciones de cada símbolo químico M_j y K, la constante de equilibrio que tendrá un valor determinado para cada valor de p y de T).

Aplicando (9) a nuestro equilibrio fundamental (3), tenemos

$$K = \frac{|Ca^{++}| \cdot |HCO_3^-|^2}{|CaCO_3| \cdot |H_2O| \cdot |CO_2|}$$

de manera que también cada uno de los equilibrios descritos en (3) en los que el fundamental es susceptible de descomponerse, tienen también su correspondiente constante de equilibrio de resultas de aplicarles la ley de las masas.

De todas maneras, la ley de las masas, tiene otras formas de expresión, naturalmente idénticas a (9), pero que son interesantes por haber sido deducidas en el caso de BOLTZMANN por consideraciones cinéticas :

$$\sum_{ij} \nu_j^{(i)} \ln c_j^{(i)} = \ln K \qquad (10)$$

y en el caso de NERST por aplicación de las condiciones termodinámicas de equilibrio :

$$\ln K = \frac{1}{RT} \sum_{ij} \nu_j^{(i)} G_j^{(i)} \qquad (11)$$

(en la que R es constante)

Por su parte la ecuación del corrimiento del equilibrio (8) para el caso de las disoluciones diluidas, toma la siguiente forma

$$-\frac{Q}{T} dT + \delta v dp + RT \sum_{ij} \nu_j^{(i)} \frac{dc_j^{(i)}}{c_j^{(i)}} = 0 \qquad (12)$$

en la que el potencial químico μ y la masa de los componentes m, la sido reemplazada por ν y, c que corresponden como ya sabemos a los números enteros y a las especies químicas que definen la reacción.

Ahora nos interesa conocer como afectan a la constante de equilibrio las variables de la ecuación (12), es decir la temperatura, la presión y la concentración de las especies químicas que intervienen.

El caso de las concentraciones, que es el más sencillo, ya lo conocemos con cualquiera de las expresiones de la ley de acción de masas, entre las que elegimos la expresión logarítmica (10) de BOLTZMANN, que es la que más nos gusta :

$$\sum_{ij} \nu_j^{(i)} \ln c_j^{(i)} = \ln K \qquad (10)$$

Vamos por consiguiente a ver como la presión y temperatura afectan a la constante de equilibrio.

Si de la ecuación (11) sobre la ley de acción de masas de NERST, tomamos derivados respecto a la temperatura y a la presión independientemente tendremos :

$$\frac{\partial \ln K}{\partial T} = -\frac{1}{RT} \sum_{ij} \nu_j^{(i)} \frac{\partial G_j^{(i)}}{\partial T} + \frac{1}{RT^2} \sum_{ij} \nu_j^{(i)} G_j^{(i)} \qquad (13)$$

y

$$\frac{\partial \ln K}{\partial p} = \frac{1}{RT} \sum_{ij} \nu_j^{(i)} \frac{\partial G_j^{(i)}}{\partial p} \qquad (14)$$

pero recordando ahora la definición de entalpía libre

$$G = U - TS + pV$$

(en la que U es la energía interna del sistema)
o bien bajo forma diferencial

$$dG = dU - TdS - SdT + pdV + Vdp$$

pero como por la combinación del 1er y 2º principio tenemos

$$dQ = TdS = dU + pdV \qquad (15)$$

queda $dG = SdT + Vdp$ de donde

convirtiéndose las ecuaciones (13) y (14) en la :

$$\frac{\partial \ln K}{\partial T} = \frac{1}{RT}\sum_{ij}\nu_j^{(i)} S_j^{(i)} + \frac{1}{RT^2}\sum_{ij}\nu_j^{(i)} G_j^{(i)} = \frac{1}{RT^2}\sum_{ij}\nu_j^{(i)}\left(U_j^{(i)} + pV_j^{(i)}\right)$$

y

$$\frac{\partial \ln K}{\partial P} = \frac{1}{RT}\sum_{ij}\nu_j^{(i)} V_j^{(i)}$$

en las que

$$\sum_{ij}\nu_j^{(i)} V_j^{(i)} = \Delta V$$

por representar el aumento de volumen del sistema a consecuencia del corrimiento del equilibrio, y

$$\sum_{ij}\nu_j^{(i)}\left(U_j^{(i)} + pV_j^{(i)}\right) = Q$$

por aplicación del principio de equivalencia, quedando finalmente

$$\frac{\partial \ln K}{\partial T} = \frac{Q}{RT^2} \qquad (16)$$

y

$$\frac{\partial \ln K}{\partial P} = \frac{\Delta V}{RT} \qquad (17)$$

expresiones estas (16) y (17) que junto con la (10), constituyen nuestro objeto.

Sentido físico de las expresiones de la constante de equilibrio en función de las variables de la ecuación de corrimiento del equilibrio

Vamos a interpretar las expresiones (10),(16) y (17) deducidas en el apartado anterior.

A) $$\sum_{ij}\nu_j^{(i)} \ln c_j^{(i)} = \ln K \qquad (10)$$

B) $$\frac{\partial \ln K}{\partial T} = \frac{Q}{RT^2} \qquad (16)$$

C) $$\frac{\partial \ln K}{\partial P} = \frac{\Delta V}{RT} \qquad (17)$$

CASO A .- Dicha ecuación (10) es ni más ni menos que la expresión de la ley de masas en forma logarítmica según BOLTZMANN, que relaciona directamente la constante del equilibrio fundamental (3) en función de la concentración de las especies químicas y de los coeficientes numéricos que rigen su intervención el él.

Este caso ha sido estudiado con todo detalle por numerosos autores, especialmente por TILLMANS, y proyectado en el estudio del karst por TROMBE y muchos otros después, (ver la expresión (1)), de manera que nos entraremos en detalles indicando únicamente que en la figura (1) adjuntamos ya debidamente calculadas las formas de dicha función para

nuestro equilibrio fundamental (3) expresadas en coordenadas aritméticas. Ellas representan la solubilidad de la caliza $CaCO_3$ en función de su pH o grado de acidez, para una presión correspondiente a la atmosférica y diferentes valores de temperatura (una para cada equilibrio) por lo que constituyen un haz de isotermas.

La circunstancia de que dichas funciones presenten un hábito curvo sin puntos de inflexión y con la concavidad orientada hacia regiones donde si dá la condición de insaturación, hizo a BÖGLI enunciar su teoría de la corresión por mezcla de aguas.

Efectivamente, la ley de las mezclas, viene representada por una recta de coordenadas aritméticas, de manera que si imaginamos que se produce la mezcla de dos aguas saturadas a idéntica temperatura pero con diferentes concentraciones (pontos A y B de la figura 2) el resultado estará cualquiera que sea la propoción de la mezcla dentro de la condición de insaturación.

Nos ha complacido extraordinariamente encontrar la morfología citada por BÖGLI en multitud de cavernas freáticas españolas, por lo que adjuntamos en la fotografía 1 un ejemplar de nuestra gran caverna freática OJO GUAREÑA, la mayor de nuestra geografía con 36 Km. de galerías exploradas hasta el presente (de los que solamente 32 Km. están topografiados).

CASO B .- La ecuación (16) relaciona la temperatura con la constante de equilibrio del sistema, y como se halla en forma diferencial, deberemos integrarla a presión constante separando ambas variables para poderla interpretar.

Si pasamos de logaritmos neperianos a decimales y utilizamos límites en la integración para evitar las constantes de difícil interpretación que nos aparecerían, llegamos finalmente a :

$$\log \frac{K_2}{K_1} = \frac{Q}{2,3R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \qquad (18)$$

que nos expresa que el aumento de la temperatura favorece las reacciones endotérmicas y viceversa.

Observando la forma de la función (18), se ve claramente que no se trata de una recta.

Construyendo dicha función gráficamente de manera de representar un haz de curvas en las que cada una de ellas suponga la condición de equilibrio (3) para valores dados de anhídrido carbónico libre equilibrante (CO_2 LE), llegamos a la figura 3 en la que puede observarse que dicho haz de curvas carece de punto de inflexión y presenta sus concavidades orientadas hacia la zona de insaturación de la misma.

En este caso por consiguiente también se reproduce la condición de insaturación cuando se mezclan dos aguas saturadas pero a diferentes temperaturas.

Efectivamente, hemos observado en la cavidad de OJO GUAREÑA, en algunas zonas situadas dentro de la fluctuación del nivel fréatico de la misma, la curiosa morfología que presentamos en la fotografía nº 2 y que interpretamos como sigue

Durante la estación pluviométrica, en los lugares donde las aguas de infiltración más frías lleguen rápidamente al nivel freático de manera que no hayan podido todavía adquirir la temperatura del enrejado, al ser más densas por ser más frías, resbalarán por la pared rocosa ya bajo el nivel freático, produciendo una especie de drenaje catabático (término meteorológico que explica un fenómeno semejante) que las hace entrar de lleno en la condición de insaturación al mezclarse con las aguas de la capa freática, resultando las corrosiones causantes de la morfología descrita.

En algunos de los lugares donde hemos observado de estas formas, hemos podido comprobar la rápida llegada de las aguas de infiltración circunstancia que nos ha inducido a proponer la citada génesis.

CASO C .- La ecuación (17) relaciona las variaciones de la constante de equilibrio (3) en función de la presión supuestra constante la temperatura.

Su forma que reproducimos aquí es :

$$\frac{\partial \ln K}{\partial P} = - \frac{\Delta V}{RT}$$

y nos indica que un aumento de presión, favorece las reacciones que van acompañadas de contracción y viceversa.

Su integración es difícil pues lo es también conocer la variación de volumen que ocasionan en el sistema las variaciones de la presión.

No obstante como en nuestro equilibrio (3) tenemos un gas que se disuelve en el agua (el CO_2), podemos aplicar la ley

de los gases perfectos en la que muy aproximadamente se tiene :

$$\Delta V = \frac{RT}{P}$$

valor que una vez reemplazado en la ecuación (17) la hace susceptible de integración inmediata bajo la condición de la constancia de la temperatura y con la oportuna separación de variables, encontrando :

$$\ln K = \ln p + C \qquad (19)$$

(en la que C es una constante de integración) y lo que es lo mismo

$$K = C \cdot P \qquad (20)$$

expresiones ambas (19) y (20) en las que se ve claramente que corresponden gráficamente a una recta que pasa por el origen.

Aquí pues no existe en absoluto condición de insaturación por mezcla.

No obstante las ecuaciones (19) y (20) nos dicen también que la constante de equilibrio varía en proporción directa a la presión. Esto implica que existe un mayor potencial disolutivo del agua con respecto a la caliza en condiciones freáticas profundas que someras.

A pesar de todo, y aunque podríamos extraer gran número de consideraciones téoricas basándonos en estas premisas, nos parece poco dialectico hacerlo por carecer de momento de comprobaciones prácticas.

Además bajo condiciones hidrodinámicas el comportamiento de la capa freática es más complejo de lo que parece, ya que no es la presión sino el gradiante hidráulico el que rige el movimiento del agua, y aunque por BERNOUILLE se deduce que en un conducto dado su presión disminuye a tenor de la velocidad de paso del agua en él, (lo que aparentemente según nuestra ecuación (20) se traduciría en entrar en condiciones de sobresaturación partiendo siempre del agua ya saturada), HOWARD demuestra exactamente lo contrario.

Para colmo, cuando el movimiento del agua llegue a hacerse turbulento, es muy posible que se originen fluctuaciones locales de presión en losfiletes de fluído, que si no dificiles de tratar teóricamente, son al menos francamente complicados de experimentar.

Finalmente no hay que olvidar nuanca la frecuencia con la que falla la intuición al interpretar fenómenos en la dinámica de fluidos, como lo demuestra el gran número de paradojas existentes, lo que obliga a la elección de modelos al experimentar que posean una exacta semejanza dinámica con el problema que deseamos estudiar, para evitar resultados erróneos.

Bibliografía

BÖGLI A. .- Mischungkorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungproblem, Erdkunde - Band XVIII. Bonn.

ERASO A. .- Mecanismos sobre la corrosión en el karst y su repercusión en la geodinámica kárstica. En prensa en Boletín Geológico y Minero. Madrid 1968.

EVERET D.H. .- Termodinámica química. 1 Vol. 231 p. Aguilar. Madrid 1964.

GLASSTONE S. .- Termodinámica para químicos 1 Vol. 637 p. Aguilar - Madrid 1960.

GLASSTONE S. .- Tratado de Química - Física. 1 Vol. 1.180 p. Aguilar - Madrid 1953.

HOWARD A.D. .- Process of Limestone Cave Development. International Journal of Speleology. Vol.1. p. 1-2. Weinheim.

PALACIOS J. .- Termodinámica y Mecánica Estadística - 1 Vol. 363 p. Madrid.

SCHOELLER H. .- Les Eaux Souterraines. 1 Vol. 642 p. Masson- Paris 1962.

SHAPIRO A.H. .- Formas y Flúidos. 1 Vol. 190 p. Universidad - Buenos Aires. 1965.

THOMSON M. .- Hidrodinámica Teórica. 1 Vol. 604 p. Aguilar - Madrid 1951.

TILLMANS J. .- Análisis de aguas potables e industriales. BERL-LUNGE-D'ANS. Métodos de análisis químico - industrial. T. II - 1ª Parte. Labor - Barcelona 1956.

ZEMANSKY M.W. .- Calor y Termodinámica. 1 Vol. 509 p. Aguilar - Madrid 1961.

Discución :

J. CORBEL (Caluire) : Roques a noté la sous-saturation d'un grand nombre de sources et résurgences karstiques. Votre courbe (1), d'après lui, est inexacte légèrement, dans ce domaine de température et teneur et, à ne pas utiliser ici. Le problème des dépôts des sources pétrifiantes n'est pas résolu le plus souvent par ces équations.

ERASO .- La exposición anteriormente hecha sobre la insaturación del agua en la capa freática, se remite exclusivamente a los aspectos teóricos bajo el punto de vista termodinámico que dicho problema implica. Se trata, por consiguiente, de una aportación puramente teórica, que complementa las observaciones prácticas, sabiamente dadas por Boegli con anterioridad. Como el planteamiento, repetimos, es general y teórico, entendemos que no puede ser aplicado a ningún problema particular, si no después deuna buena serie de observaciones, realizadas in situ. Por consiguiente, cuantas disgresiones tengamos aqui, relativas al caracter de subsaturación o incrustante de numerosas surgencias, no puede ser abordado si no después de las oportunas observaciones de cada caso en particular.

H. PALOC (Montpellier) - Je voudrais connaître le point de vue de M. ERASO sur les possibilités de dissolution dans la zone des calcaires qui se trouve constamment sous le niveau statique (zone noyée permanente), en application des formules théoriques proposées ici.

Nous constatons, dans les analyses chimiques périodiques des eaux de la Fontaine de Vaucluse, que les plus fortes minéralisations se rencontrent dans les périodes d'étiage : une telle constation pourrait faire penser que c'est en dehors des périodes d'apport que s'élèvent les minéralisations, réduisant ainsi le rôle des échanges thermiques?

ERASO .- En función de las ecuaciones termodinámicas deducidas en mi anterior exposición, hemos visto que en principio, la presión presenta una función lineal con relación a la disolución del CO_3Ca en el agua. Por consiguiente, bajo este concepto, la corrosión por mezcla no parece posible.

Sin embargo, y tratando de responder a su pregunta sobre las posibilidades de disolución en la zona permanentemente inundada, me permito recordar al Sr. Paloc, los interesantes trabajos realizados por una parte, por el Sr. Howard, relativos a la importante influencia que juega el gradiente hidraúlico en la disolución de la caliza y subsiguiente amplicación de conductos freáticos, y por otra, las opiniones de Sokolov, que si bien diferencia una zona freática profunda de una somera, él es partidario de suponer que la zona de formación de las cavernas se instala preferentemente en la zona freática somera. Nosotros, personalmente, preferimos no emitir opinión alguna, en tanto no dispongamos de las suficientes observaciones sobre la cuestión.

Con relación a su observación de que las mayores mineralizaciones se presentan en las surgencias en el periodo de estiaje, nos permitimos indicarle que dicha observación está perfectamente de acuerdo con el caracter endotérmico de la solubilidad del CO_3Ca en el agua, es decir, que si no hay otros factores que intervengan, dicha solubilidad es mayor en frio que en caliente.

Hydrologische Probleme im Unac-Tal und Ergebnisse der speläologischen und hydrographischen Untersuchungen

OMER UZUNOVIC (Sarajevo / Jugoslawien)

Résumé :

Les problèmes hydrologiques dans la vallée Unac et résultats des recherches spéléologiques et hydrographiques

La vallée de la rivière Unac est prédisposée sur la plus longue partie par la faille NW - SW. Le côté gauche de son bassin versant est formé en général de roches imperméables, et sur ce côté Unac a ses affluents superficiels. Contrairement à ceci, le côté droit de son bassin versant est surtout formé de calcaire et se caractérise par l'absence de l'hydrographie superficielle. Outre que le drainage superficiel les eaux de la rivière Unac sont drainées souterrainement par gouffres et estavelles. Ceci est très marqué aux étiages, par suite de quoi à cette période l'eau traverse le lit de la rivière Unac seulement sur certaines sections à savoir de ces affluents.

Vu ce tel état pendant la période des étiages dans certaines parties de la vallée, ce qui est très marqué dans la vallée de Drvar, où se développe l'industrie, résulte la pénurie en eau.

Afin de pouvoir subvenir à cette région, l'Entreprise Energoinvest-Sarajevo en plus des travaux de prospections informatifs géologiques et géomorphologiques a effectué également des recherches étendues spéléologiques et hydrographiques. Ces recherches ont été organisées par l'Association Spéléologique de Bosnie & Hercégovine.

Il a été constaté au moyen de ces recherches, que par la faille en question - le cours d'eau au-dessus du sol Unac n'est pas seulement prédisposé sur une très longue section, mais son cours souterrain sur des sections encore plus étendues. Ce cours d'eau souterrain est drainé par source Crno vrelo située dans le lit de Unac à seulement 3 km en aval de son embouchure.

Le débit minimum de cette source est de 3,5 m3/sec. Egalement il a été constaté que sur le cours d'eau souterrain se trouve directement la grotte-estavelle Oštrica, sources périodiques dans la région de Crkvica et par une faille transversale et la source périodique de la Grotte Tito.

Par conséquent dans la région de Drvar - la prise d'eau pourrait s'effectuer en trois points : dans le site de Oštrica, dans la région de Crkvica à la gare du chemin de fer et dans l'endroit de la Grotte Tito.

De ce fait, il faut poursuivre les recherches ultérieures pour permettre de voir à fond sur la base des résultats obtenus, lequel de ces trois locaux est le meilleur et le plus économique pour poser la prise de l'eau souterraine.

Zusammenfassung :

Das Tal des Flusses Unac ist in seinem längsten Teil durch di Störung NW - SW vorgezeichnet. Die linke Seite seines Einzugsgebietes besteht hauptsächlich aus wasserundurchlässigen Fels, so daß der Fluß Unac alle seine Oberflächenzuflüsse auf dieser Seite hat. Die recte Seite seines Einzugsgebietes dagegen besteht hauptsächlich aus Kalkstein und ist daher durch Abwesenheit einer Oberflächenhydrographie gekennzeichnet. Das Wasser des Flusses Unac wird zum Teil unterirdisch durch Ponore und Speilöcher abgeleitet. Dies ist besonders bei niedrigem Wasserstand bemerkbar, infolgedessen fließt in dieser Zeit durch das Flußbett des Unac nur stellenweise Wasser, und zwar von seinem Zuflüssen her. Demzufolge kommt es in Zeiten niedrigen Wassestands in einzelnen Teilen des Tales zu Wassermangel, was besonders im Drvar-Kessel, wo sich die Industrie immer mehr entwickelt , unangenehme Folgen hat.

Um dieser Gegend zu helfen, hat die Firma ENERGOINVEST, Sarajevo, außer informativen geologischen und geomorpholo - gischen Forschungsarbeiten auch umfangreiche speläologische une hydrographische Untersuchungen durchgeführt. Die speläologischen Untersuchungen hat die speläologische Gesellschaft von Bosnien und der Herzegowina organisiert.

Durch diese Untersuchungen wurde festgestellt, daß durch die vorhergenannte Störung auf lange Strecken sowohl der oberirdische als auch in einigen Teile der unterirdische Lauf des Flusses Unac vorgezeichnet ist. Dieser unterirdische Lauf wird durch die Quelle "Crno vrelo", welche sich im Flußbett des Unac nur 3 km oberhalb der Mündung befindet, entwässert. Der Minimaldurchfluß dieser Quelle beträgt 3,5 m3/sec. Ferner wurde festgestellt, daß sich an dem erwähnten unterirdischen Lauf unmittelbar die Speiloch-Höhle Oštrica und die periodischen Quellen in der Gegend von Crkvica, sowie durch eine Querstörung mittelbar verbunden auch die periodische Quelle der Tito-Höhle befinden.

Demgemäß könnte im Bereich von Drvar die Fassung des unterirdischen Wassers an drei Stellen durchgeführt werden und zwar: in der Gegend von Ostrica, in der Gegend von Crkvica, (Bahnstation Ostrica) und in der Gegend der Tito-Höhle.

Man müßte demzufolge die Untersuchungen fortsetzen, um auf Grund der erhaltenen Ergebnisse feststellen zu können, welche von diesen drei Örtlichkeiten die günstigste und wirtschaftlichste für die Fassung des unterirdischen Wassers ist.

1. Vorwort:

Der Fluß Unac entsteht in seinem Quellbereich aus den Bächen Sator und Mlin, welche ihre Quellen ca. 1480 m ü.d. Meeresspiegel auf den nordwestlichen Abhängen des Sator-Gebietes haben. Der Quellbereich des Flusses Unac ist normal verzweigt in einer Region, welche aus Triasdolomit besteht und genügende Wassermengen auch in der Trockenzeit abgibt. Bei niedrigen Wasserständen verliert sich jedoch das gesamte Wasser im Flußbett in der Gruppe der Abgründe "Pojilo" (Beilage 1). Flußabwärts von dieser Gruppe befinden sich noch weitere Abgründe (Ponore) oder Speilöcher im Flußbett des Unac, durch welche die unterirdische Entwässerung erfolgt, so daß der Fluß Unac bis zum Crno Vrelo, inder Nähe der Mündung, auf längere Strecken nur periodisch fließt. Bei niedrigen Wasserständen fließt im Flußbett des Unac nur in einzelnen Abschnitten Wasser, und zwar von seinen Zuflüssen her.

Alle größeren Oberflächenzuflüsse des Flusses Unac fließen von seiner linken Seite zu, von Gebieten, die aus Triasdolomit, Sandstein und Schiefer, Neogenmergel und Ton und in geringerem Maße aus Kreidekalkstein bestehen. Diese größeren Zuflüsse sind: Gudaja, Ljeskovica, Visocica, Drvara und Bastasica. Nur der Fluß Bastasica entspringt aus einer starken Karstquelle, während alle anderen ihren Quellbereich in Gebieten haben, die aus Triasdolomit und Sandstein bestehen.

Während an der linken Seite des Flusses Unac ein normal verzweigtes hydrographisches Oberflächennetz besteht, ist an der rechten Seite, die hauptsächlich aus Kalkstein besteht, die Abwesenheit einer Oberflächenhydrographie zu bemerken. Fast das gesamte Wasser wird in diesem Teil des Sammelgebietes unterirdisch abgeführt. Im übrigen ist das Flußtal des Unac sehr vielfältig zusammengesetzt. Es besteht aus mehreren Kesseln, Gräben und Schluchten. Von der Gruppe der Abgründe (Ponore) "Pojilo" bis zu seiner Mündung in den Fluß Unac kann man den Zupa-, Zupica-, Prekaja-, Mokronoge und Drvar-Kessel unterscheiden. Diese Kessel sind untereinander durch Schluchten, von denen einige epigenetischen Charakter haben, getrennt. Im Unac-Tal unterhalb des Drvar-Kessels sind keine größeren Talerweiterungen vorhanden, da das Flußtal in diesem Gebiet in Kreidekalkstein und Juradolomit eingeschnitten ist, so daß es hauptsächlich schluchtartigen Charakter hat.

Der Boden der erwähnten Kessel besteht hauptsächlich aus Neogensedimenten - Mergel und Ton. Diese Sedimente stehen nicht nur in direkter Verbindung mit dem Kreidekalkstein, aus welchem genannte epigenetische Schluchten bestehen, sondern auch mit anderen, älteren Bildungen. Der epigenetische Charakter einiger dieser Schluchten weist zweifellos darauf hin, daß sich die erwähnten Neogensedimente früher in wesentlich größerer Höhenlage befunden haben. Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist in einzelnen Kesseln erheblich. Im Drvar-Kessel beträgt sie an einigen Stellen mehr als 250 m.

Im Flußtal sind nur die Kessel etwas mehr besiedelt. Da der Drvar-Kessel die größte Oberfläche umfaßt und eine günstigere geographische Lage hat, ist er am dichtesten besiedelt und hier befindet sich auch fast die gesamte Industrie des Unac-Tales. Ebenso liegt in diesem Kessel auch die einzige Stadt dieses Bereiches, nämlich Drvar. Da jedoch, wie schon gesagt, der grösste Teil des Wassers bei niedriegem Wasserstand unterirdisch aus dem Einzugsgebiet abfließt, ist der Drvar Kessel im Sommer sehr wasserarm. Das Wasser kann den Bedarf der vorhandenen Industrie nicht befriedigen und dieses Problem wird noch verschärft durch das Streben nach weiterer Entwicklung der Industrie.

Die Gesamtfläche des Einzugsgebietes des Flusses Unac beträgt ungefähr 1050 km^2 und die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe 1290 mm. Da der durchschnittliche Jahresdurchfluß des Unac an der Mündung 30.3 m^3/sec beträgt, ist der Koeffizeint des Oberflächenabflusses 0,71.

Die Fläche des Einzugsgebietes des Flusses Unac oberhalb von Drvar beträgt ungefähr 500 km^2 und der durchschnittliche Jahresniederschlag ebenfalls 1290 mm, so daß bei einem Koeffizienten des Oberflächenabflusses von 0,71 der durchschnittliche Jahresdurchfluß in Drvar ca. 15 m^3/sec betragen sollte.

Da jedoch der größte Teil des Wassers unterirdisch entwässert wird, beträgt der durchschnittliche jährliche Oberflächendurchfluß in Drvar beträchtlich weniger. In der Zeit niederigen Wasserstandes kommt es zu Wassermangel. Dann durchfließt das Flußbett bei Drvar nur insgesamt ca. 25 % der verfügbaren Wassermenge. Der Rest von 75 %, bzw. bei diesem Wasserstand ca. 1 m^3/sec. Wasser, wird unterirdisch entwässert. Durch Färben der

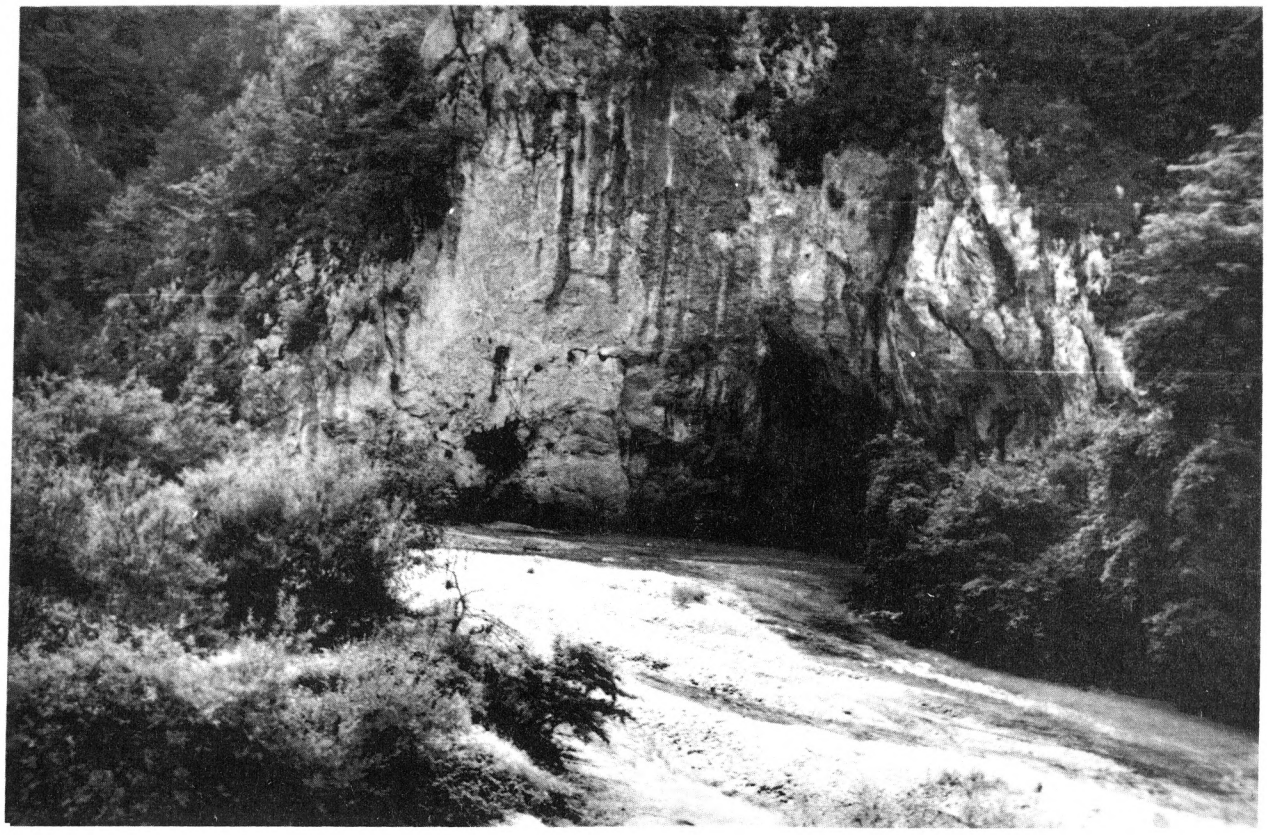


Bild 1: Die Quelle "Crno Vrelo"

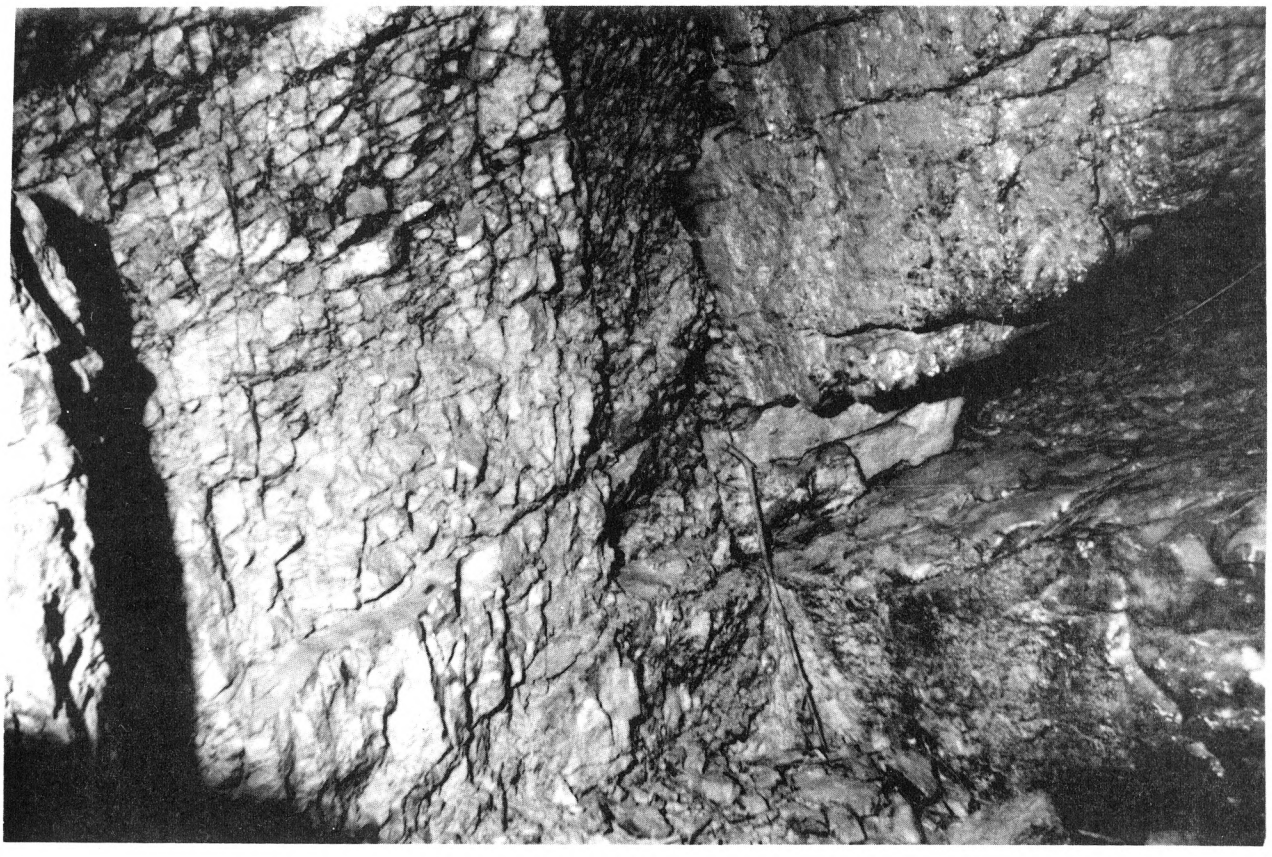
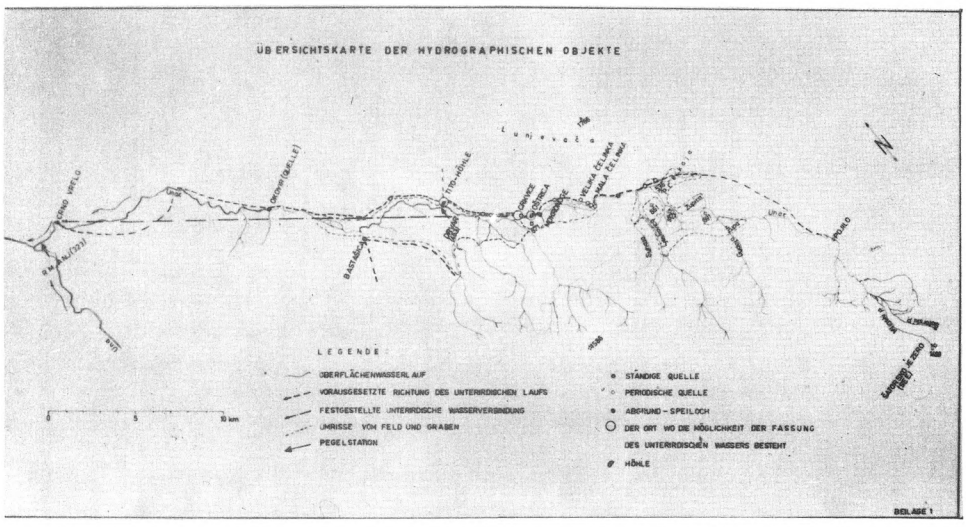
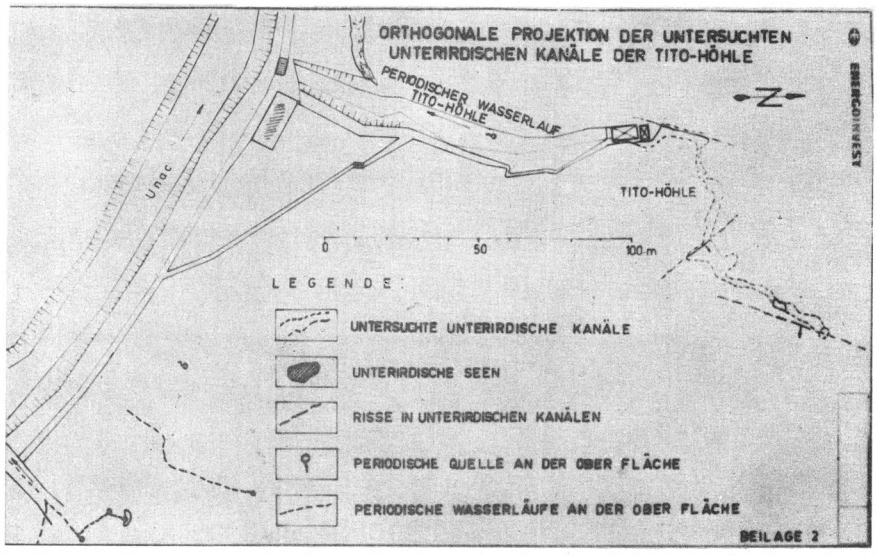


Bild 2: Nordwestliche Seite des Hauptkanals der Höhle Ostrica, welcher in der tektonischen Zone ausgebildet ist. Die Öffnung des Nebenkanals ist sichtbar.



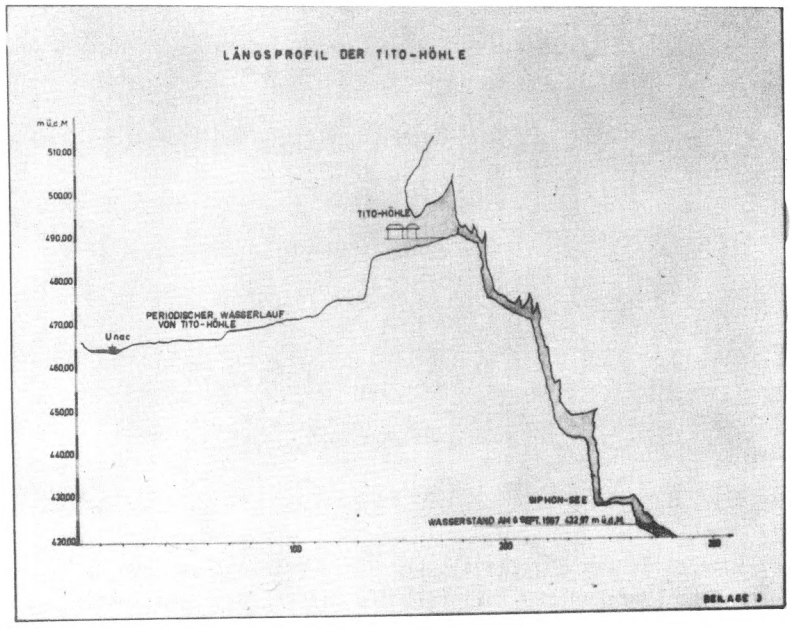
Beilage 1;

Übersichtskarte der hydrographischen Objekte



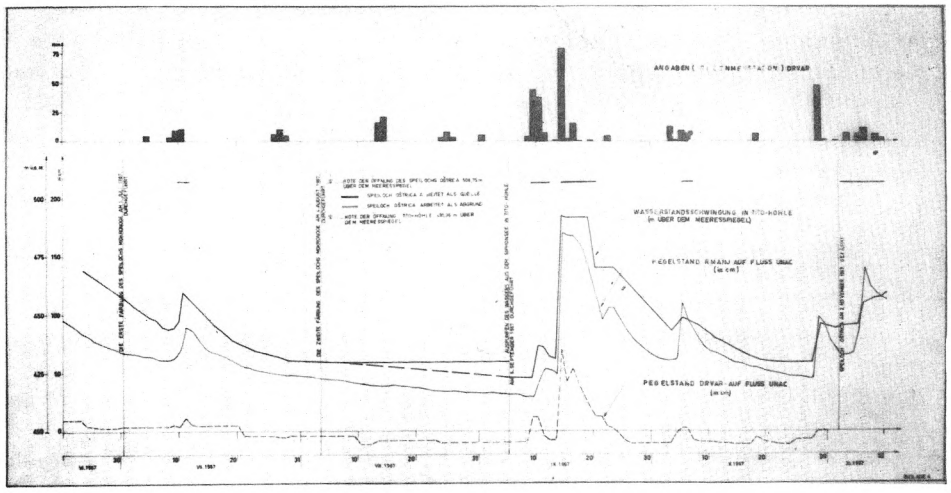
Beilage 2;

Orthogonale Projektion der untersuchten unterirdischen Kanäle der Tito-Höhle



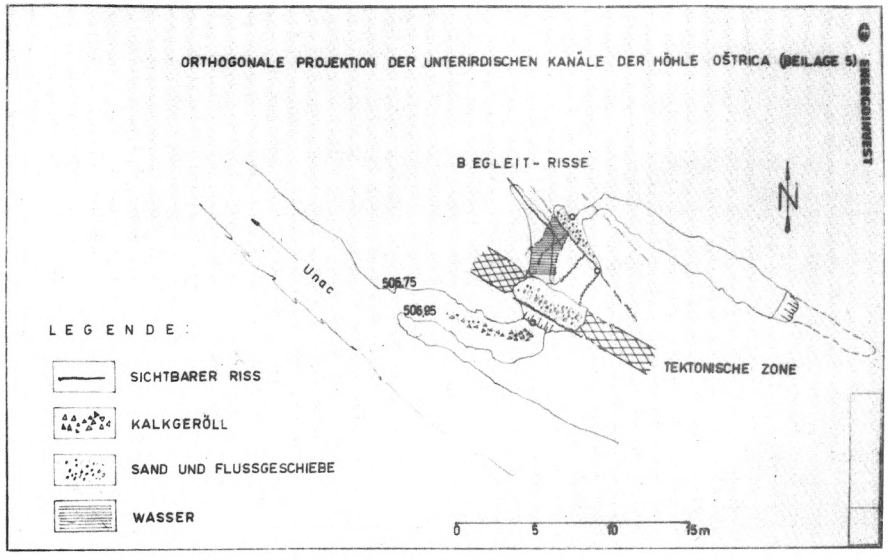
Beilage 3;

Längsprofil des unterirdischen Kanals der Tito-Höhle.



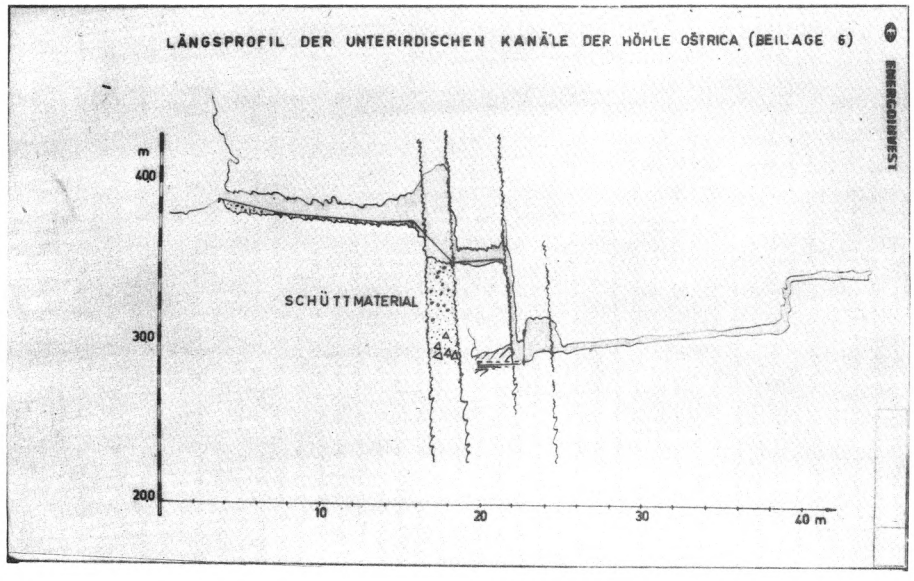
Beilage 4;

Wasserstandsschwingungen in der Tito - Höhle und am Fluß Unac.



Beilage 5;

Orthogonale Projektion der untersuchten unterirdischen Kanäle der Höhle Oštrica.



Beilage 6;

Längsprofil der unterirdischen Kanäle der Höhle Oštrica.

unterirdischen Wasserverbindungen wurde festgestellt, daß dieses Wasser an der Quelle "Crno vrelo" hervorquillt, welche sich im Flußtal des Unac ca. 3 km oberhalb seiner Mündung befindet. Der mehrjährige Minimaldurchfluß dieser Quelle beträgt 3,5 m^3/sec. und der beobachtete Minimaldurchfluß betrug im Laufe des hydrologischen Jahres 1966/67 5 m^3/sec. Um dieser schwach entwickelten Region zu helfen und um Möglichkeiten zu finden, das unterirdische Wasser zu fassen, hat die Firma Energoinvest, Sarajevo, außer geomorphologischen und geologischen informativen Untersuchungen, deren Ergebnisse im großen und ganzen schon früher beschrieben worden sind, auch umfangreiche speläologische und hydrographische Untersuchungen ausgeführt.

2. Speläologische Untersuchungen:

An speläologischen Arbeiten wurde die Untersuchung der Tito-Höhle und der Höhle des Speilochs Ostrica durchgeführt.

2.1. Tito-Höhle

Die ersten Untersuchungen der Tito-Höhle wurden im Laufe des Jahres 1938 für den Bedarf der Wasserversorgung der Eisenbahn durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden nicht veröffentlicht, aber nach den vorgefundenen Holzleitern und Gerüsten ist ersichtlich, daß sie die Untersuchung des Hauptkanals dieser Höhle bis zum Syphonsee erfaßten. Die weiteren Untersuchungen dieser Höhle, ebenfalls bis zum Syphonsee wurden von Dusan Dukić (1) durchgeführt.

Die Tito-Höhle befindet sich fast direkt in der Stadt Drvar, an der rechten Seite des Unac-Tales 491,36 m über dem Meeresspiegel. Der Eingang befindet sich auf ca. 25 m relativer Höhe oberhalb des Flusses Unac, d h. in der Höhe der fluvialen Terrasse, die an einigen Stellen des Unac-Tales ersichtlich ist, so daß diese Höhle früher als Speiloch funktionieren konnte.

In der heutigen Phase, wo das Flußbett 25 m niedriger liegt, reicht das Wasser nicht mehr bis zur Höhlenöffnung und diese funktioniert nur mehr als periodische Quelle.

Alle untersuchten unterirdischen Kanäle dieser Höhle sind durch Klüfte prädisponiert und im cenomanischem Kalkstein eingeschnitten.

Die höchst- und niedrigstgelegenen Horizonte der unterirdischen Kanäle sind durch die Störung der annähernden Richtung NS-SW und durch die tektonische Hauptkluft in annähernder Richtung NW-SW (Beilage 2) vorgezeichnet. Die Hauptrichtung des unterirdischen Kanals dieser Höhle erstreckt sich auch annähernd nach Nordost.

Unter Rücksicht darauf, daß die Kanäle dieser Höhle teilweise nach dem Fallen und teilweise nach dem Streichen der Klüfte eingeschnitten sind, können am Längsprofil (Beilage 3) des unterirdischen Kanals dieser Höhle gemäß den verschiedenen Fallhöhen, sieben Teile des unterirdischen Kanals unterschieden werden. Die Teile des unterirdischen Kanals mit geringem Gefälle sind längs dem Streichen und die mit größerem Gefälle längs den Klüften eingeschnitten. Dies ist besonders charakteristisch in den niedrigeren Horizonten der unterirdischen Kanäle der Höhle. Der fünfte unterschiedliche Teil des unterirdischen Kanales, welcher nach dem Verlauf der Kluftrichtung NNS-SSW eingeschnitten ist, hat auf 9 m seiner reduzierten Länge ein Gesamtgefälle von nur 1 Meter.

Der sechste Teil des unterirdischen Kanals, welcher in der Fallrichtung derselben Kluft auf insgesamt 3 m der reduzierten Länge eingeschnitten ist, hat ein Gefälle von ca. 15 Metern. Dieser Teil des unterirdischen Kanals endet in einer Vertiefung, in welcher sich der Syphonsee befindet.

Diese Vertiefung ist in der Zeit entstanden, als diese Höhle als Speiloch, bzw als Ponor funktionierte, und große Wassermengen aus dem Fluß Unac diesen steilsten Teil des unterirdischen Kanals hinab als Wasserfall stürzten und hier eine größere Grube aushöhlten. Nach dem Auspumpen des Wassers aus dem vorerwähnten Syphonsee am 6.9.1968 bestand die Möglichkeit des Zutritts in den siebenten, niedrigsten Teil des untersuchten unterirdischen Kanals der Tito-Höhle. Dieser Teil ist längs dem Verlauf der genannten Kluft vertieft, so daß er relativ sanft ins Innere abfällt. An seinem nordwestlichen Ende und bei niedrigsten Wasserständen, findet man unterirdisches Wasser in Form eines Sees, welcher sich, wie auch dieser Teil des unterirdischen Kanals, in Richtung NNS ausdehnt. In dieser Richtung vergrößert sich auch seine Tiefe, so daß er in einer Entfernung von nur 3,5 m eine Tiefe von 5,5 m erreicht. Da der unterirdische Kanal auch weiter nach NNS abfällt, füllt das unterirdische Wasser nur etwas weiter vom vorhergenannten Ort den Kanal im gesamten Querprofil aus. Der Wasserstand dieses unterirdischen Wassers oszilliert und in dem Niveau, wo sich das Wasser am längsten aufgehalten hat, haben sich im Kalkstein schöne "Stollen" entwickelt.

Die morphologische Entwicklung der unterirdischen Kanäle erfolgte stufenweise, weshalb sich im Längsprofil der Höhle drei steilere und vier sanfter geneigte Abschnitte befinden. Die genannten Klüfte wurden durch Kalklösung erweitert und die erweiterten Teile stehen untereinander in Verbindung. In der Anfangsphase flossen durch die wenig erweiterten Klüfte geringere Wassermengen, und später, mit der Verbreitung der Klüfte, konnten auch größere Mengen durchfließen, so daß neben dem chemischen Prozess auch die mechanische Arbeit des Wassers mehr zur Wirkung kommen konnte. Infolgedessen wurden an mehreren Stellen in den eingeengten Teilen die Seiten der unterirdischen Kanäle durch das Wasser abgeschliffen.

Gleichzeitig mit der Untersuchung der Tito-Höhle und der Verringerung des Wasserstandes längs des unterirdischen Kanals wurde ein provisorischer Pegel aufgestellt. An den steileren Teilen sind geeichte Stahlseile und an den sanfteren Teilen Meßlatten von 1 bis 2 mnHöhe angebracht. An der Ausgangsöffnung der Höhle ist ein Pegel von 1 m Höhe, dessen Spitze sich auf Kote 492,36 befindet, aufgestellt und im niedrigsten Teil der Höhle ein Pegel von 2 m Höhe, dessen Nullpunkt sich 422,36 m ü.d. Meeresspiegel befindet.

Anläßlich der Entnahme von Wasserproben aus der Höhle, während der Untersuchungen der unterirdischen Wasserverbindungen, sowie auch während der speläologischen Untersuchungen wurden Beobachtungen des Wasserstandes in der Höhle durchgeführt (Beilage 4).

Zur Zeit dieser Beobachtungen und in Abhängigkeit von den Niederschlägen war der Wasserstand einige Male im Sinken oder im Steigen begriffen.

Während dieser Beobachtungen konnte man feststellen, daß in höheren Horizonten der unterirdischen Kanäle die Schwankungen des Wasserstandes 1 bis 3 m täglich und in niedrigeren Horizonten nur 2 - 3 cm täglich betrugen. Das Anwachsen des Wasserstandes war ebenfalls verschieden: in niedrigeren Horizonten langsam, in mittleren Horizonten sehr schnell und in den höchstgelegenen Horizonten der unterirdischen Kanäle etwas verlangsamt. Das schnellste Anwachsen des Wasserstandes wurde am 15.9.1967 vermerkt, als er binnen 24 Stunden um 61 Meter anstieg.

In der Beilage 4 wurden die graphische Darstellung der Wasserstandsschwankungen in der Tito-Höhle am Fluß Unac bei Drvar und beim Kloster Rmanj unterhalb der Quelle "Crno Vrelo" sowie Angaben über Niederschläge gesammelt, von den Regenmeßstationen in der Zeit vom 20.6. bis zum 10.11.1967 gegeben. Diese Angaben wiesen darauf hin, daß obenerwähntes Anwachsen des Wasserstandes in der Tito-Höhle durch große Niederschläge am Ende der ersten und im Laufe der zweiten Dekade des Monats September 1967 verursacht wurden. Am 15. September im Drvar wurde 78 mm Regen registriert, gleichzeitig erfolgte auch die Erhöhung des Wasserstandes am Fluß Unac bei beiden genannten Pegelstationen. Ferner ist auch ersichtlich, daß im Monat August, sobald der Wasserstand im Syphonsee stagniert, der Wasserstand in den niedrigsten Horizonten der unterirdischen Kanäle der Tito-Höhle auch weiter sehr langsam sinkt, annähernd 2 - 3 cm pro Tag. Die Denivellation des unterirdischen Wasserstandes in der Tito-Höhle betrug in der Zeit der Beobachtung insgesamt 69,28 m. Gerade am 10. September 1967 war um 10.10 h der Wasserstand in der Tito-Höhle am niedrigsten, nämlich auf Kote 422,28 m ü.d.M., und am 15. September des gleichen Jahres um 7.30 h am höchsten, und zwar auf der Kote 491,96 m ü.d.M.

Dieses langsame Sinken des Wasserstandes in den niedrigsten Horizonten des Kanales, weist zweifellos auf ihre große Ausdehnung hin, bzw. auf die große Retension des unterirdischen Wassers. Wie aus genannter Beilage ersichtlich, war auch während der ganzen Trockenperiode die Abflußmenge von Crno vrelo bzw. des Flusses Unac unterhalb von Crno vrelo sehr beträchtlich.

Im Inneren der Tito-Höhle befinden sich viele periodische Quellen und Speilöcher, welche hauptsächlich mit den schon genannten Klüften verbunden sind. Nur in den Mittelhorizonten der unterirdischen Kanäle, und zwar in den erweiterten Teilen der Höhle, befindet sich Sinterschmuck. In den eingeengten unterirdischen Kanälen oberhalb und unterhalb der Etage befindet sich kein Sinterschmuck, da an diesen Stellen eine größere Wasserzirkluation besteht, so daß die Seiten dieser unterirdischen Kanäle durch das Wasser abgeschliffen sind. Eine Ausnahme machen die kaskadenartig angeordneten Wasserbecken im niedrigsten, abgetrennten siebenten Teil des unterirdischen Kanals dieser Höhle.

2.2. Höhle - Speiloch Ostrica

Die Höhle - Speiloch Ostrica befindet sich in der gleichnamigen Schlucht ca. 5 km oberhalb von Drvar am rechten Ufer des Flusses Unac auf der Kote 506,75 m ü.d.M. Die Öffnung dieser Höhle und ihr unterirdischer Hauptkanal mit einer Länge von 15 m ist in den Kreidekalkstein längs des Diastroms eingeschnitten. Dieser Teil des Kanals zeichnet sich durch sanftes Abfallen nach dem Höhleninneren zu aus. Am 14 Meter von der Öffnung fällt der Kanal fast senkrecht ins Höhleninnere ab. Dieser Teil des Kanals ist in Richtung der Kluft zwischen zwei Verwerfungsflächen in Mylonitbreccie ausgetieft. In seinem unteren Teil ist dieser fast vertikale, unterirdische Kanal durch abfallendes Material zugeschüttet. Seine Seiten sind längs genannter Verwerfungsflächen durch Wasser abgeschliffen, woraus hervorgeht, daß früher, vor der Zuschüttung, durch diesen Kanal unterirdisches Wasser zirkulierte.

In der heutigen Phase wickelt sich die Wasserzirkulation durch zwei relativ enge, unterirdische Sekundärkanäle ab, durch einen, bei dem sich die Öffnung auf der Ebene des heutigen Bodens des genannten unterirdischen Hauptkanals befindet, und durch den Zweiten (Bild 2), bei dem sich die Öffnung ca. 2 m oberhalb dieses Bodens befindet. Durch diese größere Öffnung geht die Wasserzirkulation langsamer vonstatten. Es wird vermutet, daß das Volumen des Schüttmaterials ca. 45 m^3 beträgt. Dieses Material enthält außer Kalksteinblöcken auch Sand, schön geschliffene Kiesel und Schlamm mit verschiedenen Abfällen. Laut dieser Qualifikation kann auch seine Abstammung angegeben werden: die Kalksteinblöcke und Trümmer sind Schuttmaterial von den Seiten und der Decke des Kanals, der Sand und die Gerölle stammen aus den niedrigeren Horizonten der Höhle und der Schlamm mit verschiedenen Abfällen aus dem Fluß Unac. Aushub und Transport dieses Materials entwickelten sich sehr langsam, da sich diese Höhle im unzugänglichen Gebiet befindet, so daß diese Arbeiten überhaupt nicht mechanisiert werden konnten. Deshalb haben die Speläologen den obenerwähnten niedrigeren unterirdischen Sekundärkanal erweitert und sich durch diese Erweiterung eine begleitende Kluft in die niedrigeren Horizonte der unterirdischen Kanäle dieser Höhle bis zu einer größeren Ansammlung des unterirdischen Wassers, nämlich dem See, herabgelassen. Neben diesem, fast senkrechten und durch einen Aushub erweiterten Kanal, zweigt von diesem See ein schön geformter unterirdischer Kanal in südöstlicher Richtung ab. Durch diesen Kanal zirkuliert das Wasser auch periodisch, und zwar hauptsächlich in Richtung des erwähnten Sees. Der See erstreckt sich in Richtung des fast senkrechten, unterirdischen Hauptkanals, der durch eine Störung prädisponiert ist. Der See wird in dieser Richtung tief ins Innere hineingezogen, aber die Decke ist sehr niedrig, und zwar im Niveau des Wasserspiegels beim niedrigsten Wasserstand.

Der Versuch, das Wasser aus dem See durch Handpumpen auszupumpen, war nicht erfolgreich und die Pumpen mit Elektromotor konnten wegen der Unzugänglichkeit des Terrains nicht verwendet werden. Um bis zum unterirdischen Hauptkanal kommen zu können, haben die Speläologen den Aushub unmittelbar oberhalb des Sees begonnen. Auf diese Weise wurde die sichtbare Oberfläche des Sees auf mehr als 6 m^2 vergrößert, aber wegen des raschen Anstiegs des Wasserstandes, mußte der weitere Aushub nur o,5 m vom unterirdischen Hauptkanal entfernt eingestellt werden. Die Seitenwände des Sees sind durch die Arbeit des Wassers sehr abgeglättet, da nach der erwähnten Zuschüttung im unterirdischen Hauptkanal sich fast die ganze Wasserzirkulation in dieser Höhle durch den See abwickelt. Deshalb ist es nicht wahrscheinlich, daß der unterirdische Hauptkanal unter dem Niveau des Sees zugeschüttet ist und man sollte den weiteren Aushub, bzw. die Untersuchung dieser Höhle fortsetzen. Auf diese Weise könnte man sicher bis zu dem unterirdischen Wasser kommen, das durch den unterirdischen Kanal in den niedrigsten Horizonten der Höhle, der durch die Störung der Richtung NW-SS prädisponiert ist, abgeführt wird. Durch diese Störung ist gleichzeitig der fast senkrechte unterirdische Hauptkanal dieser Höhle vorgebildet.

In den untersuchten unterirdischen Kanälen des Speiloches Ostrica ist kein Tropfsteinschmuck vorhanden, da durch fast alle Kanäle das Wasser periodisch zirkuliert, so daß an vielen eingeengten Teilen die Seiten des Kanals durch das Wasser geglättet sind.

Die größte Breite hat der fast senkrechte, unterirdische Hauptkanal dieser Höhle, aber er ist in die tektonische Zone eingeschnitten, so daß seine südöstliche und nordwestliche Seite, sowie die Decke mylotinisiert wurden und der Tropfsteinschmuck wegen dauernden Abbrechens der einzelnen Stücke dieser Breccie nicht gehalten werden kann.

3. Untersuchungsergebnisse der unterirdischen Wasserverbindungen:

Parallel mit den speläologischen Untersuchungen wurden Untersuchungen der unterirdischen Wasserverbindungen durchgeführt; zweimal am Speiloch Mokronoge und einmal am Speiloch Ostrica. Diese Arbeiten wurden durch Färben, d. h. durch Schüttung von Natriumfluoreszein in das versinkende Wasser ausgeführt.

Die erste Färbung des Speilochs Mokronoga, welches sich im Flußbett des Unac unmittelbar oberhalb der Schlucht Ostrica befindet, erfolgte am 1. Juli 1967 mit 30 kg Farbe in der Zeit, als dieses als Ponor mit einem Durchfluß von ca. 250 l/sec funktionierte. Der Wasserstand sank ständig bis zum 12. Juli. An diesem Tag erhöhte sich die Durchflußmenge des Wassers auf 300 l/sec infolge von Niederschlägen. Am 13 Juli begann sodann das Speiloch Ostrica als Quelle mit einem Durchfluß von ca. 1 m^3/sec zu arbeiten, so daß dort getärbtes Wasser mit einer Konzentration von 200 bis 2 mg/m^3 erschien.

Auch im Inneren der Tito-Höhle erfolgte eine bedeutsame Zunahme des Wasserstandes. Aus den aus dieser Höhle entnommenen Wasserproben wurden durch Analyse Farbspuren mit einer Verdünnung von mehr als $1 : 1 \times 10^{11}$ ermittelt. An der Quelle "Crno vrelo", die sich im Flußbett des Unac ca. 3 km oberhalb seiner Mündung befindet, ist gefärbtes Wasser am 26. Juli 1967 aufgetreten.

Die zweite Färbung des Speiloches Mokronoge erfolgte am 4. August 1967 mit 19 kg Natriumfluoreszein bei einer Abflußmenge des Flusses von nur ca. 50 l/sec. Nach dem Färben erfolgte keine merkbare Erhöhung des Wasserstandes, so daß das gefärbte Wasser weder im Speiloch noch in der Tito-Höhle zum Vorschein kam. Eine geringere Erhöhung des Wasserstandes erfolgte erst am 10. September, aber wahrscheinlich ist bis dahin das gefärbte Wasser aus dem Speiloch unterirdisch unterhalb der Tito-Höhle abgeflossen. Am 3. September nämlich ist gefärbtes Wasser im Crno vrelo ausgetreten, 22 km flußabwärts der Tito-Höhle.

Die Färbung des Speilochs Ostrica erfolgte am 2. November 1967 mit 55 kg Farbe in der Zeit, als dieses Speiloch als Ponor mit einer Abflußmenge von ca. 250 l/sec funktionierte. Bis zum 5. November verminderte sich die Abflußmenge auf 100 l/sec. Infolge von Niederschlägen hat sie sich jedoch am 6. November 1967 wieder auf ca. 3,4 m^3/sec erhöht. Am gleichen Tag begannen die periodischen Quellen zu arbeiten, die sich ebenfalls in der Ostrica-Schlucht unterhalb des gefärbten Speiloches in der Gegend von Crkvice befinden, und am selben Tag begann gefärbtes Wasser aus diesen Quellen hervorzusprudeln. An diesen Quellen trat das gefärbte Wasser so lange auf, bis sie zu funktionieren aufhörten, d.h. bis zum 15.11.1967. Erst am 21. November des gleichen Jahres hat sich gefärbtes Wasser auch an der Quelle "Crno vrelo" gezeigt. An dieser Quelle sind insgesamt 41 kg Farbe ausgetreten.

4. Schluß:

Die durchgeführten Untersuchungen der unterirdischen Wasserverbindungen haben die Verbindung des Speiloches Mokronoge mit der Quelle "Crno vrelo" bewiesen. Durch diesen unterirdischen Lauf wird Wasser aus dem Niederschlagsgebiet des Oberlaufs des Flusses Unac abgeführt. Es wurde schon erwähnt, daß dieser Lauf durch die Längsstörung in Richtung NW-SS vorgezeichnet ist und daß er unterirdisch bei niedrigsten Wasserständen mit durchschnittlich mehr als 1 m^3/sec entwässert wird. Mittels der durchgeführten Färbungen wurde festgestellt, daß sich an diesem unterirdischen Lauf unmittelbar das Speiloch Ostrica und die periodischen Quellen in der Gegend von Crkvice befinden. Mittelbar, durch die Störung, ist an diesen unterirdischen Lauf auch die Tito-Höhle angeschlossen.

Auf Grund der bisher ausgeführten speläologische, hydrographischen und allgemein geomorphologischen Untersuchungen könnte demgemäß die Fassung des unterirdischen Wassers im Bereich Drvar an drei Stellen durchgeführt werden und zwar: in der Gegend der Tito-Höhle, in der Gegend des Speilochs Ostrica und in der Gegend von Crkvice bei der Bahnstation Ostrica. Alle diese Örtlichkeiten wurden nicht ganz und auch nicht in gleicher Weise untersucht. Nur in der Tito-Höhle ist die Kote des unterirdischen Wasserniveaus bei niedrigstem Wasserstand im Jahre 1967 festgestellt worden, für die anderen zwei Örtlichkeiten jedoch ist mit Grund zu erwarten, daß sich der Wasserlauf auf etwas größerer Höhe befindet. Demnächst sollen weitere Untersuchungen folgen, so daß auf Grund der erhaltenen Ergebnisse festgestellt werden kann, welche von diesen drei Örtlichkeiten die günstigste und wirtschaftlichste für die Fassung des unterirdischen Wassers ist.

Literatur:

1. DUKIC DUSAN — Die Tito-Höhle in Drvar. Sammlung der Arbeiten des Geographischen Instituts der Serbischen Akademie der Wissenschaften, Buch 7, S. 125-139, Belgrad 1954

2. Documentation ENERGOINVEST

Beziehungen zwischen Quellen und Trockentälern im Seichten und Tiefen Karst der Schwäbischen Alb

ECKHARD VILLINGER (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br. / Bundesrepublik Deutschland)

Summary:

The Weißjura (Malm) of the Schwäbische Alb generally represents one karst complex throughout the whole set of strata, except the impermeable bottom layer Weißjura α. Considering this fact, the former definitions of shallow karst and deep karst being in use for the Schwäbische Alb are discussed at first. In the middle and eastern part of the Schwäbische Alb the boundary line between both zones of karst ismarked by the subterranean karst divide (except one part of the Uracher Mulde). On the western Schwäbische Alb there is an identity between the boundary line and secundary subterranean divides. On the south-western Schwäbische Alb the shallow and the deep karst are divided by the Donau valley.

It is easily possible to misconceive the former classification of the deep karst into an inner and an outer zone, moreover it cannot be used consequently. It should therefore be avoided in future. It is proposed to name the whole deep karst outside its covered zone with the analogous term "open zone". The covered zone is overlain by Pleistocene and Tertiary sediments. Within this open zone, recharge areas with high, but also with small, water-storing capacity, or long or short retention period are to be found. This can be recognised by analysing the yield of the karst springs.

In the open zone of the deep karst the positions of many karst springs on the Schwäbische Alb are related to adjoining dry valleys. Besides the contact springs with usually small yield there are three different groups of spring positions:

The spring is situated

1. in dry valleys, mostly in its lower course
   a. almost in the valley line
   b. lateral at the base of the valley wall
   c. in the valley mouth near a river

2. in the floor of a river valley, approximately at the level of the river
   a. downward
   b. upward from the mouth of a dry valley

3. in the bottom of a river valley, approximately at the level of the river. but without any relation to a dry valley.

The origin of the first group of spring positions is due to the development of the dry valleys, while the surface drainage has become underground. The positions of the second group arose by the wandering of the spring points, because the karst water is striving to shorten its subterranean way to the next river. The spring positions of the third group are often due to tectonical reasons.

Einleitung:

Die Erforschung der hydrologischen Verhältnisse im Karst der Schwäbischen Alb hat in den letzten Jahren zu vielen neuen Erkenntnissen geführt. Fast durchweg resultieren die wissenschaftlichen Ergebnisse aus Untersuchungen, die ganz lokal im Zusammenhang mit Problemen der angewandten Karsthydrologie vorgenommen wurden (Abwasserbeseitigung, Trinkwassererschließung usw.).

Größer angelegte und damit teure Forschungsprogramme, wie sie zur Aufklärung vieler nicht nur wissenschaftlicher sondern auch für die Praxis wichtiger und interessanter Fragen notwendig sind, wurden erst zweimal durchgeführt. Beidesmal gab ein Problem den Anstoß, das überall auf der Schwäbischen Alb Sorgen bereitet: die zur Trinkwasserversorgung der Städte Ebingen und Reutlingen gefaßten Karstquellen auf der Alb bzw. am Albnordrand sind durch Abwasserversickerungen und andere Verunreinigungsherde in ihren Einzugsgebieten gefährdet.

Die Ergebnisse mehrjähriger, von den beiden Städten finanzierter Untersuchungen zur Aufklärung der karsthydrologischen Verhältnisse in diesen Gebieten werden in Kürze veröffentlicht (STRAYLE 1969, VILLINGER 1969). Auf ihnen aufbauend wurden die nachfolgenden Vorstellungen entwickelt.

1. Seichter Karst - Tiefer Karst:

a. Definition

Die im dinarischen Karst geprägten Begriffe Seichter und Tiefer Karst hat GRADMANN (1912) auf die Schwäbische Alb übertragen. WEIDENBACH (1954) hat darüber hinaus den Bereich des Tiefen Karstes in Äußere, Innere und überdeckte Zone untergliedert. Inzwischen hat sich herausgestellt, daß diese Differenzierung teilweise revidiert werden muß.

Maßgebend für die prinzipielle Gliederung des Karstes ist die Höhenlage seiner Sohlschicht in Bezug auf die Vorfluter. Im Weißen Jura der Schwäbischen Alb kommen grundsätzlich die mächtigen Mergelpakete von Weißjura α (Untere Weißjuramergel) wie auch von Weißjura γ (Mittlere Weißjuramergel) als Basishorizonte des Karstes in Frage.

Schon die Existenz zahlreicher großer Karstquellen im Bereich der Grenze Weißjura α/β bei meist nur minimalen Ausstrichbreiten von Weißjura β beweist aber die Durchlässigkeit der γ-Mergel. Bildeten sie einen echten Stauhorizont, dann könnten darunter keine größeren Karstquellen austreten. Umgekehrt fließt das Wasser von der Donauversickerung bei Immendingen vom Weißjura β durch die γ-Mergel hindurch, bis es im Weißjura ζ in der Aachquelle wieder erscheint.

Zudem haben die zahlreichen Markierungsversuche in den vergangenen Jahren gezeigt, daß die 20 - 60 m mächtigen γ-Mergel (Kalkgehalt 60 bis über 85 % nach GEYER & GWINNER 1962) in weitesten Teilen der Alb klüftig und verkarstet sein müssen, allerdings in geringerem Ausmaß als die hangenden Schichtglieder. Auf der Albhochfläche im Weißjura δ, ε, ζ, eingespeiste Tracer passieren die γ-Mergel ohne erkennbare Verzögerung und treten in tiefer liegenden Karstquellen aus.

Die Mordlochhöhle bei Eybach ist ein eindrucksvolles Beispiel für die durchgehende Verkarstung: eine große Halle verbindet schräg durch die γ-Mergel hindurch zwei etwa horizontale Höhlengänge im Weißjura β und δ miteinander (M. KELLER 1963 a). Auf der Westalb wird die Verkarstung von Weißjura γ durch die starke Verschwammung ("Lochenfazies") erleichtert.

Erst die unterste Schicht des Weißjura, die 25 - 115 m mächtigen Mergel von Weißjura α bilden überall eine wirksame Sohlschicht des Weißjurakarstes. Auf ihr entspringen am Nordrand der Alb die meisten größeren Karstquellen. Die gesamte Schichtenfolge des Weißjura über der Sohlschicht α kann daher im allgemeinen als ein mehr oder weniger durchgehend verkarsteter Komplex betrachtet werden (ausgenommen örtlich die Zementmergel im Weißjura ζ).

Zum Seichten Karst gehören somit die Gebiete der Schwäbischen Alb, wo die Sohlschicht an der Oberfläche - praktisch also in den Tälern und am Albnordrand - ausstreicht. Die Vorfluter haben hier bereits die Unterlage des Karstkomplexes erreicht.

Infolge der tiefen Zertalung gibt es im Seichten Karst gewöhnlich keine ausgedehnten Karstwasservorkommen mit großer Speicherkapazität. Die Karstwasserkörper werden an ihrer Basis entwässert, da die meisten Karstquellen des Seichten Karstes im Grenzbereich Weißjura α/β dicht über der Sohlschicht entspringen. Das Niederschlagswasser kann daher relativ rasch das Gebirge durchfließen. Die Folgen sind gewöhnlich stark schwankende Quellschüttungen und -temperaturen, geringe Abflußverzögerung und ungenügende Reinigung des Wassers im Untergrund.

Im Tiefen Karst liegt die Sohlschicht dagegen grundsätzlich tiefer als die Talsohle, weil sich die Vorfluter noch nicht so weit eingetieft haben. Die Karstquellen entspringen im Niveau des Vorfluters, abgesehen vielleicht von kleinen Schichtquellen über lokalen Stauhorizonten.

Ein großer Teil des Karstwassers befindet sich unterhalb des Talniveaus und damit unter den Quellen, weil die Verkarstung weit unter die heutigen Vorfluter hinabreicht. Als Ursachen sind die Mischungskorrosion (BÖGLI 1964) und die tiefe Lage des Karstwasserspiegels im älteren Pleistozän anzusehen. Damals flossen die Donau und ihre Nebenflüsse bis zur rißeiszeitlichen Aufschotterung wesentlich tiefer als heute (GÖTTLICH & WERNER 1968). Die Quellen im Tiefen Karst werden daher in hohem Maße langfristig aus tiefphreatischen Karstwasserbereichen gespeist und nur den Abflußspitzen fließt kurzfristiges Karstwasser im Gefolge von Niederschlägen ab. Dieser Situation verdanken viele Quellen ihre oft außerordentlich gleichmäßigen Schüttungen (z.B. Seckachquellen/Trochtelfingen NQ : HQ = ca. 1:3). Aus denselben Gründen entspringen sämtliche Karstquellen der Schwäbischen Alb mit Durch-

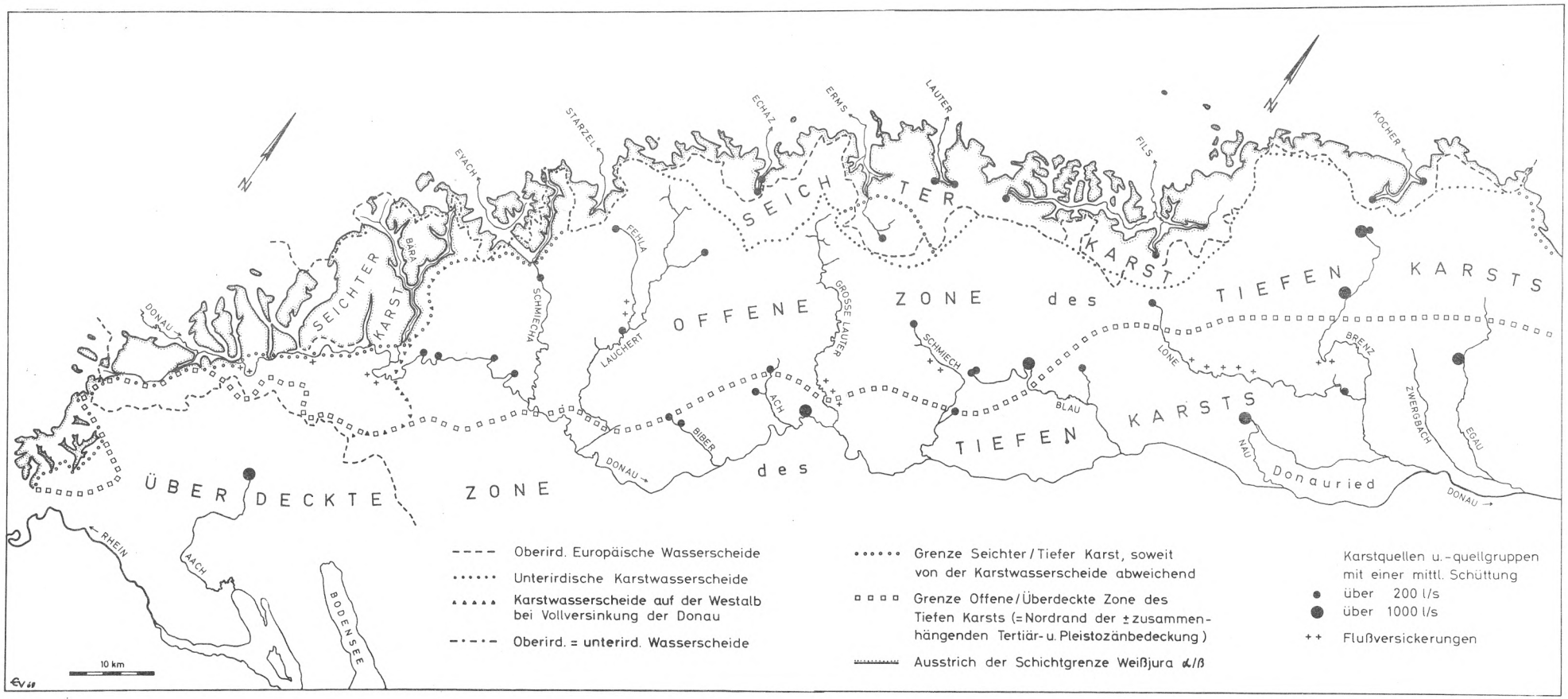
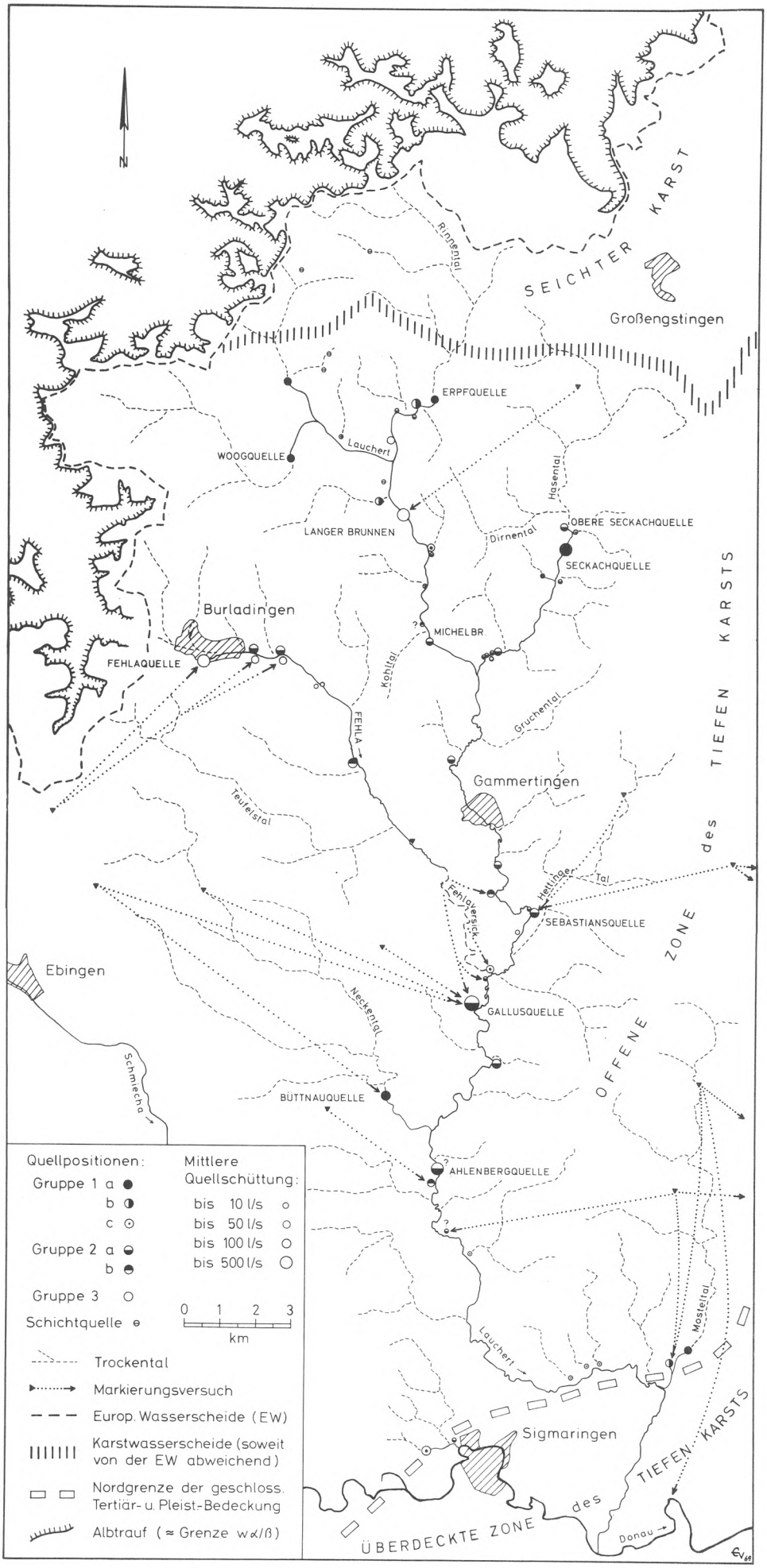


Abb. 1: Die Karstwasserbereiche der Schwäbischen Alb (unter Berücksichtigung der bisherigen Markierungsversuche, die größtenteils im Rahmen von Gutachten des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg durchgeführt wurden, weitere Literatur hierzu siehe VILLINGER 1969).

Hy 19/3


N
SEICHTER KARST
Großengstingen
Rinnental
ERPFQUELLE
Lauchert
WOOGQUELLE
Hasental
LANGER BRUNNEN
OBERE SECKACHQUELLE
Dirnental
SECKACHQUELLE
TIEFEN KARSTS
Burladingen
MICHELBR.
FEHLAQUELLE
Kohltal
FEHLA
Gruchental
Gammertingen
Teufelstal
des
Hellinger Tal
Fehlaversick.
SEBASTIANSQUELLE
ZONE
Ebingen
Neckental
GALLUSQUELLE
OFFENE
Schmiecha
BÜTTNAUQUELLE
AHLENBERGQUELLE
Mostel tal
Lauchert
Sigmaringen
TIEFEN KARSTS
des
ÜBERDECKTE ZONE
Donau
Quellpositionen:
Gruppe 1 a
b
c
Gruppe 2 a
b
Gruppe 3
Schichtquelle
Mittlere Quellschüttung:
bis 10 l/s
bis 50 l/s
bis 100 l/s
bis 500 l/s
0 1 2 3
km
Trockental
Markierungsversuch
Europ. Wasserscheide (EW)
Karstwasserscheide (soweit von der EW abweichend)
Nordgrenze der geschloss. Tertiär- u. Pleist-Bedeckung
Albtrauf (≈ Grenze wα/ß)

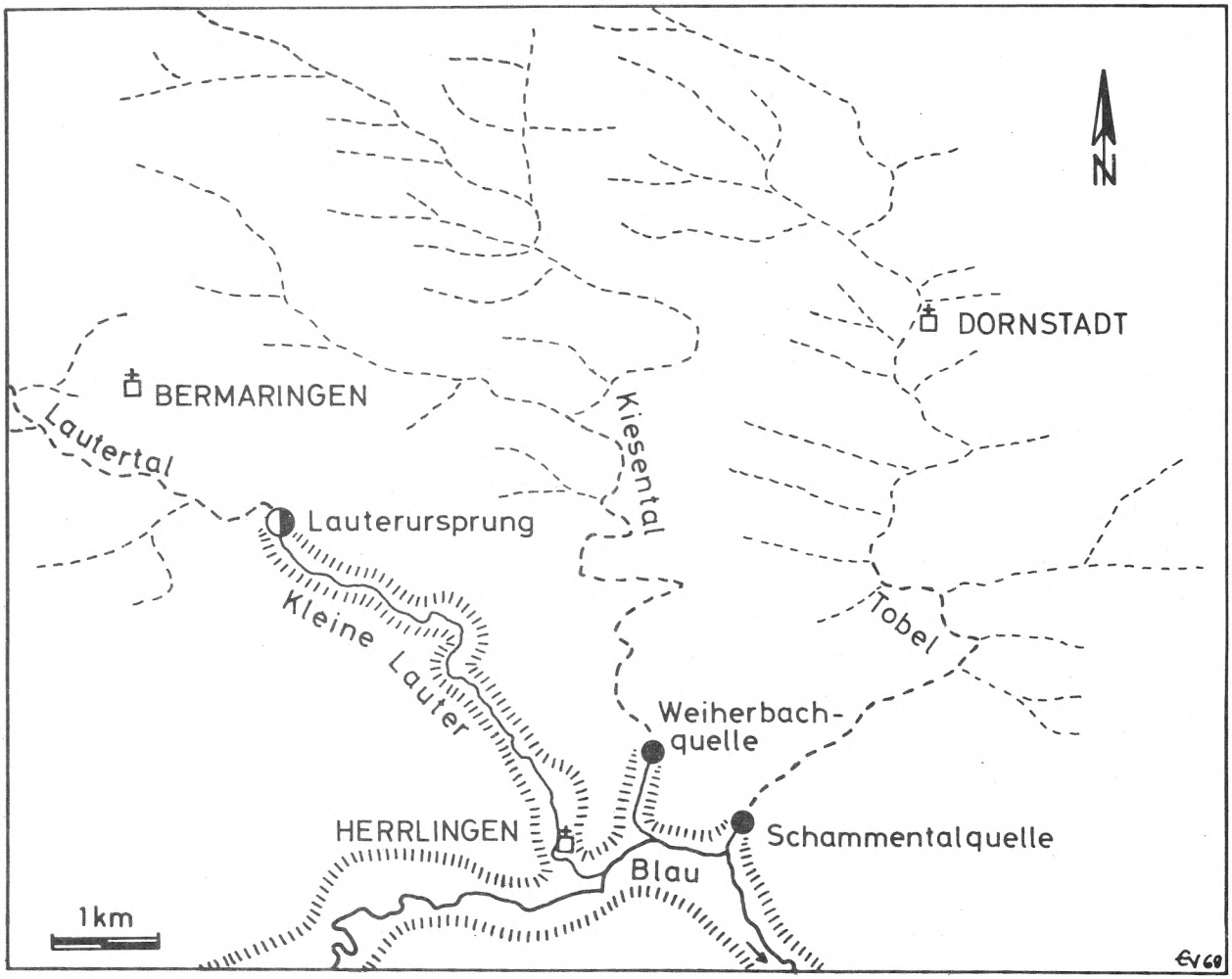


Abb. 3: Schmiechursprung - Böttental (Quellposition 1 b), Sondernacher Achquelle - Heutal (Quellposition 1 a) und Schwarze Weiherquelle (Quellposition 3). E. W. = Europäische Wasserscheide. Das dargestellte Gebiet liegt auf den Blättern Urach und Munderkingen der Karte 1 : 50 000.

Abb. 2: Karstquellen und Trockentäler im Flußsystem der Lauchert. Die Quellschüttungen beruhen mit einigen Ausnahmen auf kontinuierlichen Messungen im Jahr 1967, Markierungsversuche nach STRAYLE (1969) und VILLINGER (1969) sowie unveröffentlichten Gutachten des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg.
Die Signaturen für die Quellpositionen gelten sinngemäß auch für die Abb. 3 - 7.
Fragezeichen bedeuten, daß die angegebene Quellposition nicht gesichert ist.

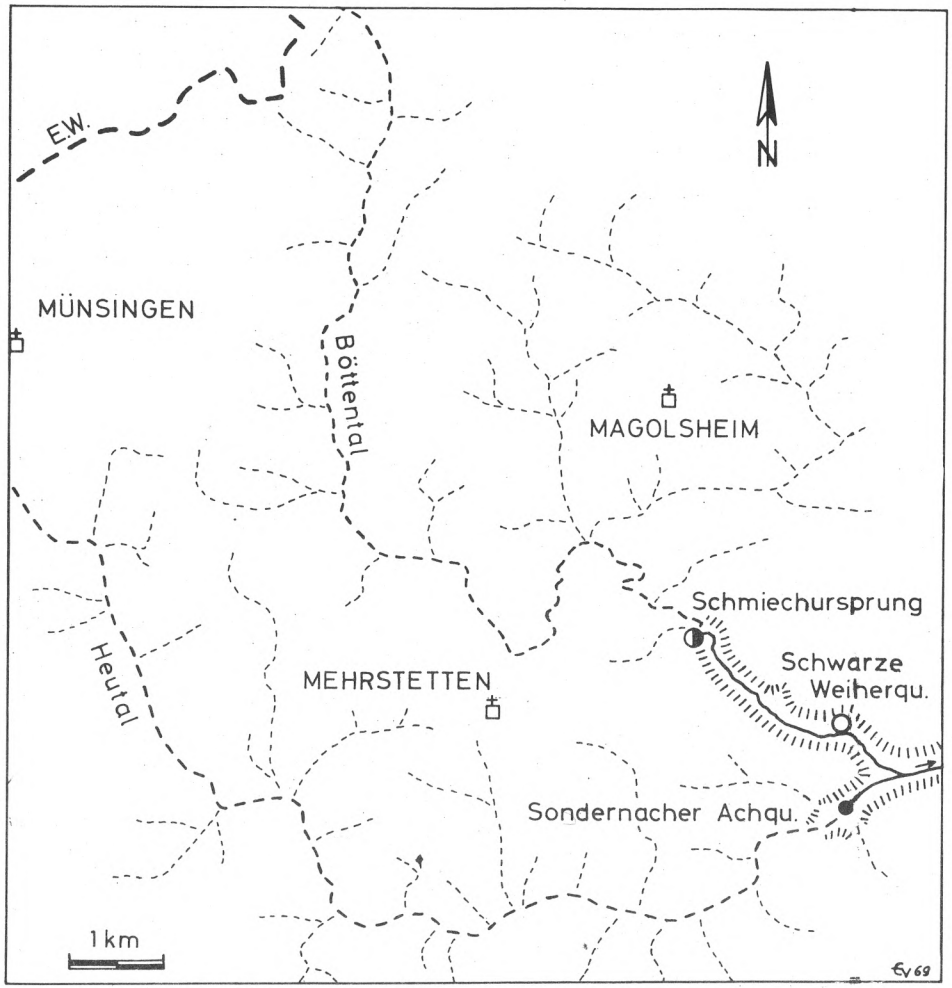


Abb. 4: Kleiner Lauterursprung - Lautertal (Quellposition 1 b), Weiherbachquelle - Kiesental (Quellposition 1 a), Schammentalquelle - Tobel (Quellposition 1 a). Das dargestellte Gebiet liegt auf Blatt Blaubeuren der Karte 1 : 50000.

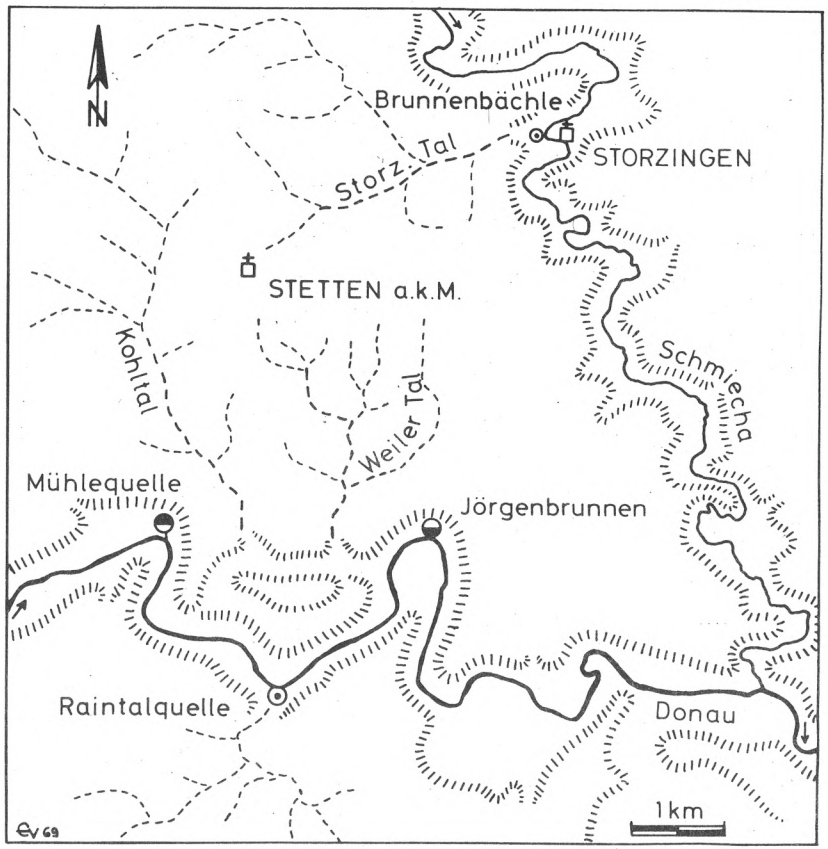


Abb. 5: Mühlequelle - Kohltal (Quellposition 2 b), Raintalquelle - Raintal (Quellposition 1 c), Jörgenbrunnen - Weiler Tal (Quellposition 2 a), Brunnenbächle - Storzinger Tal (Quellposition 1 c). Der Kartenausschnitt liegt auf Blatt Sigmaringen der Karte 1 : 50 000.

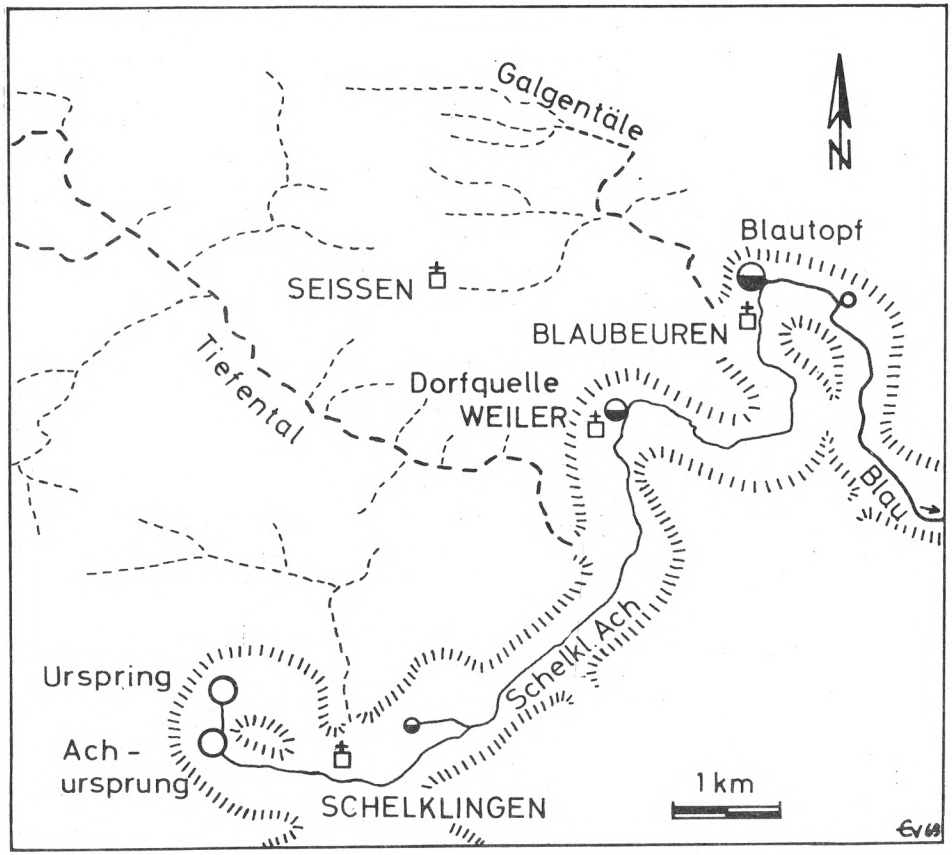


Abb. 6: Blautopf - Galgentäle (Quellposition 2 a), Dorfquelle Weiler - Tiefental (Quellposition 2 a), Urspringtopf und Schelklinger Achursprung (Quellposition 3).
Kartenausschnitt der Blätter Blaubeuren und Ulm der Karte 1 : 50 000.

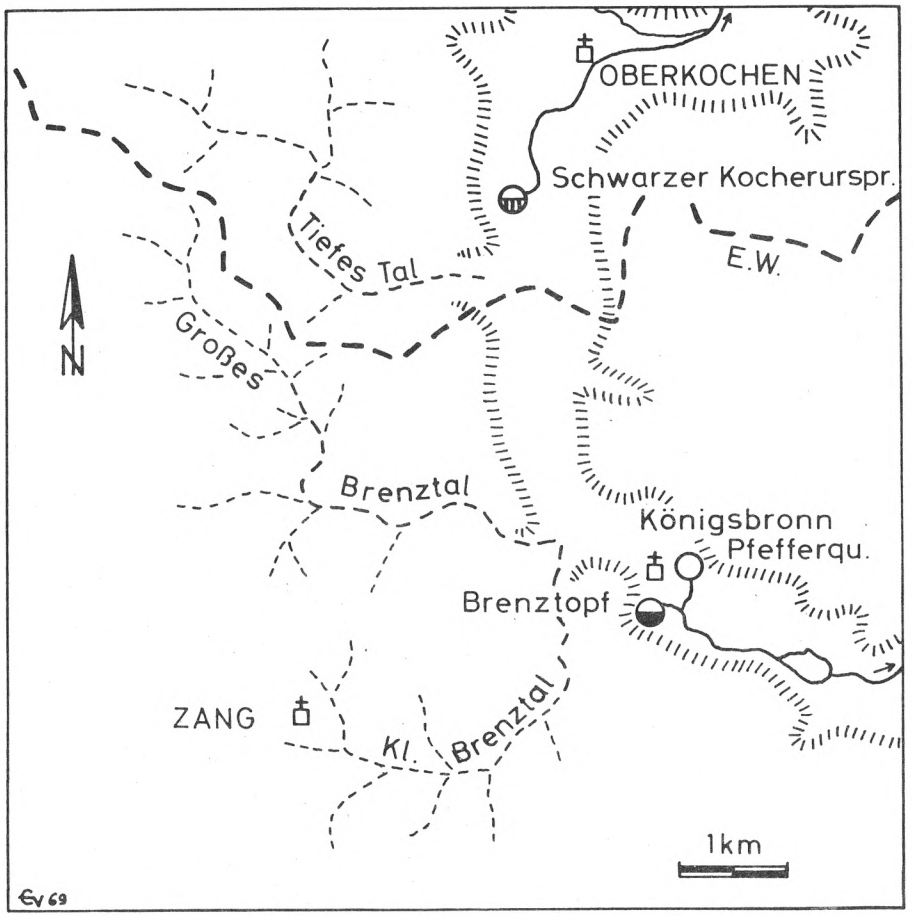


Abb. 7: Brenztopf - Kleines und Großes Brenztal (Quellposition 2 a), Pfefferquelle (Quellposition 3), Schwarzer Kocherursprung - Tiefes Tal. Die Sondersignatur des Schwarzen Kocherursprungs verdeutlicht dessen Sonderstellung (analog Quellposition 2 a). E.W. = Europäische Wasserscheide (hier mehr oder weniger identisch mit der Karstwasserscheide). Der Kartenausschnitt liegt auf Blatt Heidenheim der Karte 1 : 50 000.

schnittsschüttungen über 1 m^3/s im Tiefen Karst (Abb. 1). Daß aber die hydrologischen Unterschiede sogar zwischen Seichtem und Tiefem Karst örtlich verschwimmen können, ergab sich bei den Untersuchungen auf der Reutlinger Alb. Einige große Karstquellen im Echaztal besitzen dank hoher Speicherkapazität ihrer Einzugsgebiete Schüttungsmerkmale, wie sie sonst nur im Tiefen Karst vorkommen. Dennoch gehören diese Quellen definitionsgemäß eindeutig zum Seichten Karst (VILLINGER 1969).

siehe Hy 18/13

Die Bezeichnungen "Äußere" und "Innere Zone" sind jedoch etwas mißverständlich, da sie zusammen mit den schematischen Schnittbildern WEIDENBACHs den Eindruck erwecken, diese Zonen des Tiefen Karstes seien auf der ganzen Alb als in sich zusammenhängende Gebiete nebeneinander auszuscheiden. Das ist aber nicht möglich - wie WEIDENBACH selbst einschränkt -, weil Karstquellen mit verschiedenen, der "Äußeren" oder "Inneren Zone" zugeordneten Schüttungsmerkmalen im gesamten nicht überdeckten Bereich des Tiefen Karstes verstreut auftreten. Eine Kartendarstellung ergäbe ein Mosaik vieler kleiner und größerer Flecken von "Äußerer" und "Innerer Zone", wobei die "Innere Zone" mehrfach unmittelbar dem Seichten Karst benachbart wäre.

Der Begriff "Überdeckte Zone des Tiefen Karstes" ist dagegen treffend, weil er ein zusammenhängend (randlich z.T. lückenhaft) von Tertiär- und Pleistozänsedimenten bedecktes Karstgebiet bezeichnet. Für den übrigen, nicht überdeckten Bereich des Tiefen Karstes (bisher "Äußere" und "Innere Zone") ist daher die analoge Bezeichnung "Offene Zone" ohne starre, doch nicht konsequent durchführbare Untergliederung zweckmäßig.

Der Abflußcharakter einer Karstquelle wird von der Art und Größe ihres Karstwasserspeichers bestimmt (VILLINGER 1969) und weniger von der Geometrie der Ausflußöffnung (Höhlen bzw. Spalten: WEIDENBACH 1960, S. 178-180). Dementsprechend können innerhalb der Offenen Zone des Tiefen Karstes höchstens Einzugsgebiete mit hoher, von solchen mit geringer Speicherkapazität als "Speichergebiete" von "Durchflußgebieten" mit geringer Speicherwirkung unterschieden werden. Dazwischen treten alle möglichen Übergangsformen auf. In der Überdeckten Zone gibt es keine derartige Differenzierung, da die Karstwasserspeicher durchweg sehr ausgedehnt und die direkten Witterungseinflüsse dementsprechend gering sind.

b. Abgrenzung

Die große Zahl von Markierungsversuchen in den letzten Jahren gestattet heute eine kartenmäßige Darstellung der Bereiche des Seichten und Tiefen Karstes auf der Schwäbischen Alb. Generell erstreckt sich der Seichte Karst als Streifen entlang dem Nordrand der Alb, während die südlich anschließenden Hochfläche bis zur Donau weitgehend zum Tiefen Karst gehört (Abb.1).

Als Grenze zwischen beiden Karstbereichen kann der oben gegebenen Definition folgend nicht einfach die Linie verwendet werden, entlang der die Sohlschicht Weißjura α unter die Oberfläche abtaucht. Sonst würde der Tiefe Karst meistens bis an den Albtrauf und auf der Westalb bis unmittelbar an die Talränder heranreichen. Eine solche Granzziehung müßte zwangsläufig in Widerspruch zu den karsthydrologischen Verhältnissen geraten.

Vielmehr bildet überall dort, wo sich die danubischen Tälern noch nicht bis zur Weißjura α eingetieft haben -- mithin auf der Ostalb und Mittleren Alb --, die unterschiedliche Wasserscheide zwischen Rhein und Donau die karsthydrologisch sinnvollste Grenze zwischen Seichten und Tiefem Karst. Nördlich davon entwässert der Karst am Albrand zu Quellen, die an seiner Basis auf der Sohlschicht entspringen; ist also per definitionem Seichter Karst. Südlich der Karstwasserscheide hingegen liegen die Quellen im Niveau der Vorfluter hoch über der Sohlschicht und damit im Tiefen Karst.

Als einzige Ausnahme gehört das Gebiet um die Ermsquelle trotz seiner Lage der Karstwasserscheide zum Tiefen Karst, entsprechend der Tiefe der Sohlschicht und den hydrologischen Merkmalen. Die Ursache ist die tektonische Absenkung im Bereich der Uracher Mulde.

Die Karstwasserscheide ist nicht als Linie, sondern als schmale Grenzzone aufzufassen (Breite vielleicht einige hundert Meter). Nach den Untersuchungen auf der Ebinger und Reutlinger Alb ist ein großräumiges Hin- und Herpendeln der Wasserscheide je nach Witterung im Kilometerbereich nicht anzunehmen.

Eine derartige Abgrenzung zwischen Seichtem und Tiefem Karst ist übersichtlich und erlaubt überall eindeutige Aussagen. WEIDENBACH (1954, S.67) sagte, die Quellen seiner "Äußeren Zone" des Tiefen Karstes erhalten das Wasser "oft sogar zum überwiegenden Teil ... aus dem nördlich anschließenden Seichten Karst, von dem es - entsprechend dem Schichtgefälle nach Südosten - zufließt". Solche verwirrenden und jede Gliederung durchlöchernden Verhältnisse sind bei der Grenzziehung entlang von unterirdischen Wasserscheiden ausgeschlossen (mit einer Ausnahme, s. unten). Auf der Westalb (westlich der Lauchert) fällt die Grenze Seichter/Tiefer Karst nicht mit der unterirdischen Wasserscheide zwischen Rhein und Donau zusammen, weil sich auch die Donaunebenflüsse infolge der starken Heraushebung der Westalb bis in oder unter die Sohlschicht eingetieft haben. Zwischen den Flüssen

Schmiecha und Bära erstreckt sich der Bereich des Tiefen Karstes soweit wie die Einzugsgebiete derjenigen Quellen, die an Schmiecha und Donau in den innerhalb des Tiefen Karstes (also im Weißjura β bis ζ) verlaufenden Talabschnitten entsprirgen. Hier verläuft also die Grenze entlang unterirdischen Nebenwasserscheiden (Abb.1.).

Das Karstgebiet westlich der Bära und nördlich der Donau gehört vollständig zum Seichten Karst, weil es rundum von Quellen auf der Sohlschicht entwässert wird.

Auf der Westalb südlich der Donau werden die karsthydrologischen Verhältnisse durch die Donauversickerung kompliziert. Im Bereich der Immendinger Flexur tauchen Weißjura α und β vorübergehend unter die Talsohle ab. Die große Donauschleife zwischen Immendingen und Möhringen liegt daher im Tiefen Karst. Hier kann die Donau erstmals vollständig versickern. Auf ihrem weiteren Lauf markiert sie bis fast zur Bäramündung die Grenze Seichter/Tiefer Karst. Am linken Talrand treten mehrere größere Karstquellen etwa an der Grenze Weißjura α/β aus, während rechts des Flusses infolge des Schichtfallens die Sohlschicht nach Südosten abtaucht. Vor Fridingen erreicht die Donau erneut und diesmal endgültig den Tiefen Karst, denn die Sohlschicht verschwindet. Wenig später verliert die Donau in der Fridinger Flußschleife zum zweiten Male große Wassermengen. Das versickerte Donauwasser unterwandert die Europäische Wasserscheide und fließt durch stratigraphisch immer jüngere Weißjuraschichten im Tiefen Karst zur Achquelle. Im Einzugsgebiet des Aachtopfes ist damit der einmalige, nach der alten Definition noch häufige Fall verwirklicht, wo eine Quelle des Tiefen Karstes -- wenngleich indirekt -- auch aus dem Seichten Karst gespeist wird. Bei Vollversinkung der Donau entwässert das gesamte Einzugsgebiet der Donau bis zu den Fridinger Versickerungsstellen praktisch ausschließlich zum Rhein (Abb.1.), wenn man von der künstlichen Umgehung der Versickerungen durch Stollen absieht. Die Donauversinkung ist zwar der spektakulärste Fall einer Änderung der oberflächlichen Abflußrichtung durch unterirdische Wegverkürzung. Auf der Schwäbischen Alb gibt es aber noch mehrere ähnliche Flußversickerungen, nur spielen sie sich ausschließlich innerhalb des Tiefen Karstes ab und das versickerte Flußwasser bleibt im Flußgebiet der Donau. Ein Pendant zur Donauversickerung ist die Loneversickerung, von der das Wasser unterirdisch wahrscheinlich zu den Nauquellen und ins Donauried fließt.

Bei der Lone wie auch bei Brenz, Schmiech, Großer Lauter und Fehla sind die Versickerungen entweder an mehr oder weniger subsequente Talabschnitte gebunden oder sie treten dort auf, wo Flußschleifen und -bögen dank der Verkarstung unterirdisch abgekürzt werden können. In einer nicht verkarsteten Landschaft würde dieser Vorgang oberirdisch ablaufen und einen Umlaufberg erzeugen.

2. Karstquellen und Trockentäler:

a. Quellpositionen im Tiefen Karst

Auf den Hochflächen der Schwäbischen Alb gibt esheute praktisch keine dauernd fließenden Gewässer. Die weit verzweigten Trockentalsysteme bezeugen jedoch, daß diese verkarstete Landschaft in der geologischen Vergangenheit von Flüssen und Bächen geformt wurde. O. LEHMANN (1932) spricht vom "karsthydrographischen Gegensatz": es gibt zwar viele Schluck- und Versickerungsstellen der Niederschläge, aber relativ wenige Quellen.

Betrachtet man die Lage der Karstquellen im Tiefen Karst, so fallen in der Offenen Zone vielfach überraschende Beziehungen zu benachbarten Trockentälern auf. In der Überdeckten Zone gibt es dagegen solche Beziehungen naturgemäß nicht. Die Karstoberfläche ist von jungen Sedimenten verschüttet und Trockentäler fehlen daher weitgehend.

In der Offenen Zone sind drei Gruppen von Quellpositionen zu erkennen:

1. "Trockentalquellen" entspringen
   a. Im Zuge eines Trockentales ungefähr in der Talachse
   b. seitlich am Hangfuß des Trockentales
   c. nahe dem Vorfluter an der Einmündung eines Trockentales in ein Flußtal

2. "Talrandquellen" entspringen im Tal des Vorfluters meistens randlich etwa im Flußniveau
   a. talabwärts
   b. talaufwärts von der Einmündung eines Trockentales

3. "Talquellen" entspringen ohne Beziehung zu einem Trockental im Tal eines Vorfluters ungefähr im Flußniveau.

Die meisten größeren Karstquellen der Schwäbischen Alb lassen sich in dieses Schema ohne Schwierigkeiten einordnen. Wenn nicht, dann sind eventuelle Zusammenhänge mit Trockentälern nicht eindeutig erkennbar, oder es handelt sich um Schichtquellen über örtlichen Stauhorizonten (z.B. Gächinger Lauterquelle über Zementmergeln). Sehr kleine Quellen fügen sich nicht immer ein, weil bei ihnen vielfach unbekannte, örtliche geologisch-hydrologische Verhältnisse die Austrittsstelle bestimmen.

In Abb. 2 sind die Karstquellen und Trockentäler im Talsystem der Lauchert entsprechend diesen Quellpositionen dargestellt. Einig weitere Beispiele von der übrigen Schwäbischen Alb sind in der folgenden Tabelle und in den Abbildungen 3 bis 7 aufgeführt. In diesen Abbildungen wurden die Schüttungen mangels genauer Messungen bei vielen Quellen nicht berücksichtigt. Die Signaturen für die Quellpositionen entsprechen denen in Abb.2.

	zugehöriges Trockental
1. "Trockentalquellen":	
a. Ermsquelle/Seeburg	Trailfinger Schlucht
Kesselquelle/Zwiefalten	Tobeltal
Hasenbachquelle/Hayingen	Glastal
Weiherbachquelle/Herrlingen	Kiesental (Abb.3)
Egauursprung/Neresheim	Kuchener Tal
b. Schmiechursprung/Springen	Böttental (Abb.4)
Kl. Lauterursprung/Herrlingen	Lautertal (Abb.3)
c. Brunnenbächle/Storzingen	Storzinger Tal (Abb.5)
Raintalquelle/Tiergarten	Raintal (Abb.5)
2. "Talrandquellen":	
a. Jörgenbrunnen/Tiergarten	Weiler Tal (Abb.5)
Hölzlesbrunnen/Buttenhausen	Tiefental
Blautopf/Blaubeuren	Galgentäle (Abb.6)
Brenztopf/Königsbronn	Kl. u. Gr. Brenztal (Abb.7)
Brunnenmühlenquelle/Heidenheim	Stubental, Ugental
b. Mühlequelle/Neidingen	Kohltal (Abb.5)
Wittsteigquelle/Gundelfingen	Heiligental
Loneursprung/Urspring	Scheintal
3. "Talquellen":	
Großschmiedebrunnen/Beuron	
Wiesenquelle/Ebingen	
Urspringtopf/Schelklingen (Abb.6)	
Schwarzer Weiher/Gundershofen (Abb.4)	
Pfefferquelle/Königsbronn (Abb.7)	
Buchmühlenquelle/Dischingen	

b. Entstehung der Quellpositionen

Um die verschiedenen Quellpositionen erklären zu können, muß die genetische Entwicklung der Trockentäler betrachtet werden. Als mit der allmählichen Heraushebung der Alb im Tertiär die Verkarstung einsetzte, existierte noch ein normales Gewässernetz. Mit der Eintiefung der Erosionsbasis Donau seit dem Pliozän schnitten sich auch deren Nebenflüsse in die Albtafel ein. Je größer aber die Höhendifferenz zwischen der Albhochfläche und den Vorflutern wurde, desto stärker veränderten die Verkarstungsprozesse die hydrologischen Verhältnisse.

Unter den Tälern konnte die Kalkkorrosion entlang von Klüften schneller und intensiver wirken, weil ständig Wasser von den Bächen einsickerte (PIPER 1932). Allmählich begannen die Täler von den Oberläufen her trockenzulaufen, weil das Wasser sich unterirdische Abflußwege geschaffen hatte. Mit fortschreitender Verkarstung verlagerte sich schließlich im Laufe des Pleistozäns und Holozäns die oberirdische Entwässerung vollständig in den Untergrund (DONGUS 1963). In den Glazialzeiten war allerdings das Karstsystem wahrscheinlich vom Dauerfrost stillgelegt, so daß die Entwässerung nur oberirdisch erfolgen konnte. Noch heute fließt in manchen Trockentälern zur Zeit der Schneeschmelze kurzzeitig Oberflächenwasser ab.

Wenn das Karstwasser nicht infolge seines Bestrebens, schnellstmöglich der Schwerkraft folgend einen Vorfluter zu erreichen, Wege zu noch tiefer gelegenen Erosionsbasen in ganz anderen Richtungen gefunden hat, sind die bevorzugten Abflußbahnen zwangsläufig im weiteren Bereich unter den alten Haupttälern geblieben. Daher entspringen viele Karstquellen im Unterlauf von Trockentälern (Quellpositionen 1a, b, c). WEIDENBACH (1960, S. 191) denkt

sogar an ein wassererfülltes, ausgereiftes Höhlensystem unter den Albtälern. Er meint damit aber wohl die im Jungpleistozän durch die glaziale Aufschotterung wieder stark verfüllten danubischen Albtäler (z.B. Lauchert, Brenz).

Die relativ seltene Quellposition 1b tritt dann auf, wenn sich das Karstwasser zwar noch im Bereich unter einem Trockental bewegt, diesen aber zwecks Abkürzung streckenweise verlassen hat. Wo unterirdische Abflußbahnen den Talzug wieder erreichen, bricht die Quelle seitlich am Fuß des Talhanges hervor. Wahrscheinlich gehört zu diesem Quelltyp auch die Achquelle/Wimsen, obgleich das zugehörende Trockentalsystem von der Hasenbachquelle her schon oberhalb der Achquelle Wasser führt.

Quellen suchen generell ihren Austrittspunkt tiefer zu legen. Am Ende von Trockentälern entspringende Karstquellen können dies durch Herabwandern entlang dem Talrand des Vorfluters erreichen. Bei bilderbuchmäßiger Entwicklung durchläuft eine Karstquelle nacheinander die Positionen 1a/b - 1c - 2a/b. Wahrscheinlich wird aber je nach den örtlichen geologischen-hydrologischen Verhältnissen die Position 1c häufig übersprungen. Dann erfolgt der unterirdische "Durchbruch" vom Trockentalbereich direkt ins Vorflutertal. Prinzipiell ist das derselbe Vorgang, der vielfach zur Entstehung der Position 1b führt, nur daß er sich dort innerhalb desselben Talzuges abspielt. Die beschriebenen Flußversickerungen folgen ähnlichen Gesetzmäßigkeiten.

Diese Zusammenhänge sind besonders deutlich beim Blautopf zu sehen (Abb.6): seine Quellhöhle erstreckt sich - soweit erforscht - nach Westen genau auf das benachbarte Galgentäle zu (M. KELLER 1963 b).

Die Entfernungen der Quellen der Gruppe 2 von der Einmündung des zugehörigen Trockentales betragen i.a. bis zu einigen hundert Metern. Nur wenige, meistens sehr große Quellen sind weiter entfernt (z.B. Brunnenmühlenquelle/Stubental ca. 1,5 km). Wie schon aus den Beispielen S. 10 hervorgeht, tritt die Position 2b selten auf. Bei der Sebastiansquelle/Hettingen (Abb.2) und bei der Mühlequelle/Neidingen (Abb.5) ist sie am deutlichsten verwirklicht. Das Karstwasser erreichte schneller die Vorfluter, indem es auf kürzerem Wege oberhalb der Trockentalmündung zur Lauchert bzw. Donau durchbrach. Der Loneursprung bildet einen Übergangstyp zwischen den Quellpositionen 1c und 2 b.

Ebenfalls ein Übergangsstadium bildet derzeit das hydrologische System Fehlaversickerung - Quellen im Lauchertal (Abb.2). Durch einen Färbversuch des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg wurde nachgewiesen, daß das versickerte Fehlawasser sowohl in einer Quelle im Laucherttal oberhalb der Fehlamündung als auch in Quellen unmittelbar an der Mündung und talabwärts davon - darunter der Gallusquelle - wieder ausfließt. Für die Verlagerung der Quellaustritte talabwärts gibt es mehrere gute Beispiele im Seichten wie im Tiefen Karst. Stellvertretend seien einige in Kürze beschrieben.

Am Albnordrand entspringt bei Schlattstall aus dem im Weißjura β liegenden Goldloch eine starke Karstquelle am Fuße des Talhangs. Vor etwa 12 Jahren hat sich das Karstwasser auf der gleichen Talseite ungefähr 30 m talabwärts vom Goldloch eine neue, wenig tiefer gelegene Austrittsstelle geschaffen, deren Schüttung seither allmählich zunimmt (freundl. Auskunft von Bürgermeister i.R. Bleher, Schlattstall). Es ist zu erwarten, daß die Schüttung des Goldlochs zukünftig entsprechend langsam abnimmt. Der Endzustand dürfte schließlich dem der Falkensteiner Höhle ähneln, wo nur bei Hochwasser der Höhlenbach zum Ausgang herausfließt, während er sonst vorher versickert und erst einige hundert Meter talabwärts in der "Hangquelle" wieder erscheint. Entsprechend nimmt seither die Schüttung des Goldlochs langsam ab (BINDER 1965).

Die Aachquelle bei Aach, mit einer mittleren Schüttung von ca. 8,52 m^3/s dank der Donauversickerung die größte Quelle Deutschlands, entspringt in einer felsigen Quellnische aus Schwammkalken des Weißjura ζ. Das Wasser quillt aus einer Nord-Süd verlaufenden Unterwasserhöhle (HASENMAYER 1968). Welcher Quellposition die Austrittstelle zuzurechnen ist, muß noch untersucht werden. Unmittelbar neben der Aachquelle liegt am gleichen Talhang wenige Meter höher eine ähnlich ausgeprägte, große Nische, die schon SCHAUFELBERGER (1929) als ehemalige Quellnische des Aachtopfes deutete. Noch im vergangenen Jahrhundert war sie bei Hochwasser aktiv (ENDRISS 1900). Die Tieferlegung geht ständig weiter, denn seit einigen Jahren ist im Flußbett der Aach unterhalb der Hauptquelle zusätzlich zu den anderen Nebenaustritten eine neue, starke Quelle zu beobachten.

Etwa 650 m nördlich der Seckachquellen bei Trochtelfingen entspringt die Obere Seckachquelle (auch Seckach-Hungerbrunnen genannt) aus zwei winzigen Höhlen im Weißjura Massenkalk (Abb. 2). Die Quellhöhlen öffnen sich am steilen Hangfuß des trockenen Hasentals etwa 400 m talabwärts von der Einmündung eines Trockentales (Dirnental). Eine ältere Austrittsstelle, die nur noch bei Hochwasser tätig ist, befindet sich 70 m talaufwärts von der heutigen Quelle. Weitere 180 m oberhalb und 4 m über dem Talboden liegt am Hang eine kleine Trockenhöhle, die als ehemalige Obere Seckachquelle anzusprechen sein dürfte.

Die unterirdischen Einzugsgebiete der Karstquellen decken sich meistens nicht mehr mit dem oberirdischen Einzugsgebiet der zugehörigen Trockentäler. Je nach der Höhenlage ihrer Vorfluter und den während der Karstentwicklung entstandenen hydrologischen Verhältnissen haben viele Karstquellen zusätzliche Gebiete "erobert" (z.B. Blautopf), während benachbarte Quellen Teile des ursprünglichen Einzugsgebietes verloren haben (z B. Kl. Lauterursprung). Selbstverständlich können hier viele verschiedene Zwischenstufen auftreten. Daß aber auch heute noch viele Karstquellen große Teile des genetisch zugehörigen Trockentalsystems entwässern, ist durch Markierungsversuche nachgewiesen (vgl. Abb.2). Diese Zusammenhänge erklären die meistens zu beobachtende Diskrepanz zwischen der Schüttung einer Karstquelle und der Größe oder dem oberirdischen Einzugsgebiet eines zugehörigen Trockentales. Wenn einem ausgedehnten Trockentalzug keine Karstquelle adäquater Größe zuzuordnen ist, kann man in vielen Fällen umgekehrt schließen, daß er bereits ganz oder größtenteils von einem konkurrierenden Flußsystem entwässert wird. Auch dies konnte mit Markierungsversuchen verschiedentlich belegt werden.

Die erhebliche, wenngleich indirekte Bedeutung mindestens der größeren Trockentälern für die Karsthydrologie zeigte sich auch bei den Färbversuchen auf der Reutlinger Alb. Versuche in ausgeprägten Trockentälern brachten generell gute Resultate, während Versuche außerhalb davon gewöhnlich unbefriedigend oder negativ verliefen (VILLINGER 1969). Die fast überall im Gebirge vorhandenen, zahllosen Hohlräume aller Art sind abseits dieser Trockentäler weitgehend durch Lehmeinschwemmung plombiert, während sie darunter vom ursprünglich ständigen Wasserzustrom offen gehalten wurden.

Bei den Karstquellen der Position 3 bestimmen - soweit bekannt - oft lokale tektonische Verhältnisse die Austrittsstellen. Der Lange Brunnen bei Stetten im Laucherttal (Abb.2) wird beispielsweise aus einer klaffenden NE-SW streichenden Spalte im Weißjurakalk unter der Talfüllung gespeist.

c. Quellpositionen im Seichten Karst

Im rhenanischen wie im danubischen Seichten Karst der Schwäbischen Alb sind die zur Albhochfläche hinaufreichenden Talspitzen der Neckar- und Donauzuflüsse durch die Verkarstung trockengefallen. Die Täler führen gewöhnlich erst etwa ab der Schichtgrenze Weißjura α/β ständig Wasser, weil auf dieser Basisfläche das Karstwasser in größeren Schichtquellen ausfließt. Die häufigsten Quellpositionen in diesen Tälern sind dieselben wie in nicht verkarsteten Gegenden: sie gleichen damit trotz anderer Entstehung denen der Gruppe 1 des Tiefen Karstes (z B. Echazquelle, Filsursprung).

Karstquellen mit einer der Gruppe 2 vergleichbaren Lage sind im Seichten Karst sehr selten, weil sich die wasserführenden Täler durch die starke Tiefenerosion schon in den Oberläufen in die Sohlschicht eingeschnitten haben. Quellen am Ende einmündender Trockentäler konnten daher gewöhnlich nicht mehr dem Talrand des Vorfluters entlang abwärtswandern. Eine der wenigen Ausnahmen bildet der Schwarze Kocherursprung bei Oberkochen, der trotz seiner Lage im Seichten Karst als Musterbeispiel der Quellposition 2a gelten könnte (Abb.7). Bei der Anlage dieser Quelle haben jedoch die komplizierten hydrologischen Veränderungen im Gefolge der Flußumkehr Urbrenz-Kocher eine besondere Rolle gespielt.

Der Quellposition 3 des Tiefen Karstes direkt entsprechende Quellen treten im Seichten Karst nicht auf, weil das Entwässerungssystem nach der Sohlschicht orientiert ist. Bei vielen Schichtquellen, die nicht im Tal, sondern seitlich am Hang entspringen, dürften aber tektonische Ursachen die Austrittsstellen mitbestimmen.

Zusammenfassung:

Der Weißjura der Schwäbischen Alb bildet über der Sohlschicht Weißjura nahezu überall einen mehr oder weniger durchgehend verkarsteten Komplex. Darauf aufbauend werden die Definitionen des Seichten und Tiefen Karstes diskutiert. Die hydrologisch sinnvolle Grenze beider Karstbereiche ist auf der Mittleren und der Ostalb die unterirdische Karstwasserscheide zwischen Rhein und Donau (ausgenommen der Bereich der Uracher Mulde). Auf der Westalb verläuft die Grenze entlang unterirdischen Nebenwasserscheiden, weil sich auch die Donauzuflüsse in die Sohlschicht des Karstes eingetieft haben. Im Südwesten markiert die Donau zwischen ihren beiden Hauptversickerunsstellen die Grenze Seichter/Tiefer Karst.

Die bisherige Gliederung des Tiefen Karstes in Äußere und Innere Zone ist leicht mißzuverstehen und nicht konsequent durchführbar. Statt dessen wird für den gesamten Tiefen Karst außerhalb der Überdeckten Zone die Bezeichnung "Offene Zone" vorgeschlagen. Innerhalb der Offenen Zone ist eine Differenzierung in "Speicher-gebiete" und "Durchflußgebiete" möglich, je nach der am Schüttungsgang der Karstquellen ablesbaren Speicherkapazität ihrer Einzugsgebiete.

Sehr viele Karstquellen in der Offenen Zone des Tiefen Karstes zeigen genetisch bedingte Lagebeziehungen zu benachbarten Trockentälern. Drei verschiedene Gruppen von Quellpositionen können unterschieden werden: 1. "Trockentalquellen" im Zuge von Trockentälern, 2. "Talrandquellen" am Talrand des Vorfluters unterhalb oder oberhalb von Trockentalmündungen, 3. "Talquellen" im Vorflutertal ohne Beziehung von Trockentälern.

Die Entsteheung der Quellpositionen läßt sich durch die Verlagerung der Oberflächenentwässerung in den Untergrund im Laufe der Karstentwicklung erklären.

Zitierte Literatur:

BINDER, H. — Vom Goldloch bei Schlattstall. - Blatt Schwäb.Albverein 71, Stuttgart 1965.

BÖGLI, A. — Mischungskorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungsproblem, - Erdkde., 18, 83-92, Bonn 1964.

DONGUS, H. — Die Oberflächenformen der mittleren Schwäbischen Alb (östlicher Teil) - Jh. Karst- und Höhlenkde., 4, 21-43, München 1963.

ENDRISS, K. — Die Versinkung der oberen Donau zu Rheinischem Flußgebiet. - 64 S.,Stuttgart 1900.

GEYER, O.F. & GWINNER,M.P. — Der Schwäbische Jura. - Samml. geol. Führer, 40, 452 S., Berlin 1962.

GÖTTLICH, Kh., & Werner,J. — Zur Flußgeschichte der Lauchert. - Jber.Mitt. oberrh.geol.Ver., NF, 50, 115-126 Stuttgart 1968.

GRADMANN? R. — Bodengestalt und Gewässer. In: Beschreibung des Oberamts Münsingen. - z. Bearb., Stuttgart 1912.

HASENMAYER. J. — 300 m Vorstoß in die unterirdische Donau. - Die Höhle, 19, 83-85, Wien 1968.

KELLER, M. — Neuentdeckung im Mordloch bei Geislingen/Steige. - Mitt.Verb. dt. Höhlen- und Karstforscher, 9, 10-13, München 1963 (1963a).

" " — Unterwasserforschung im Blautopf bei Blaubeuren - Jh. Karst- u. Höhlenkde., 4, 219-228, München 1963 (1963b).

LEHMANN, O. — Die Hydrographie des Karstes. - Enzykl. Erdkde., 232 S., Leipzig/Wien 1932.

PIPER, A.M. — Ground water in north-central Tennessee. - U.S. geol. Surv. water-supply pap., 640, 238 S., Washington 1932.

SCHAUFELBERGER, P. — Geologische und hydrologische Verhältnisse zwischen der Donauversinkung und der Aachquelle. - Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 10, 561-637, Freiburg 1929.

STRAYLE, G. — Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura). - Diss.Univ. Tübingen, Mskr., Tübingen 1969.

VILLINGER, E. — Karsthydrologische Untersuchungen auf der Reutlinger Alb (Schwäbischer Jura). - Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ., 11, 201-277, Freiburg 1969.

WEIDENBACH, F. — Über einige Wasserbohrungen im Jura. - Jber. Mitt.oberrh. geol. Ver., NF, 36, 54 - 73, Stuttgart 1954.

WEIDENBACH, F. — Trinkwasserversorgung aus Karstwasser in der östlichen Schwäbischen Alb.- Jh. Karst- und Höhlenkde., 1, 1969 - 192, Stuttgart 1960.

Zu Hy 19/8, Zusatz zwischen Absatz 1 und 2

WEIDENBACH (1960, S. 183) stellt innerhalb des Tiefen Karstes dessen Randbereich als "Äußere Zone" einer "Inneren Zone" gegenüber, weil hier die Sohlschicht "oft nur wenige Meter unter dem Vorfluter" liegt. Da diese Definition ungenau ist, wird als zweites, entscheidendes Merkmal für die Zonengliederung der Schüttungscharakter der Quellen herangezogen (Schwankungsziffer). Dieser ähnelt danach in der "Äußeren Zone" -- wenn auch abgeschwächt -- noch dem Seichten Karst.

Poljen als karsthydrographische Regelfaktoren

ALFRED BÖGLI (Hitzkirch / Schweiz)

Résumé:

Les poljés influencent la nappe d'eau de la région karstifiée avec laquelle ils sont liés par une hydrographie karstique collective, à condition que son niveau atteigne en temps de crue celui du poljé. A ce moment la montée de l'eau se ralentit considérablement ou cesse tout à fait. C'est d'autant plus efficace quand la proportion entre la surface du poljé et celle de la région karstique lié au bassin fermé est grande. Cela provoque une fixation des phénomènes de corrosion au niveau du poljé causant non seulement la croissance de plans de corrosion, mais aussi le développement d'un niveau souterrain, comme le démontre nettement le système des Postojnske Jame. En effet, les poljés sont des éléments régulateurs pour les eaux karstiques et par cela d'une grande importance pour le karst souterrain au niveau de ces bassins fermés.

Ab stract:

The poljes are an important part of the region with a common karst hydrography. In case the rising ground water reaches the plain of the polje, this movement will be reduced or even stopped. The effect is indeed most important when the ration of the surface of the polje to the karst region hydrographically connected is great. Thence the phenomena of corrosion are fixed in the level of the polje. The plains of corrosion continue to grow at this level and subterranean karst niveaus form, for example, the cave system of the Postojnske Jame. The poljes are important factors for the regulation of karstic ground water and consequently for the forming of the subterranean karst.

Poljen spielen im karsthydrographischen Geschehen vieler Karstgebiete eine bedeutende Rolle. Ihre Genese ist immer noch nicht gesichert und entsprechend umstritten. Deshalb schreibt auch H. LEHMANN (1962): "Das Polje wurde ursprünglich nie im Sinne einer bestimmten Genese aufgefaßt, sondern als eine Karsthohlform von ansehnlicher Größe mit flachem Boden"! Schon früh kamen aber durch die Einbeziehung von Karstwassertheorien morphogenetische Elemente hinein, z.B. durch A. PENCK (1894), der die mögliche Tiefe durch einen örtlichen Grundwasserspiegel begrenzt sah, eine Erkenntnis, die lange nachwirkte. 1932 bringt O. LEHMANN neue karsthydrographische Akzente hinein, da er Überschwemmung und Trockenheit durch hydrodynamische Gesetze erklärt. Eine Analyse durch ROGLIĆ ergibt, daß jedes (dinarotype d.A.) Polje von undurchlässigen Gesteinen in ein durchlässiges hineinwächst und variert damit die von vielen Forschern, vor allem von K. KAYSER (1934), angenommene Lateralkorrosion. Im dinarischen Raum zählt Dolomit vielfach zu den wenig durchlässigen Gesteinen (mündl. Mitt. von J. ROGLIĆ). Die Oberflächengewässer bringen aus dem undurchlässigen Bereich Fremdmaterial in den durchlässigen und verstopften die Ponore. Das Wasser wird gestaut und weitet durch Lateralkorrosion den Raum in den Kalk hinein aus. Obschon alle Poljen größere oder kleinere Ablagerungsebenen aufweisen, so ist es doch die Frage einer aktiven Weiterentwicklung der heutigen dinarischen Poljen umstritten. K. KAYSER (1934, 1955) ist mit N. KREBS (1929) der Auffassung, das sei immer noch der Fall und zitiert als Beispiele den Buško Blato und die Kriva Jaruga (SE des Glamočko Polje), sowie die Neretvaebene bei Metković. C. RATHJENS ist dagegen der Meinung, die dinarischen Poljen seien tropische Vorzeitformen, die heute nicht mehr weiter wüchsen (1954). So oder so muß festgehalten werden, daß nur wenige Poljen die Oberflächenformen ihrer aktiven Zeit aufweisen, worauf bisher kaum hingewiesen worden ist. Seither wurden sowohl durch Erosion wie durch Akkumulation, vor allem im Pleistozän, karstfremde Elemente hineingetragen. Das führt zu Änderungen in Form und Höhe der Poljenflächen, über deren Ausmaß nur ungenügende Vorstellungen herrschen.

Die Poljengenese nach ROGLIC zeigt im geforderten Gesteinswechsel eine Abhängigkeit von der Tektonik, die jedoch tektonische Bewegungen weder verlangt noch ausschließt. ROGLIC lehnt jedoch die Beteiligung unterirdischen Karstwassers, etwa im Sinne eines Grundwassers nach N. KREBS, ab. 1957 schreibt er: "Les poljés karstiques n'ont aucun rapport avec un niveau de base des eaux karstiques", weil er die Wasserzirkulation unter Grundwasserbedingungen als nicht genügend erachtet. Für die Erklärung einer völligen Abdichtung der Ponore und ausgedehnter Ebenheiten bereitet dies aber beträchtliche Schwierigkeiten.

Eine natürliche Verstopfung von Ponoren ist nicht selten zu beobachten, was allerdings nur eine beträchtliche Herabsetzung der Schluckfähigkeit bedeutet, die meist reversibel ist. Eine völlige Abdichtung, wie es die Annahme von ROGLIC fordert und wie sie in Poljen allgemein feststellbar ist, tritt nicht ein, weil die dazu erforderlichen Feinmaterialien, Schluff und Ton, auch durch sehr langsam fließendes Wasser, z.T. sogar durch innere Erosion ausgeschwemmt werden. Versuche am unterirdisch entwässerten Glattalpsee (Zentralschweiz, Muotatal) haben gezeigt, daß schon bei ein bis zwei Meter Wasserdruck die feinen Schwindrisse zwischen Beton und anstehendem Fels genügen, um eine 50 cm mächtige, nicht genügend verdichtete Tonschicht auszuspülen. Eine spontane

Abdichtung durch Massenbewegungen bildet eigentlich Ausnahmen. So berichtet STEINMÜLLER (1962) aus dem Unterharz über würmeiszeitliche Dichtung von Karrenspalten durch Solifluktionsschutt. Inwiefern Permafrost dran beteiligt, ist wurde nicht gesagt. Auch LOUIS lässt eine gewaltsame Abdichtung unter Hochwasserbedingungen anklingen, wenn er von den Schwemmfächern in den Poljen des Taurus spricht. Nach ihm werden aber die Ponore beim Rückgang der Schuttführung wieder aktiv, auch solche unter einer "abdichtenden" Decke. PANOŠ stellt fest, daß sich Ponore im mährischen Paläokarst gleichzeitig mit den Poljen vergrößert haben, statt sich zu schließen. Diese wenigen Beispiele zeigen deutlich, daß nur eine längere Stillegung des Durchflusses zu einer natürlichen Abdichtung führen kann, was allein bei Rückstau des Wassers von unten her möglich ist. Damit ist aber keineswegs die Existenz einer permanenten Karstwasserfläche in dieser Höhe gefordert, wenn auch eine solche, wie sie etwa an der unteren Neretva vorkommt, nicht ausgeschlossen ist. Außerdem beweisen die verschiedenen Höhenlagen benachbarter Poljen die lokale Bedingtheit eines allfälligen "tragenden" Karstwasserkörpers.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, seien hier einige Begriffe in ihrem Inhalt umrissen, bzw. definiert. Ein Karstwasserkörper umfaßt das Wasser, welches verschiedene unterirdische und untereinander in Verbindung stehende Hohlräume gänzlich füllt. Das schließt eine gewisse Individualität der darin auftretenden einzelnen Wasserbahnen nicht aus. Die phreatische Zone ist dauernd wassergefüllt. Ihre Oberfläche wird als permanente Oberfläche bezeichnet. Jede zusätzliche Wasserzufuhr läßt die Karstwasserfläche ansteigen - es können sich dadurch auch temporär neue Karstwasserkörper bilden. Diese Fläche ist der Ausdruck der im Karstwasserkörper herrschenden Druckbedingungen, womit in jedem aufwärts führenden Hohlraum eine in der Höhe vom anderen etwa verschiedene Wasseroberfläche auftritt. Sie wird deshalb auch als piezometrische Oberfläche (druckanzeigende Oberfläche) bezeichnet, was im angloamerikanischem Sprachraum ganz allgemein üblich ist (piezometric surface). Das drückt die tatsächlichen Bedingungenam klarsten aus. Der "tragende"Karstwasserkörper füllt alle Hohlräume unter dem Polje und verhindert das Abfließen von Poljenwasser nach unten, jedoch nicht das seitliche Wegfließen. Er wird entweder durch das Karstwasser der Tiefe gebildet, oder er besteht aus einem hängenden Becken, das als lokaler Karstwasserkörper über der permanenten Oberfläche oder über dem basalen Wasserstauer liegt.

Die piezometrische Oberfläche nimmt in trockenen Zeiten die tiefste Lage ein, bestimmt entweder durch den Vorfluter, oder durch einen unterirdischen Überlauf entsprechend einer Überfall quelle. Sie steigt bei Regen und Schneeschmelze in Abhängigkeit von der angebotenen Wassermenge und der karsthydrographischen Wirksamkeit der unterirdischen Wasserwege bzw. des Abflusses. Zu Überschwemmungen kommt es:

a. Durch das Ansteigen der Karstwasserfläche bis in den Bereich des Poljenbodens (Typ A), wobei die dauernde Überschwemmung (Neretvagebiet) nur als Spezialfall anzusehen ist,

b. weil die karsthydrographische Wirksamkeit der unterirdischen Wasserwege nicht genügt, das aus dem Polje in den Untergrund einströmende Wasser restlos abzuführen. Das unterirdische Gewässernetz ist überlastet. (Typ B). Kommt es zur Ausbildung eines hängenden Karstwasserbeckens, welches das gesamte Polje unterlagert, dann entwickelt sich aus dem Typ B der Typ A, da schließlich die Oberfläche dieses lokalen Karstwasserkörpers den Poljenboden erreicht und dadurch eine Überschwemmung hervorruft,

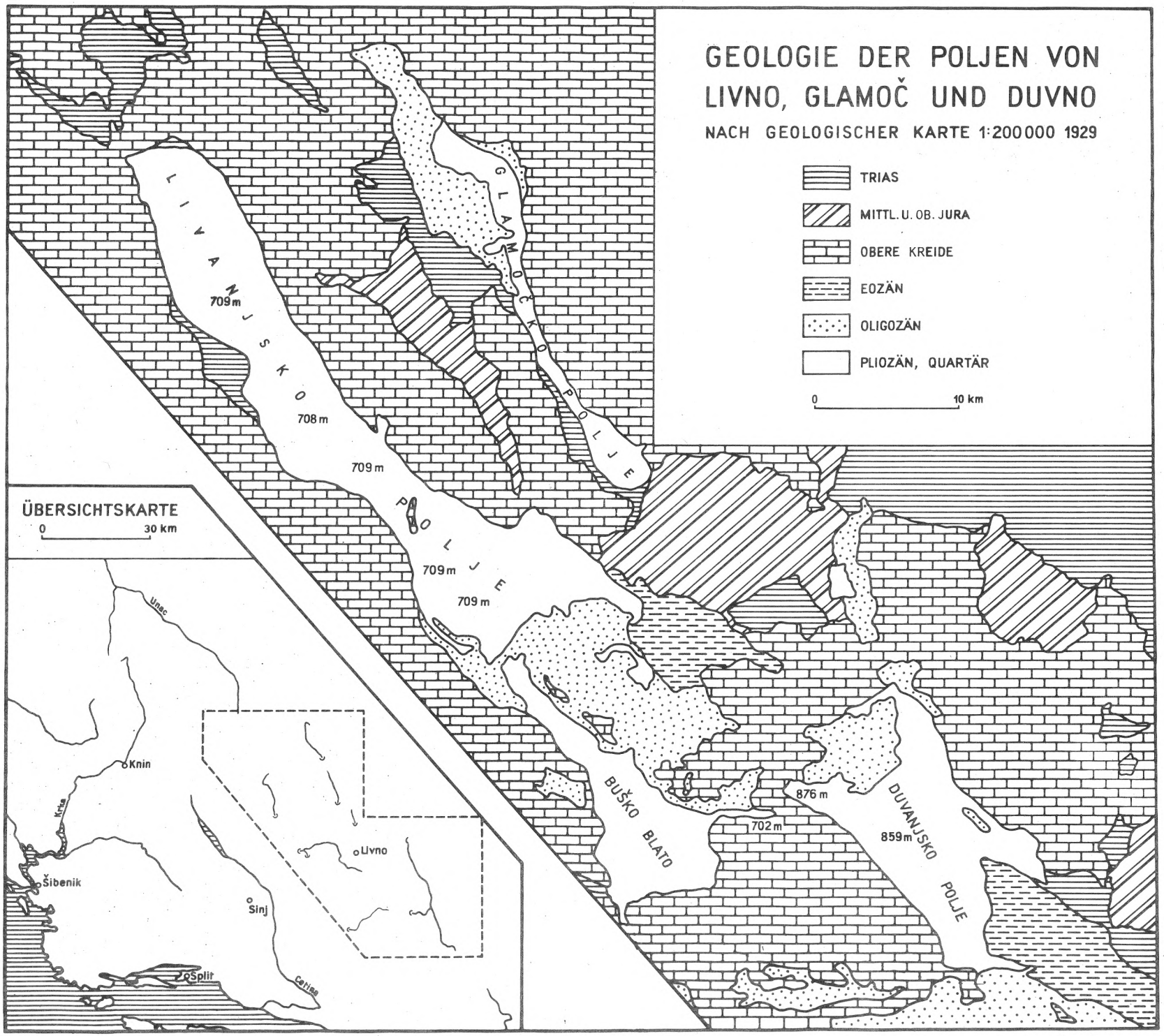
c. weil die Ponore das anfallende Poljenwasser nicht zu schlucken vermögen (Typ C),

d. weil die hydrodynamischen Bedingungen nach O. LEHMANN (1932) das Wasser der unter dem Polje durchlaufenden Wasserbahnen zum Aufquellen in den Speiern bringen (Typ D).

Die völlige Abdichtung einer durchlässigen Fläche ist, wie schon oben festgestellt, nur möglich, wenn die Wasserbewegung in den Versickerungsstellen zum Stillstand kommt, Das gilt vom ersten Augenblick der Überschwemmung an für Typ A. Letztlich kann auch jeder andere Typ in den Typ A einmünden, wenn durch Füllung aller unterirdischen Karsthohlräume die piezometrische Oberfläche die Höhe des Poljenseespiegels erreicht.

Die Annahme eines tragenden Karstwasserkörpers setzt zudem voraus, daß das Wasser aus dem unmittelbar benachbarten verkarsteten Gestein ungehindert ins Polje einfließen kann (Wechselschlünde, Karstquellen). Sonst entsteht in denKarstspalten unter der Poljendichtung ein Überdruck. Diese Erscheinung ist bei der künstlichen Abdichtung von Becken gefürchtet, da bei genügendem Druck die dichtende Auflage abgehoben wird. Dadurch entstehem Schwächestellen und Risse, auf denen sich beim Rückgang des Hochwassers Wasserbahnen bilden, die genau auf die Versickerungsstellen zuführen.

Poljenseen mit Zuflüssen verlieren ihr Wasser lateral durch die noch offenen Ponore, während die Versickerungsstellen im Poljengrund kein Wasser mehr an den tragenden Karstwasserkörper abgeben. Zuflüsse verschlechtern daher die Abdichtungstendenz keineswegs, sondern fördern sie durch Heranbringen von Feinmaterial.


GEOLOGIE DER POLJEN VON LIVNO, GLAMOČ UND DUVNO
NACH GEOLOGISCHER KARTE 1:200000 1929
TRIAS
MITTL. U. OB. JURA
OBERE KREIDE
EOZÄN
OLIGOZÄN
PLIOZÄN, QUARTÄR
0
10 km
LIVANJSKO POLJE
GLAMOČKO POLJE
709m
708 m
709 m
709 m
709 m
BUŠKO BLATO
876 m
702 m
DUVANJSKO POLJE
859m
ÜBERSICHTSKARTE
0
30 km
Unac
Knin
Krka
Šibenik
Livno
Sinj
Split
Cetina

Hy 20/3

Die Voraussetzungen für die Abdichtung der Ponore enthalten eine poljengenetische Komponente, auf die später noch einzugehen sein wird. Mit einem tragenden Karstwasserkörper lassen sich die ausgedehnten Ebenheiten konstanter Höhe leichter erklären. Solche treten vor allem in Poljen mit Querentwässerung auf, während solche mit Längsentwässerung durch Anschwemmung ein einseitiges Gefälle erhalten, z.B. das Popovopolje. Auf der Militärkarte 1:200'000 (Travnik, Spalato) findet man im Livanjsko Polje die folgenden Zahlen: (707 m, NW-Ende, geschätzt), 711 m, 710 m, 709 m (11 km vom NW-Ende), 711 m, 712 m, 709 m, 708 m (21 km vom NW-Ende), 701 am eingetieft verlaufenden Poljenfluß, 709 m, 708 m (29 km), 711 m, 708 m (35 km), 709 m. Es handelt sich um Punkte auf kaum erkennbaren leichten Bodenwellen. Die Ponore reichen tiefer. 702 m im Kazanciponor (Beginn des eigentlichen Schlundes), 696 m und 695,5 m bei den Ponoren Mitte Westseite. Sie sind die lokalen Erosionsbasen der heutigen Poljenflüsse, die über weiche Süßwassermergel des Pliozän und Quartärablagerungen fließen und sich darin einschneiden.

42 km im SE des NW-Randes geht das Livanjsko Polje i.e.S. zu Ende. Eine Fortsetzung führt über eine breite und niedrige Schwelle mit dem eingeschalteten Bijelo Polje zum Buško Blato (57 km bis 65 km vom NW-Rand), wo die Poljenfläche Höhen von 706 m und 707 m aufweist. Die Konstanz der Höhen über 65 km hinweg ist recht ungewöhnlich. Die Ričina entspringt auf ca. 702 m im Norden des Buško Blato und endet im Ponor bei 700 m. Livanjsko Polje und Buško Blato sind ca. ein halbes Jahr lang überschwemmt, nach BALLIF (cit. in O. LEHMANN, 1932) Ende letzten Jahrhunderts 7 - 8 Monate.

Die Stromquelle der Ričina östlich von P. 702 m im Buško Blato liegt nur 1,8 km vom Westrand des Duvanjsko Polje, dasjenseits eines Bergrückens (1055)m beginnt. In der hier endenden Westbucht sind 876 m Höhe gemessen worden, in der Ostbucht 881 m, im Norden und Süden jedoch 893 und 894 m. Eine obere Stufe weist Höhen um 902 m auf. Der Niveauunterschied von im Mittel 180 m zum Buško Blato fällt auf. Das Duvanjsko Polje ist in der Umrißform unregelmäßig und zeigt größere Spannweite der Höhen in der Poljenfläche, als das benachbarte Livanjsko Polje. Außerdem fehlen die rezenten Überschwemmungen, so daß die Poljenflüsse bei Hochwasser stark erodieren können. Die Šuica tritt bei 884 m ins Polje ein, der Höhe des Poljenbodens, sinkt dann auf 866 m und 859 m. Im Veliki Ponor verschwindet sie bei 858 m, 155 m über der Stromquelle der Ričina, wo das Wasser der Šuica wieder austritt. Das unterirdische Gefälle weist daher den hohen Wert von 2,6 % auf, was auf die relativ junge Anlage dieses Wasserweges hinweist.

Parallel zum Livanjsko Polje zieht sich das Glamočko Polje von SE nach NW hin. Beide sind durch eine Antiklinale voneinander getrennt und damit karsthydrographisch nicht gekoppelt. Entsprechend gehört das Glamočko Polje auch einem anderen Niveau an. Sein SE-Ende ist 886 m hoch. Der nächste Punkt 22 km im NW davon liegt auf 896 m. Dann folgen auf einem höheren Niveau 902 m, 902 m, 903 m (32 km von P. 886). Die höhenmäßige Übereinstimmung beider Stufen mit jenen im Duvanjsko Polje mag ein Zufall sein. Darüber können - vielleicht - spätere hydrogeologische Untersuchungen Auskunft geben.

Obschon die Höhenwerte nach dem Abschluß der Hauptentwicklung der Poljen Veränderungen mitgemacht haben, so sind sie doch ein wichtiges Indiz für die Bindung der Poljenböden an die lokalen geologisch-tektonischen Verhältnisse. Und diese bestimmen im dinarischen Raum über Möglichkeit und Größe unterirdischer Karstwasserkörper.

Livanjsko Polje (mit Buško Blato) und Glamočko Polje sind periodisch überschwemmt und während dieser Zeit der Erosion entzogen. Sie sind daher postpleistozän nicht im gleichen Maße erosiv bearbeitet worden wie das Duvanjsko Polje, wo die heutige Erosionsbasis in der Stromquelle der Ričina zu suchen ist. Andererseits ist das Duvanjsko Polje erst in junger Zeit, möglicherweise im Spätpleistozän, angezapft worden, sonst hätte die Šuica die Hohlform viel stärker ausgeräumt.

Nach BALLIF (cit. nach O. LEHMANN, 1932) weist das Becken von Livno eine Fläche von 405 km^2 auf, das Glamocko Polje 129 km^2 und das Duvanjsko Polje 122 km^2. Der Quartäranteil ist nach der Karte von CVIJIĆ (1901) für das gesamte Livanjsko Polje 219 km^2 (55 %), für das Glamočko Polje 52 km^2 (40 %) und für das Duvanjsko Polje 38 km^2. (31 %), worin sich auch dessen stärkere Erosion spiegelt.

Die Höhe der Überschwemmungen wechselt von Polje zu Polje. Sie ist in Längspoljen wegen des kontinuierlichen, wenn auch geringen Gefälles nach der einen Seite hin am größten, im Popovopolje (CVIJIĆ, 1960) im Minimum 20 m, im Maximum 40 m. Heute kann sich hier ein tragender Karstwasserkörper nicht mehr entwickeln, da der Vorfluter nahezu auf Meereshöhe liegt, also ca. 220 m tiefer. Die rezenten Überschwemmungen gehören dem Typ C an, erreichen aber nie den Typ A. Im Livanjsko Polje sind die tieferen Teile nur 2 bis 5 m überstaut, vermutlich nach Typ A. Bei ganz großem Hochwasser sind es sogar 8 m. Dann sind aber ohne Busko Blato 260 km^2 überschwemmt von 295 km^2 des Livanjsko Polje i.e.S.. Mit dem Busko Blato liegen dann 313 km^2 unter Wasser. Jedes Meter Hochwasser bedeutet die Speicherung von 1 Mio m^3 pro km^2 Fläche. Das macht für die Großüberschwemmung von 300 km^2

eine Menge von 300 Mio m^3. Ein großes Polje speichert daher Wasser in der Größenordnung von Milliarden m^3. Das beeinflußt in den mit dem Polje karsthydrographisch gekoppelten Karsträumen die Höhe der piezometrischen Oberfläche entscheidend. Das überschwemmte Polje wird zur Bezugsgröße, zur Basis des im anschließenden Karst einsickernden Wassers. Je stärker die Verkarstung, je besser die karsthydrographische Wirksamkeit des unterirdischen Gerinnenetzes, um so näher liegt die Karstwasserfläche dem Poljenseespiegel und um so weiter ins Gestein hinein ist dieser wirksam.

Das Volumen der an der karsthydrographischen Wirkung beteiligten Hohlräume wechselt von Ort zu Ort. Es ist kaum bestimmbar, da die meisten unterirdischen Hohlräume unzugänglich oder noch nicht endeckt worden sind. In dieser Hinsicht ist wahrscheinlich das Gebiet des Hölloches (104 km vermessen) am genauesten untersucht. Die Fläche, die diese Höhle im Muotatal (Zentralschweiz) bedeckt, umfaßt ca. 7 km^2 mit einer Mächtigkeit des erfaßten speläogenen Schrattenkalkes (Unterkreide) von im Mittel 120 m. Das sind rund 850 Mio m^3 Gestein. Bisher sind ungefähr 1,5 Mio m^3 Höhlenraum vermessen worden, was knapp 0,2 % ausmacht. Zusammen mit den wegen Wasserfüllung, Lehmeinlagerung, zu kleinem Querschnitt oder Verbruchs unzugänglichen, doch abschätzbaren Hohlräumen dürften es 0,25 % bis 0,3 % sein. Das oberste System, ca. 20 km lang, ist präglazial entstanden (BÖGLI, 1966, 1968), der Rest ist jünger. Die Riesenhöhlen des Mammoth Cave National Parks, verab Flint Ridge Cave (ca. 120 km vermessen) und Mammoth Cave (gegen 80 km) sind offensichtlich bedeutend älter. Daher sind auch die Gangquerschnitte wesentlich größer. Eine grobe Schätzung dürfte an die 0,5 % Hohlraumanteil des Gesteines ergeben, eine Zahl, die den nachfolgenden Überlegungen zugrundeliegen wird.

0,5 % karsthydrographisch wirksamer Hohlräume werden durch 10 cm Niederschlag bis zu 20 m hoch angefüllt (bei 0,25 % sind es 40 m). Im Herbst, vor allem aber im Frühjahr, wenn sich zu den großen Niederschlägen noch Schneeschmelzwasser gesellt, werden diese Werte jedoch weit übertroffen. Im Höllloch steigt die Piezometerfläche infolge Rückstau auf dem langen Weg zum Vorfluter bis zu 170 m über den Tiefststand (BÖGLI, 1966, 1969).

Im Einflußbereich eines Poljes ist jeder Meter Poljenhochwasser 200 m Stauhöhe im Gestein äquivalent (bei 0,25 % sind es 400 m!). Die Wirkung des Poljes auf den mit ihm gekoppelten verkarsteten Bereich ist vonderen Flächenverhältnis abhängig. Zu- und Abfluß spielen eine zusätzliche Rolle, doch werden sie in dieser Studie wegen der schweren Erfaßbarkeit nicht einbezogen. Der dadurch bedingte Fehler sinkt mit abnehmender Differenz zwischen dem Umfang der oberirdischen Zuflüsse und dem Abfluß aus dem karsthydrographisch gekoppelten Raum.

Nach einer groben Schätzung sindmit dem Livanjsko Polje etwa 1000 km^2 karsthydrographisch gekoppelt. Die Karstwasserfläche im benachbarten Gestein wird somit vom Polje her beeinflußt, während gleichzeitig das unterirdische Karstwasser darauf zurückwirkt. Das bedeutet, daß das Polje mit einem Meter Anstieg der Wasserfläche so viel Wasser speichert, wie das Gestein mit 60 m, wenn man das heutige maximale Überschwemmungsareal berücksichtigt. Oder anders ausgedrückt: Wasser, das im benachbarten verkarsteten Kalk 61 m hoch steht, liesse beim Auslaufen den Poljenseespiegel um einen Meter ansteigen.

Unter der Poljenfläche werden bei großem Wasserandrang die Hohlräume relativ schnell gefüllt, begleitet vom Ansteigen der piezometrischen Oberfläche. Erreicht sie den Poljenboden, bzw. das Seeniveau, dann beginnt die Überschwemmung nach Typ A. Der weitere Anstieg ist nun um den Faktor 0,005 verlangsamt und bestimmt damit das Karstwasserniveau im gekoppelten Raum. Von diesem aber strömt Wasser zurück und erhöht damit den Faktor auf 0,033. Je höher das Hochwasser, um so größer die Wirkung,des Polje.

Im tiefen Karst wird in trockenen Zeiten eine piezometrische Oberfläche durch die im dinarischen Raum meist unterirdische Überlaufschwelle bzw. durch den Vorfluter bestimmt. Es ist die permanente Karstwasserfläche. In Regenzeiten stellt sich beim Überschwemmungstyp A eine durch das Poljenniveau festgelegte und stabilisierte Karstwasserfläche ein. Die Überschwemmungen können monatelang anhalten - ebensolang wirkt dieses obere Karstwasserniveau aufs benachbarte Karstgestein. Es gibt somit zwei Lagen bevorzugter korrosiver Wirkung, also auch zwei gleichaltrige aber verschieden hohe unterirdische Karstniveaus. Alle anderen Wasserstände sind nur episodisch, zufällig. In dauernd innundierten Poljen fallen die beiden Hauptwasserstände zusammen. Sie können auch so nahe liegen, daß eine Unterscheidung ihren Sinn verliert, vor allem dann, wenn die Verkarstung unterhalb des Poljenniveaus noch nicht weit fortgeschritten ist, z.B. in jungen Poljen, zu denen viele Randpoljen und Interior Valleys des tropischen Kegelkarstes zu zählen sind.

Der heutige Überschwemmungstyp der Poljen entspricht nicht jenem der Entstehungszeit. Während der Poljenbildung dürfte Typ A, wenigstens zu Beginn, vorherrschend sein. Im Verlaufe der Verkarstung nimmt die karsthydrographische Wirksamkeit zu, womit eine Tendenz zur Tieferlegung und zur Annäherung der Karstwasserfläche an das Vorfluter- bzw. Überlaufniveau besteht.

Viele Poljen zeigen Reste höher gelegener, älterer Poljenböden, Korrosionsebenen aus der Entstehungszeit, die ich als degradierte Poljenböden bezeichnen möchte, besonders schön im Popovopolje und im Polje von Niksić. Durch die Entwicklung eines tieferen Poljenbodens wurde die Deckschicht des höheren erosiv angreifbar und abgetragen. Auf der bloßgelegten Kalkfläche setzte die Verkarstung erneut ein. Sie bildet heute ein Gewirr aus unbegehbaren Spitzkarren, metertiefen Karrenschründen und dolinenartigen Einsenkungen. Es liegt nahe, die Bildung der tieferen Poljenniveaus einem lokalen, geologisch bedingten Karstwasserkörper zuzuschreiben, wobei der Überschwemmungstyp A die einfachste Lösung anbietet. An Beispielen aus den Tropen fehlt es nicht. Nach H. LEHMANN (1956) bestimmt in Kuba der Vorfluter die Höhe der Poljenböden der Interior Valleys und der Randpoljen. Dabei werden die Kalkschichten gekappt. Alle darunter liegenden Klüfte und Fugen, ob korrosiv erweitert oder nicht, sind wassergefüllt und weisen phreatische Bedingungen auf. Dadurch kommt es regelmäßig zum Überschwemmungstyp A. In Jamaica stellen sich die tiefsten Cockpits auf die Karstwasserfläche ein und sind zu gewissen Zeiten überschwemmt. Der Vorfluter bestimmt häufig auch die unterirdischen Karstniveaus (BÖGLI 1966), wiedie Riesenhöhlen im Mammoth Cave Park und das Hölloch beweisen. Als Vorfluter i.w.S. sind nicht nur die nächstliegenden Erosionsbasen (Meer, See, Talboden, z.B.) zu betrachten, sondern auch die unterirdischen Überlaufschwellen, da sie die gleiche Wirkung ausüben. Das dürfte ursprünglich auch für viele Poljen des dinarischen Raumes gegolten haben. Allerdings sei eineVerallgemeinerung vermieden, da die heutigen Poljen bei verschiedener Genese ihre Ähnlichkeit durch Formkonvergenz erreicht haben.

Senkt sich ineinem so entstandenen Polje der Vorfluter und damit die Karstwasserfläche um ein Geringes und bleibt wieder konstant, dann ist die Neubildung einer Poljenfläche vom Grunde des Ponors ausgehend zu erwarten. Sie kann nur bei Niedrigwasser erfolgen, da das Hochwasser auf dem bisherigen Poljenboden weiterhin stabilisiert bleibt, so daß dessen Entwicklung vorläufig weitergeht. Je größer die untere Fläche wird, um so seltener erreichen die Hochwasser die obere. Zuletzt wird diese ganz verlassen. Damit setzt auch die erosive Entblößung und nachfolgende Verkarstung wie oben beschrieben ein. Eine stärkere Absenkung der permanenten Karstwasserfläche verhindert die Neubildung eines Poljenbodens, die wegzuschaffende Gesteinsmenge wäre zu groß. An seiner Stelle entwickelt sich vermutlich ein unterirdisches Karstniveau, das allerdings als Analogieschluß abgeleitet werden muß, da ein solches m.W. bisher mangels Zugänglichkeit nicht aufgefunden werden konnte. Die ursprünglich mehr oder weniger horizontalen Schluckhöhlen, die Pivka- und Rakhöhlen sind ein instruktives Beispiel dafür, sie sind auch für die Kegelkarstgebiete typisch, z.B. in der Sierra de los Organos (H. LEHMANN 1956). werden durch steil abtauchende ergänzt oder ersetzt. Im Livanjsko Polje liegen die vier Plouča-Ponore 1600 m auseinander.

Die drei ersten verlaufen steil in die Tiefe; der Kameniti-Ponor sinkt jedoch auf 440 m nur um 32 m und nimmt damit eine Zwischenstellung ein. Fällt das Polje trocken, so beginnt sich die Poljenfläche zu verändern, da ein tragender Karstwasserkörper nicht mehr auftritt und die Erneuerung der Abdichtung unterbleibt. Außer der schon erwähnten Erosion werden nun auch unter der Bodendecke Korrosionsvorgänge wirksam, die zur Bildung zahlreicher Dolinen führen, wie sie im Dugopolje bei Tločak oder in der "Uvala" bei Ratkovo zu beobachten sind.

Zusammenfassend sei festgehalten, daß Poljen, die von der steigenden Karstwasserfläche zu Beginn oder im Verlaufe der Überschwemmung erreicht werden (Überschwemmungstyp A) auf den Hochwasserbereich in den mit ihnen karsthydrographisch gekoppelten Karsträumen ausgleichend wirken. Poljen stabilisieren die Karstwasserfläche auf der Höhe des Poljenbodens und zwar in um so stärkerem Maße, je größer das Verhältnis von Poljenfläche zur Fläche des damit gekoppelten verkarsteten Raumes ist. Dadurch ergibt sich eine Fixierung der Korrosionsvorgänge auf dieser Höhe, was sich nicht nur in der Entwicklung bzw. Weiterbildung von Korrosionsebenen ausdrückt, sondern auch in der Bildung unterirdischer Karstniveaus, die in den Höhlen, z.B. Postojnske Jame, ihren besonderen Ausdruck finden.

Literatur:

BÖGLI, A., 1960	Karsthydrographische Untersuchungen im Muotatal. - Regio Basiliensis Basel
1966	Karstwasserfläche und unterirdische Karstniveaus. - Erdkunde, Arch.f. wissensch. Geogr., Bonn
1968	Präglazial und präglaziale Verkarstung im hinteren Muotatal. - Regio Basil. Basel
1969	Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. - Geol.Rundschau Stuttgart
1969	Das Hölloch. - Schwyz
CVIJIĆ, J., 1893	Das Karstphänomen. - Abh. der Geogr. Ges. Wien
1901	Studien aus Bosnien II. Die Karstpoljen. - idem
1960	La Géographie des Terrains calcaires. - Acad. Serbe des Sciences Beograd

GERSTENHAUER, A., 1966	Beiträge zur Geomorphologie des mittleren und nördlichen Chiapas. - Frankfurter Geogra. Hefte. 41.
KAYSER, K., 1934	Morphologische Studien in Westmontenegro II. - Ges. f Erdkunde Berlin
KREBS, N., 1928	Zur Geomorphologie von Hochkroatien. - Ges.f Erdkunde Berlin
1929	Ebenheiten und Inselberge im Karst. - idem
LEHMANN, H., 1953	Tropischer Kegelkarst in Westindien. - Deutscher Geographentag. Essen
1956	Karstmorphologische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. - Erdkunde Arch.f.wissensch. Geogr., Bonn
1959	Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und im Hochapennin. - idem
1952	Manuskript zu Westermanns Lexikon der Geographie
LEHMANN, O., 1932	Die Hydrographie des Karstes. - Wien
LOUIS, H., 1956	Das Problem der Karstniveaus. - IGU. Rio de Janeiro
PFEFFER, K. H.,	Beiträge zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereiche des Monte Veline. - Frankfurter Geogr. Hefte, 42.
RATHJENS, C., 1954	Zur Frage der Karstrandebene im Dinarischen Karst. - Erdkunde. Arch f. wissensch. Geogr., Bonn
1960	Beobachtungen an hochgelegenen Poljen im südlichen Dinarischen Karst. - Zeitschr. f. Geomorph., Berlin
ROGLIC. J., 1952	Les surfaces de corrosion dans le karst dinarique. - IGU, VIIIth General Assembly
1956	Korrosive Ebene im Dinarischen Karst. - Erdkunde Arch.f.wissensch. Geogr , Bonn
1957	Quelques problèmes fondamentaux du Karst. - L'Information Géographique, Paris
STEINMÜLLER, A, 1962	Fossile Karst- und Verwitterungserscheinungen im Unterharz. - Forsch. z. deutsch. Landeskunde, Bd. 58
v. WISSMANN, H., 1954	Der Karst der humiden und sommerheissen Gebiete Ostasiens. - Erdkunde, Arch. f.wissensch. Geogr., Bonn
KAYSER, K.	
1956	Karstrandebenen und Poljaböden. - Erdkunde, Arch. f. wissensch. Geogr.,Bonn

Diskussion:

S. LANG:

Die Rolle der Poljen als karsthydrographische Faktoren ist sehr komplex und vielseitig, weil wir bisher die Daten der Wasserbilanz, das Ausgangsniveau des Karstwassers, nicht kennen, wie Prof. Bögli schon ausführte. Dazu fehlen Pegelschächte, in denen das Karstwasserniveau beobachtet werden könnte. Sehr wichtig ist auch die Dauer der Zeit, in der die Ponore leer oder mit Wasser gefüllt sind. Erstere wird sich allmählich verlängern, weil die Katavothren teilweise zugefüllt werden. Daher besitzen auch die benachbarten Poljen keine Gleichförmigkeit, sondern sind als Individuen zu betrachten.

A. BÖGLI:

Die Auffassung von Prof. Lang deckt sich mit der meinen. Im besonderen möchteich noch einmal betonen, daß benachbarte Poljen durchaus nicht karsthydrographisch gekoppelt sein müssen, was aus meinen Beipielen deutlich ersichtlich ist! Daher weisen sie auch verschieden hohe Poljenböden auf. Untersucht man das Livanjsko Polje näher, so erkennt man, daß es aus verschiedenen Becken, jedochmit Poljenböden gleicher Höhe besteht. Diese Becken sind karsthydrographisch gekoppelt. Die Forderung des Diskussionsredners laufen auf ein quantitatives Erfassen der Gegebenheiten heraus, ein Wunsch, der mangels Geldmittel noch lange auf Erfüllung erwarten muß. Die vorhandenen nützlichen Ansätze in dieser Richtung haben aber ganz anderen Zielen gedient und sind deshalb für das aufgeworfene Problem nur bedingt verwendbar.

C. AUB:

Es kann auch umgekehrt geschehen: In Jamaica some poljes are flooded by the river, and not by a rise in the groundwater. In fact, the flood water drains away through the local sinks, whose water level varies very little.

A. BÖGLI:

Die Auffassung von Dr. Aub deckt sich mit dem Typus C meiner Aufstellung. In seinem Beipiel ist der karsthydrographisch gekoppelte Karstwasserkörper so ausgedehnt, daß Überschwemmungen in Lluidas Vale in Zentraljamaica einsetzen und sich wieder verlaufen können, bevor die Karstwasserfläche das Niveau des Poljenbodens erreicht hat. Das erklärt zusammen mit den durch die Passatregen in allen Monaten gut benetzten Cockpitlandschaften die relativ kleinen Schwankungen der Karstwasserfläche.

Karsthydrologische Untersuchungen am Ostflügel des Aggteleker Karstgebietes

GYÖRGY DÉNES (Budapest / Ungarn)

Das östliche Glied des Aggteleker Karstgebietes, der sogenannte "Alsóhegy" (Unterberg) von einer Ausbreitung von 86 km^2, ist verhältnismäßig unbekannt, obwohl die sich an ihm befindenen Karstplateaus Szilasi-fennsik (mit einer Fläche von 30 km^2) und Szögligeti-fennsik (von einer Ausbreitung von 3,5 km^2) mit ihren bemerkenswerten Karsterscheinungen mit Recht das Interesse der Speläologen erwecken.

Die sich die ungarisch-tschechoslawakische Staatsgrenze entlag ziehende Szilasi-fennsik (Hochfläche von Szilas) ist mit großen und tiefen Dolinen belegt und es sind da mehr als fünfzig Schächte registriert, deren Entstehung heute noch umstritten ist. An den Berghängen, an den Grenzlinien der verkarsteten und nicht verkarstungsfähigen Gesteine kennen wir viele Ponore, während am Fuße des Berges ergiebige Karstquellen zu finden sind.

Die hydrogeologischen Verhältnisse, besonders aber die karsthydrographischen Zusammenhänge dieses interessanten Karstgebiets wurden nur im Laufe der Untersuchungen der letzten Jahre geklärt.

Der sich in west-östlicher Richtung lang dahinziehende Bergzug des Alsóhegy wird vom Norden durch den Torna- vom Südosten durch den Bódva- und vom Südwesten durch den Ménes-Bach umgrenzt.

Die Szilas-Hochebene ist aus oberanisischem und ladinischem hellgrauen Kalkstein aufgebaut. An dem Ostflügel ihres Nordfusses finden wir einen angrenzenden wasserundurchlässigen untertriassischen Tonschieferzug, während an dem Westflügel der unbedeckte Kalkstein bis zur Talsohle reicht. Am Südfuße der Hochfläche haben wir eine umgekehrte Lage: an dem Ostflügel reicht der Kalkstein unbedeckt bis zur Talsohle; an die Seite des Westteils angrenzend finden wir die wasserundurchlässigen untertriassischen Tonschiefer und Sandsteine, die in einer breiten tektonischen Zone west-östlicher Richtung entlang tiefreichenden Strukturlinien durch tektonische Bewegungen an die Oberfläche gepreßt worden sind. Sie umschließen zwischen den Szilas- und Szögliget-Hochflächen drei Kalksteinschollen, und zwar die aus hellgrauem Kalkstein aufgebaute Scholle von Szádvár, sowie die aus dunkelgrauem mit Kalzitadern durchwobenem unteranisischem Kalkstein aufgebauten Schollen von Bene-bérc und Kerek-hegy.

Südlich von den in der tektonischen Zone aufgestauten Werfen-Schiefern erstreckt sich die aus hellgrauem Kalkstein und Dolomit bestehende Hochfläche von Szögliget, vom Süden her gleichfalls von der wasserdichten Untertrias begrenzt. Nur an dem Ost- bzw. West-Rande der Hochfläche reicht der Kalkstein unbedeckt bis zur Talsohle hinab.

Die hier mitgeteilten geologischen Gegebenheiten determinieren vielfach die karsthydrologischen Verhältnisse des Alsóhegy.

Die Wassermengen des Ostflügels der Szilas-Hochebene finden eine Abflußmöglichkeit nur am südlichen, die des Westflügels aber nur am nördlichen Bergfuße, während sich am Rande der Szögliget-Hochfläche nur am östlichen bzw. westlichen Bergfuße Karstquellen ausbilden konnten. In den durch wasserdichten Schiefer umschlossenen drei Kalkschollen zwischen den zwei Karstplateaus sind selbstständige Karstwasserspiegel entstanden, entsprechend dem Niveau des Abflusses.

Die zwischen den zwei Karstplateaus, an der Oberfläche der wasserdichten Schiefer abfließenden Wässer bildeten am Karstrande anlangend eine Reihe von Ponore aus.

Im folgenden werde ich - mit dem Hinweis auf die beigelegten Skizzen - die bisherigen Resultate unserer Untersuchungen der karsthydrologischen Zusammenhänge mitteilen.

Abb. 1 stellt das Relief des Gebietes und auch alle die im Text vorkommenden Namen dar. In Abb. 2 sind schon die geographischen Namen nicht angeführt, d.h. in der Darstellung der lithologischen Verhältnisse des Gebiets finden wir nur die Schächte, Ponore und Karstquellen, sowie die zwischen diesen erwiesenen Zusammenhänge.

A
B
A'
B'
Szilasi-fennsik
Szögligeti-fennsik
Terna
Paklen
Tapolca
Kastélykert
Palsvitag
Vecsem
Bódva
Bódvaszilas
Szögliget
Meneš
Szádvár
Bene-bérc
Kerek-hegy
Hangyás
Kapasz-gaju
Nagy-vizes
Pócsg-hó
Bükk-lápa
Acskó
Bükk
Tetves
Szőnad
Rejtek
Altnási
Vecsembükk
Szabó-pallag
Vecsem
Bódva
Sajtos
Jég
Bükki
TORNAI
ALSÓHEGY

Abb. 1

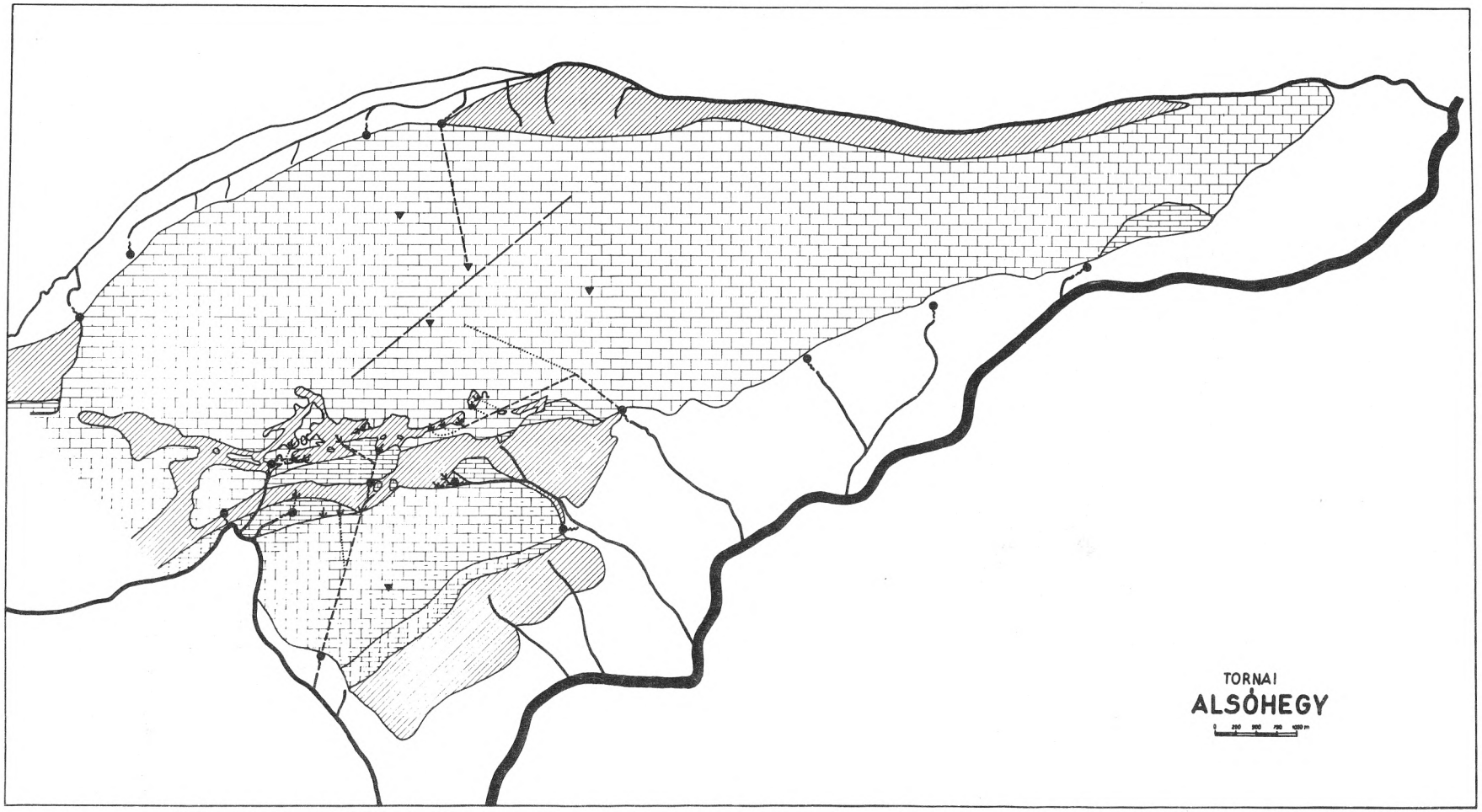


Abb. 2

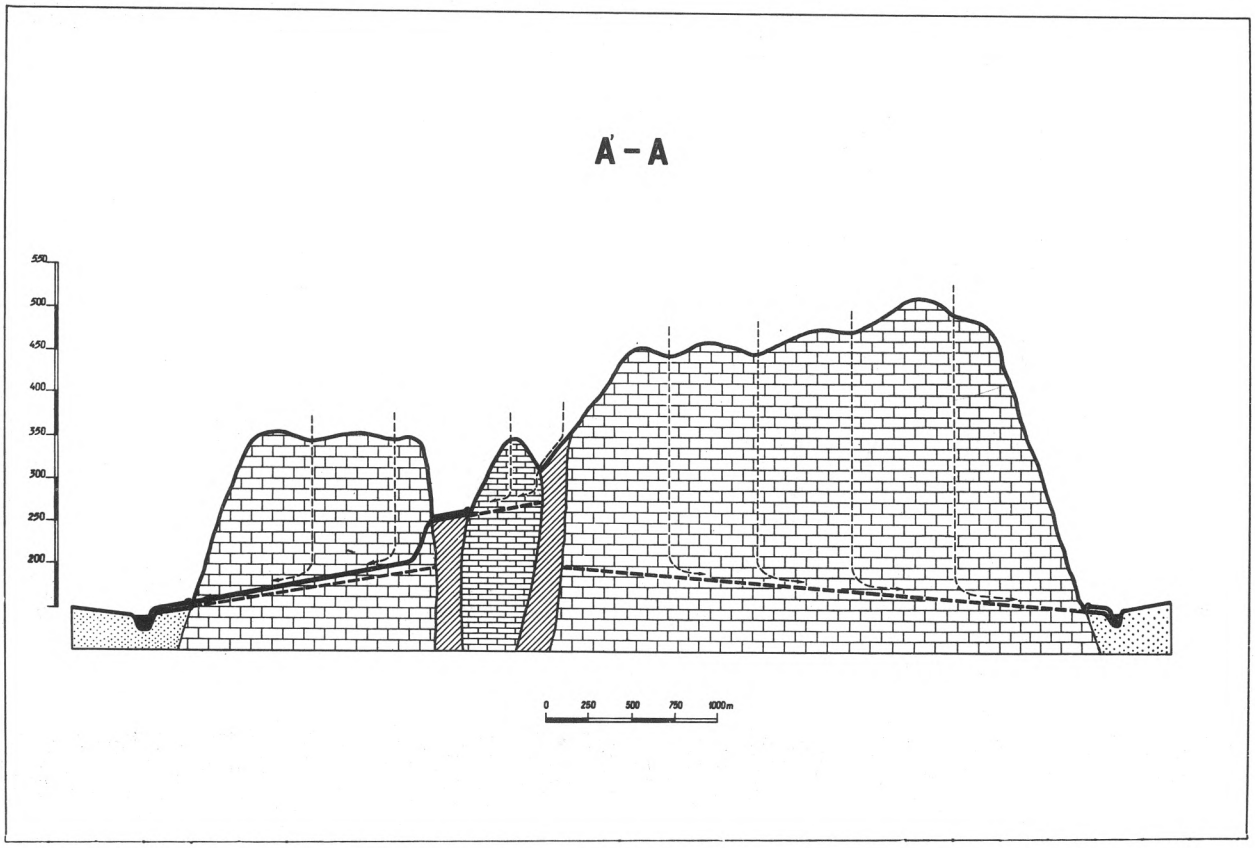

A'-A
550
500
450
400
350
300
250
200
0 250 500 750 1000m

Abb. 3

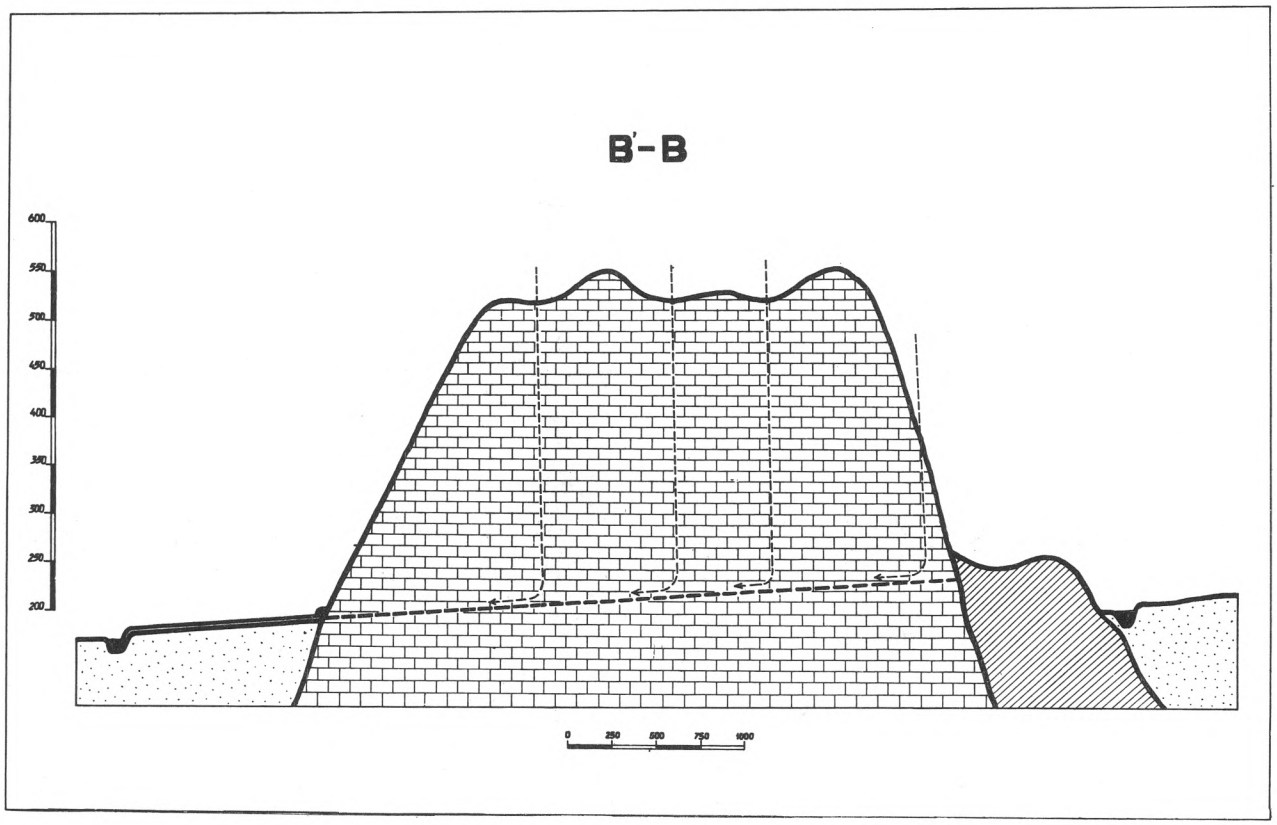

B'-B
600
550
500
450
400
350
300
250
200
0 250 500 750 1000

Abb. 4

Ich benutze die folgenden Bezeichnungen: wasserundruchlässige untertriassische Sandsteine und Tonschiefer: schräge Schraffierung; die dunkelgrauen unteranisischen Kalksteine und Dolomite (die voneinander nicht abzugrenzen sind): kleinere Rechtecke; die hellgrauen oberanisischen und ladinischen Kalksteine: größere Rechtecke; der von diesen kaum zu trennende Dolomit: Strichelchen in den Rechtecken. Die erwiesenen karsthydrographischen Zusammenhänge wurden zwischen den Ponoren und den Quellen mit gestrichelter Linie, die wahrscheinlich Zusammenhänge mit punktierter Linie bezeichnet.

Im Laufe der Untersuchungen trat das mit Uranin gefärbte Wasser des Ponors Bâba-völgy No. 2 in der Borz-Quelle aus. Es ist wahrscheinlich, daß auch die sich in der Nähe befindenen Ponore No. 1 und 5 zu demselben System gehören.

Das mit Uranin markierte Wasser des Ponors No. 3 im Bâba-Tal sowie das mit Salz kennzeichnete Wasser des Hangyás-Ponors wurde durch die Acskó-Quelle auf die Oberfläche gefördert. Diese Wasserläufe verschwinden wieder - nach einem kurzen Fließen an der Oberfläche - am Nordfuße der Szögliget-Hochfläche in einem weiteren Wasserschlinger, und erscheinen wieder in der Csörgo-Quelle, die am Rande des Dorfes Szögliget entspringt. Vielleicht gehört der sich im Acskó-Tal befindende Szunyogos-Ponor auch diesem System an.

Das Wasser der zwei Ponore, die sich am Ostrande von Bükklápa befinden, erschien - nach Färbung mit Uranin - in der nahegelegenen Szénhely-Quelle.

Von den am Hange des Kopasz-galy-Berges ausgebildeten fünf Ponoren wurde der sich in der Mitte befindende Pócsako-Schlinger mit Uranin gefärbt; das grüne Wasser erschien mehr als zwei km entfernt in östlicher Richtung in der Vecsem-Quelle. Angesichts der lithologischen und tektonischen Verhältnisse gehören wahrscheinlich die vier anderen Ponore des Hanges des Kapasz-galy-Berges auch diesem System an, darunter auch die Meteor-Tropfsteinhöhle, die in mehr als 1 km langer Strecke und bis zu einer Tiefe von 150 m erforscht worden ist. Es wird angenommen, daß auch die Niederschlagsmengen, die auf der karstigen Oberfläche nordwestlich der Vecsem-Quelle mit einer mächtigen Dolinenreihe niedergehen, demselben System zugehen.

In den Speläologenkreisen ist die Entstehung der an der Szilas-Hochfläche auffindbaren mehr als fünfzig Schächte noch immer umstritten. Da heute keiner von diesen ein oberflächiges Einzugsgebiet besitzt, geht diesen Schächten in den heutigen Tagen von der Oberfläche kein Niederschlagswasser zu. Es ist auch umstritten, ob diese Schächte überhaupt eine Verbindung mit den sich im Inneren des Karstplateaus ausgebildeten Karstwassersystem besitzen.

Im Interesse der Lösung der Probleme wurden im Frühling dieses Jahres von den ungarischen und tschechoslowakischen Wasserforschungs-Instituten - unter Mitarbeit des Verfassers - Markierungsstoffe in zwei dieser Schächte eingegeben. Da aber keiner von diesen einen natürlichen Wasserzufluß besitzt, wurden die Markierungsstoffe mit Hilfe von durch Tankwagen auf die Hochfläche befördetem Wasser in die Schächte eingespeist.

In den 93 m tiefen Almási-Schacht wurden 1 q Uranin, in den 83 m tiefen Vecsembükk-Schacht 2 Tonnen Salz (NaCl) eingegeben. Das Uranin meldete sich in der Tapolca-Quelle im Torna-Tal, so die Existenz eines Zusammenhanges zwischen dem Almási-Schacht und dem zu der Tapolca-Quelle gehörenden Karstwassersystem bestätigend. Das dem Vecsembükk-Schacht eingespeiste Salz hat sich bisher nirgends finden lassen. Es ist aber möglich, daß die als Folge der Herbstregen sich im Inneren des Karstes verstärkende Wasserströmung auch diesen Markierungsstoff an die Oberfläche fördern wird.

Auf Grund der bisherigen Resultate unserer Untersuchungen seien jetzt einige charakteristische Züge des hydrogeologischen Bildes des Alsóhegy dargestellt. Auf Grund seiner geologischen Gegebenheiten sowie seiner Quellen, die am Fuße des Berges im Bódva- und Torna-Tal gleicherweise in einem etwa 200 m hohen Niveau entspringen, können wir voraussetzen, daß innerhalb der Szilas-Hochfläche ein einheitlicher Karstwasserspiegel ausgebildet werden konnte. Dieser besitzt im Inneren des Berges ein durch Isohypsen feststellbares Relief, in dessen Fläche den Abflußpunkten entsprechend Depressionen zu finden sind. Da die Karstwassermenge in zwei entgegengesetzten Richtungen - am Nordwest- und Südost-Fuße des Berges - durch mehrere große Karst-Quellen abgezapft wird, fällt die Niveaufläche des Karstwassers in dem Westflügel nach Norden, in Richtung des Torna-Tales, im Ostflügel aber nach Süden, gegen das Bódva-Tal ab. Es ist anzunehmen, daß der "höchste Rücken" des Reliefs des Karstwassers sich irgendwo im Mittelgebiet der Hochfläche in Nordost-Südwest-Richtung hinzieht (in Abb. 1-2 mit getrichelter Linie bezeichnet). Dieser Rücken bildet die unterirdische Wasserscheide und südöstlich von dieser fließen die in das Karstgebiet einsickernden Niederschlagswässer den Quellen zu, die den Bódva-Bach speisen, während die Wässer im Nordwesten den Quellen des Torna-Tales zufließen. Die unterirdische Wasserscheide zieht sich natürlich nicht als eine gerade Linie in der Tiefe hin, im Gegenteil, sie kann einen recht wechselvollen Gang haben. Die zu den verschiedenen Karstquellen gehörenden unterirdischen Strömungsgebiete sind anisotrop und werden durch die Strukturverhältnisse bestimmt. Je eine tektonische Spalte kann aus recht entfernten Gebieten die Karstwässer irgendeiner Quelle zuführen. Das Relief des Karstwasserspiegels ist nicht konstant, denn in Abhängigkeit von

den lokal verschiedenen Niederschlagsmengen können ihre Wölbungen und dadurch - in gewissen Grenzen - auch die unterirdische Wasserscheide selbst verschoben werden.

Unabhängig vom Karst der Szilas-Hochfläche bildeten sich ganz selbständige Karstwasserspiegel in den durch wasserdichte Untertrias umschlossenen Kalksteinschollen. So hat Szádvár einen selbstständigen Karstwasserspiegel, dessen Abflußpunkt durch die Tetves-Quelle in etwa 200 m Höhe repräsentiert wird. Auch die gleichfalls mit wasserdichten Schichten umgebene Schollengruppe Bene-bérc - Bába-völgy besitzt einen selbstständigen Karstwasserspiegel, dessen beide Abflußpunkte - die Borz-Quelle und Acskó-Quelle - in 295 m Seehöhe zu finden sind Ein selbstständiges Karstwasserniveau konnte auch im dunkelgrauen Dolomit des Kerek-hegy ausgebildet werden, welches aber seine Wassermenge durch mehrere kleine Quellen unmittelbar dem am Fuße des Berges vorbeifließenden Bach abgibt.

Völlig selbstständig ist das Karstwassersystem der Szögliget-Hochfläche, wo im Kalkstein des Westteiles der Hochfläche sich wahrscheinlich ein Flußhöhlensystem ausgebildet hat. Die Wassermengen der perennierenden Acskó-Quelle werden am Bergfuß der Szögliget-Hochfläche fortdauernd verschlungen und fließen wahrscheinlich über eine Flußhöhle der Csörgo-Quelle zu. Bei der Quelle wurde keine Kalktuff-Ablagerung aufgefunden; das weist darauf hin, daß dieses Flußhöhlensystem einen zusammenhängenden Luftraum besitzt, und solche Flußhöhlen sind aus dem Gesichtspunkt der Abzapfung mit den Oberflächentälern gleichwertig, können also als Erosionsbasen der im Karst strömenden Gewässer gelten. Die den Ponor der Acskó-Wiesen und die Csörgo-Quelle verbindende vermutete Flußhöhle zapft tief im Inneren der Szögliget-Hochfläche in etwa 200 m Seehöhe auch die dem im Kalkstein ausgebildeten Höhlengang benachbarten Dolomitmassen ab. Das Karstwasser strömt daher aus diesen Dolomitmassen in die Höhle und über diese hindurch in die Csörgo-Quelle, somit geht nur die Wassermenge eines verhältnismäßig kleineren Dolomitgebietes der Községi-Quelle von Bódvaszilas zu, die eine bedeutend kleinere Wasserergiebigkeit aufweist. Es ist daher wahrscheinlich, daß inmitten der Szögliget-Hochfläche die Wasserscheide sich stark nach Osten verschoben hatte.

Wenn wir dem Profil des Alsóhegy (Unterberges) entlang die aus Abb. 1 bezeichnte Linie B - B', zwischen dem Paklan-Hügel und der Vecsem-Quelle aufzeichnen, dann können wir klar das Niveau und die Bewegungsrichtung des sich im Ostteil der Szilas-Hochfläche bewegenden Karstwassers studieren (Abb. 3). Man sieht, daß das aus den Niederschlägen stammende Karstwasser von diesem Teil des Alsóhegy nur nach dem Bódva-Tal abfließen kann, da der Abfluß nach dem Torna-Tal durch die wasserdichte untertriassische Hügelkette, die sich der Nordseite des Berges in etwa 100 m Höhe anschmiegt, verhindert wird.

Wir erhalten aber ein völlig anderes Bild, wenn wir unser Profil entlag der auf Abb. 1 ebenfalls markierten Linie A - A' anlegen. Dieses Profil berührt die Tapolca-Quelle des Torna-Tales, durchquert die Szilas-Hochfläche, geht über den Hangyás-Ponor, Bene-bérc, Acskó-Quelle, den Schlinger von Acskó-Wiese, durchquert ebenfalls die Szögliget-Hochfläche und endet im Ménes-Tal bei der Csörgo-Quelle von Szögliget (Abb. 4). Dieses Profil zeigt klar, daß der Westteil der Szilas-Hochfläche vom Süden her durch hochaufgestaute wasserdichte Untertriasschiefer begrenzt wird, die Gewässer der Hochfläche können daher nur nach Norden, zu den Quellen des Torna-Tals ihren Weg finden. Der Niederschlag, welcher auf die wasserdichte Zone zwischen der Szilas-Hochfläche und Bene-bérc fällt, läuft auf der Oberfläche der Seite des Bene-bérc zu, fließt dort durch einen Ponor ein und erscheint auf der Oberfläche - zusammen mit den auf den Kalkstein des Bene-bérc fallenden und da einsickernden Niederschlagswasser - in der Acskó-Quelle, dann durchquert er die zwischen dem Bene-bérc und der Szögliget-Hochfläche dahinziehende Tonschiefer-Zone, als Oberflächen-Wasserlauf und dringt in die Kalksteine der Szögliget-Hochfläche durch Ponore ein, um endlich den Karst durch die Csörgö-Quelle zu verlassen.

Bei dem Überblick über die Karsthydrologie des Alsóhegy gingen wir von der Erkenntnis der geologischen Verhältnisse aus, wie das im Falle eines Karstgebietes überhaupt nicht anders versucht werden kann, da die Zusammenhänge der unter der Oberfläche strömenden Gewässer sowie ihre Bewegungsrichtungen ohne die Kenntnis der sie vielfach determinierenden tektonischen und lithologischen Verhätlnisse nicht verfolgt und erklärt werden können. Aber auch das Umgekehrte ist klar; die aufgedeckten karsthydrographischen Systeme bieten auch eine unentbehrliche Stütze zur Erkenntnis der lithologischen und tektonischen Verhältnisse des betrachteten Gebiets.

Diskussion:

KRIEG (Dornbirn): Wenn die Höhle altersmäßig so zusammengesetzt ist, sind vielleicht auch die Sedimente und Formen in den unteren, also älteren Höhlenteilen anders als weiter flußaufwärts?

DENES: In dieser Flußhöhle gibt es keine Sedimente, die Formen sind noch nicht genauer bearbeitet.

КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Л.А.ВЛАДИМИРОВ, Г.Н.ГИГИНЕЙШВИЛИ

Тбилиси, Институт географии им.Вахушти Академии наук Грузинской ССР

Карстовые воды горных областей сильно отличаются от подземных вод, формирующихся в нерастворимых горных породах или в аллювиальных отложениях.

В областях, сложенных нерастворимыми горными породами крупные источники, как правило, характеризуются большим постоянством дебита. Источники с сильно колеблющимся дебитом или пересыхающие здесь всегда малодебитные. Такая же картина наблюдается и на источниках из аллювиальных отложений.

В отличие от них устойчивость карстового источника почти не зависит от его дебита. Крупные карстовые источники бывают устойчивыми и кратковременно действующими. При этом подобные источники могут располагаться почти рядом, как, например, источники Голубого озера на южном склоне Западного Кавказа, или источники Инчхия на южном склоне Центрального Кавказа.

Встречаются также рядом крупный кратковременно дествующий и устойчивый малодебитный источники, как, например, источники Лакория на южном склоне Центрального Кавказа.

В отличие от других источников карстовые источники мутнеют или всегда прозрачны независимо от величины дебита и его устойчивости. Среди источников, выходящих из коренных пород, помутнение свойственно только карстовым источникам.

Пути движения карстовых вод сложны и неустойчивы, поэтому карстовый источник может исчезнуть и появиться на более низких горизонтах, образовав новый ярус, или же вообще создать новый выход, что не свойственно другим источникам.

Карстовые воды могут иметь сосредоточенный выход из пещеры или воронки, Между тем как крупные источники, выходящие из нерастворимых пород, обычно появляются на поверхности в виде широкого фронта небольших источников, образующих мощный родниковый поток.

За счет процессов растворения пути движения карстовых вод расширяются и это также существенно отличает карстовые воды от других подземных вод, циркулирующих в нерастворимых породах /I/.

С увеличением разработанности подземных полостей и с понижением дна увеличивается их дренирующая способность.

Карстовые воды формируются на обоих склонах Большого Кавказа..

В сложно построенной системе Большого Кавказа, по сравнению с равнинными территориями, карстовые воды отличаются большим разнообразием условий формирования и режима даже в пределах ограниченных областей, Особенно многообразны они в полого-складчатой области южного склона Западного Кавказа (в пределах Абхазии).

Гидродинамической особенностью карстовых вод горных областей является большая зона версикальной нисходящей циркуляции.

По гидрографическим признакам и условиям питания карстовые водные объекты Большого Кавказа могут быть подразделены на следующие виды /2/: I)источники; 2)подземные реки; 3)перемежающиеся подземно-поверхностные реки; 4)поверхностные водотоки, отражающие влияние карстовых процессов; 5)карстовые озера.

Карстовые источники в свою очередь можно подразделить на и с т о ч н и к и с у с т о й ч и в ы м р е ж и м о м, н е у с т о й ч и в ы м р е ж и м о м и к р а т к о в р е м е н н о д е й с т в у ю щ и е. Сильно различаются они также по величине дебита, мутности и температурному режиму.

Источники с устойчивым режимом имеют инфильтрационное происхождение, с неустойчивым режимом -

преимущественно инфильтрационное происхождение,а кратковременно действующие источники питаются инфлюационными водами.

В отношении естественной зарегулированности стока карстовые источники с устойчивым дебитом уступают источникам вулканических нагорий,т.к.последние выделяются исключительным постоянством дебита.Однако,по сравнению с реками той же высотной зоны,этот тип карстовых источников имеет значительно более устойчивый дебит.

Так,например,экстремные значения источников Камани (южный склон Западного Кавказа),по спорадическим измерениям в течение двух лет,составляют от 1,5 до 0,5 среднего за период измерений расхода.

За это же время крайние значения наблюденных расходов в долях среднего расхода по двум рекам того же района составляют по первой от IO до 0,IO,а по второй - от 3 до 0,25.

На карстовых источниках с неустойчивым дебитом,как и на малых поверхностных водотоках,под влиянием дождей режим становится паводочным.

Карстовые источники,кратковременно действующие,имеют режим почти подобный режиму стока в суходолах.

Очень богат карстовыми источниками южный склон восточной части Западного Кавказа,где карстовые процессы наиболее сильно развиты на массивах Арабика,Рихва,Бзыбском и Охачкуе.Меньше их в западной части Западного Кавказа.Много источников в западной части Центрального Кавказа,берущих начало у подножья известняковых массивов Асхи и Квира.Выходы источников приурочены преимущественно к верхнеюрским и меловым отложениям.

Имеются источники и в известняково-мергелистой полосе в северо-восточной части южного склона Центрального Кавказа,а также в известняках предгорьев южного склона западной части Восточного Кавказа.

Северные склоны значительно беднее карстовыми источниками.На Западном Кавказе выходят они из верхнеюрских и меловых известняков массива Фишт-Оштен-Лагонаки,северного склона Передового хребта и западной части полосы куэст /3/.

В восточной части полосы куэст (Центральный Кавказ) выходы карстовых источников наблюдаются в известяках верхней юры и валанжина.

Довольно крупные карстовые источники встречаются в валанжинских известняках в восточной части Центрального Кавказа.

Мало карстовых источников в известняках засушливого Дагестана.

На Большом Кавказе имеется много крупных источников.Крупнейшими являются источник Мчишта на южном склоне восточной части Западного Кавказа,дебит которого достигает в среднем за год 9 $м^3$/сек и источник Кяфар - на северном склоне Западного Кавказа с дебитом 7,5 $м^3$/сек.

Большинство исполинских источников с дебитом,превышающим 2000-4000 л/сек (Речхи,Голубого озера, Цивцкала,Чачхура,Репруа и др.),выходят в предгорной и низменной частях южного склона Западного Кавказа.Часть карстовых вод разгружается в виде субмаринных источников в прибрежной полосе Черного моря.

Несколько исполинских источников (Шавцкала,Шараула,Дзеврула),с дебитом 3000-7000 л/сек,выходят на южном склоне Центрального Кавказа.

Число источников с дебитом,превышающим IOO л/сек,достигает на южном склоне Большого Кавказа 50.Из них только 3 источника (Апенисцкаро,Патмасури и Зинобиани) приходятся на Восточный Кавказ, а остальные почти поровну делятся между Западным (восточная часть) и Центральным (западная часть) Кавказом.

На северном склоне Большого Кавказа,кроме отмеченного выше источника Кяфар,имеются крупные источники Церик-кель (800 л/сек),Каратау (360 л/сек),Фетхузские (250 л/сек),Черекский (около 150 л/сек),Думановские (210 л/сек),Глазной (250 л/сек),Кезеной (400 л/сек) и Урупские (около IOO л/сек).

Большинство исполинских источников имеет преимущественно инфильтрационное происхождение,как

например,Кяфар с температурой 3,5°,Голубое озеро (7°),Рачха(7,5°),Гегский (7°),Джаноуъские (5,8°), Цивицкали (6°)и др.

Встречаются исполинские источники преимущественно инфильтрационного происхождения и с более высокой,но постоянной температурой: Мчишта (IO°),Речхи (IO,4°).

Преимущественно инфлюационного происхождения исполинские источники Цивцкала,Шавцкала,Шараула, Дзеврула и др.Температура их превышает IO°,а на некоторых достигает 13°.

Источники инфильтрационные могут иметь неустойчивый режим,но,как правило,они не мутнеют. Источники инфлюационного происхождения характеризуются неустойчивым режимом и обычно мутнеют.

Большинство более мелких источников с устойчивым дебитом и низкой температурой преимущественно инфильтрационного происхождения.

Источники спорадического действия имеют преимущественно инфлюационное происхождение.Они возникают вскоре после выпадения осадков и перестают действовать вслед за прекращением дождя. Одни из них бывают мутные,другие - совершенно прозрачные или же молочного цвета.

Следует отметить,что среди спорадически действующих источников встречаются исполинские,дебит которых превышает 1000 л/сек /Бзыбские,Лакорские и др./ и крупные с дебитом более 100л/сек /Инчхия и др./.Исполинские и крупные спорадически действующие источники характерны для очень обильно увлажняемого южного склона западной части Большого Кавказа.

Наибольшая отметка выхода карстовых источников на обоих склонах 2700-2800 м (Западный Кяфар на северном склоне и Арагвские на южном склоне).

Источники с наименьшими отметками выхода расположены ниже уровня Черного моря в прибрежной полосе (субмаринные источники).

Подземные карстовые реки подразделяются на три основные типа: I) подземные реки,получающие питание из закарстованного бассейна;2) подземные реки,образованные перехватом;3) подземные реки, образовавшиеся в результате полного проваливания поверхностной реки.

Самый многочисленный первый тип подземных рек.Он отличается хорошей разработанностью подземных путей особенно вблизи выхода подземной реки на поверхность.

В зависимости от размеров области питания,длины и разработанности подземных каналов среди подземных рек первого типа встречаются реки с устойчивым дебитом (инфильтрационного происхождения), неустойчивым дебитом (преимущественно инфильтрационного) и спорадически действующие (инфлюационного происхождения).

К подземным рекам первого типа относятся река Воронцовской пещеры,Бегерепста,Анахомста,Репруа, Маджара,имеющая в истоках подземное течение,а также Ачхитизго - из известной пещеры Абрскил. Подземное течение Ачхитизго обследовано на протяжении I,7 км.Все указанные реки относятся к южному склону Западного Кавказа.

На южном склоне Центрального Кавказа подземными реками того же типа следует считать Чачхуру, Рачху и многочисленные реки Шаорской котловины:Перевиси,Хврелиэти,Чолага,Сагишоре и еще ряд других подземных рек,вытекающих из пещер и воронок.Некоторые из них протекают в большой пещере малым ручейком (Сагишоре).Там же находится подземная река Цивицкали,имеющая как и большинство подземных рек и источников Шаорской котловины низкую и устойчивую температуру при сильно колеблющемся стоке. В пещеру Цивицкали исследователям удавалось проникать на лодке на 300-400 м.

Сток подземной реки второго типа (образующийся подземным перехватом части речной воды непосредственно из русла) во время половодья или ливневого паводка на поверхностной реке увеличевается,в низкую же воду сильно уменьшается.Дебит подземной реки находится в зависимотси также от русловых процессов.Интенсивный размыв русла горной реки на участке расположения понор может вызвать сильное уменьшение дебита подземной реки и даже полное прекращение стока.Такое же явление наблюдается, если понору забивает мусором и наносами,или же в случае обвалов в подземном канале.

Следовательно,сток подземной реки второго типа зависит от пропускной способности поглощающего

отверстия,режима поверхностного водотока,от русловых процессов в реке и процессов механической эрозии и растворения в подземном канале.

Следует еще отметитъ значение,которое имеет для стока подземной реки превышение дна понора над ложем реки.

Низкое положение понора обеспечивает перехват в течение круглого года.Понор,расположенный в береговом склоне ниже ложа реки,может поглощатъ всю воду,и ниже понора русло реки остается значителъную частъ года сухим.Встречаются реки второго типа,на которых русловой сток ниже места поглощения понором наблюдается толъко в высокие воды.Если дно понора расположено выше среднего уровня реки,то поглощение происходит толъко в периоды паводков,и подземная река является периодически действующей.

При засорении понора вся вода течет по поверхностному руслу.

Температурный режим подземных рек второго типа зависит от режима образующего подземную реку водотока,но подземный путъ обусловливает более низкую температуру подземной реки в теплое полугодие и более высокую-в холодное время года.

На Болъшом Кавказе известны подземные реки второго типа Келасури-Беслети,Шавцкала и др.

Особенно характерной и интерестой является Келасури-Беслети.

Частъ воды реки Келасури поглощается понором,расположенным на ее левом берегу у самого дна. Во время высокой воды начинает поглощатъ и второй понор,находящийся недалеко,но на более высокой отметке.Поглощенные воды проходят под рекой в подземном канале и выходят в 4,2 км от места поглощения в истоках реки Беслети из грота и дебитирующей воронки,что установлено специалъными исследованиями.

Известен случай завала на Келасури в прошлом столетии.Завал перегородил реку,вся вода которой уходила в поноры.

Временами происходит частичная закупорка падземного канала в связи с чем поступление воды в Беслети заметно уменъшается.

Интересно отметитъ,что через дебитирующую воронку в истоках Беслети поступают воды не толъко Келасури,но и карстовые воды,формирующиеся в бассейне самой Беслети.В неболъшом расстоянии от дебитирующей воронки Беслети имеются выходы из трещин напластования мащных источников,не связанных с Келасури.

Началом подземной реки третъего типа,образующейся в резулътате полного проваливания поверхностной реки,являются понор или воронка,поглощающие поверхностный водоток.

Отличителъная черта подземной реки третъего типа - отсутствие поверхностного продолжения русла реки.

В низкую и среднюю воду поверхностный водоток,достигнув поноры или воронки,целикомисчезает. Во время половодъя или дождевого паводка пропускная способностъ подземного канала на некоторых реках оказывается недостаточной для поглощения всей воды,в связи с чем перед понором образуется подпор и,как следствие,затопление прилегающей местности.Наблюдающееся иногда в это время засорение входных отверстий подземных каналов усиливает затопление.На других реках подземные каналы имеют такие значителъные размеры,что свободно пропускают и паводочные воды.

К подземным рекам третъего типа принадлежат Тоба,Буджа,Шараула и Дзеврула на южном склоне Централъного Кавказа в его западной части.На северном склоне к этому типу относится р.Южный Кяфар.

Наиболее изученными из них являются Шараула и Дзеврула.

До сооружения Шаорского водохранилища Шараула являласъподземным продолжением поверхностной реки Дидичалы.Пройдя под землей 2 км,река выходила на поверхностъ,где режим ее был почти подобен режиму Дидичалы.Основное различие заключалосъ в максималъных расходах.Во время силъных дождей Дидичала не поглощаласъ полностъю,вследствие ограниченной пропускной способности поноров и щелей, выходила из берегов и затопляла дно котловины.В таких случаях максималъный расход Шараулы был ниже,чем Дидичалы,а сток ее в это время отличался болъшой равномерностъю.

Воды р.Ткибулы поглощалисъ крупной воронкой и после двух километров подземного пути выходили

V e r ö f f e n t l i c h u n g e n

des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V, München

zu beziehen durch die FR. MANGOLD'SCHE BUCHHANDLUNG, D 79o2 Blaubeuren, Karlstrasse 6, Postfach 37

JAHRESHEFTE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE (Mitgliederpreise in Klammern)

1. Heft 196o: "Karst und Höhlen im Gebiet der Brenz und der Lone (Schwäb. Alb)" - XXIII u. 274 S.,143 Abb.,1 Karte 1 : 5o ooo. - 8.- DM (6.8o DM).

2. Heft 1961: "Karst und Höhlen in Westfalen und im Bergischen Land" - XXII u. 297 S., 1o6 Abb., 1 Faltkarte. - 8.2o DM (6.9o DM).

3. Heft 1962: "Das Laubensteingebiet im Chiemgau - seine Landschaft, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVIII u. 338 S., 9o Abb., 12 Beil. (1 geol. Karte 1 : 12 5oo). - 11.5o DM (9.5o DM).

4. Heft 1963: "Vom Wasser und von den Höhlen der mittleren Schwäbischen Alb (östl. Teil)" - XXXII u. 384 S., 153 Abb., 1 Karte 1 : 5o ooo u. 5 Beil. - 12.8o DM (1o.9o DM).

5. Heft 1964: "Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde (Speläologisches Fachwörterbuch)" - vergriffen.

6. Heft 1965: "Die Alblandschaft zwischen Rosenstein und Wasserberg" - XX u. 192 S., 72 Abb., 1 Karte 1 : 5o ooo - 7 Beil. - 12.- DM (1o.5o DM).

7. Heft 1966: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 1. Bd. - XVIII u. 118 S., 3o Abb., 1 Karte 1 : 5o ooo - 13.5o DM (11.5o DM).

8. Heft 1967: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 2. Bd.: "Die Höhlen des Karstgebietes A Königstein" - XVIII u. 196 S., 1 Abb. - 11.5o DM (1o.- DM).

9. Heft 1968/69: "Der Südharz - seine Geologie, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVI u. 112 S., 27 Abb., 2 Tab., 4 Beil. - 1o.8o DM (9.5o DM).

1o. Heft : "Mittlere Schwäbische Alb (Arbeitstitel).

BIBLIOGRAPHIE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE IN DEUTSCHLAND

Nr. 1 (1959) vergriffen, Nr. 2 (196o) - Nr. 1o (1969) 1.2o - 2.4o DM (-.8o - 1.6o DM).

SCHAUHÖHLEN DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (vergriffen)

ABHANDLUNGEN ZUR KARST- UND HÖHLENKUNDE

Reihe A (Speläologie)

Heft 1 (1966): HENNE & KRAUTHAUSEN: "Eine seismische Methode zur Ortung geologischer Feinstrukturen des Untergrundes" - 16 S, 6 Abb. - 3.- DM.

Heft 2 (1966): GERSTENHAUER & PFEFFER: "Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen" - 46 S.,1o Diagr. - 5.-DM.

Heft 3 (1968): ADAM, BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Charlottenhöhle bei Hürben" - 54 S., 32 Abb., 3 Tab., 1 Plan - 2.- DM.

Heft 4 (1969): BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Nebelhöhle (Schwäbische Alb)" - 55 S., 36 Abb., 1 Tab., 1 Plan - 2.5o DM.

Heft 5 (1969): GERSTENHAUER: "Die Karstlandschaften Deutschlands" - 8 S., 1 zweifarbige Karte - 3.5o DM.

Heft 6 (1972): "Das Gipskarstgebiet bei Düna" (Arbeitstitel).

Heft 7 (1972): SCHMID, STIRN & ZIEGLER: "Die Olgahöhle in Honau" - 53 S., 28 Abb., 4 Tab., 1 Plan - 2.5o DM.

Reihe B (Hydrologie)

Heft 1 (1969): HERRMANN: "Die geologische und hydrologische Situation der Rhumequelle am Südharz" - 6 S.,2.Abb. - 1.- DM.

Reihe C (Vor- und Frühgeschichte, Anthropologie)

Heft 1 (1971): DOMNING: "Zur Technik der Eiszeitmalereien im franco-cantabrischen Raum" - 26 S., 12 Abb.(4 farbig) - 5.- DM.

Reihe E (Botanik)

Heft 1 (1964): STIRN: "Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb" - 92 S., 23 Abb.,3 Prof. - 7.5o DM.

Heft 2 (1965): GRÜNINGER: "Rezente Kalktuffbildung im Bereich der Uracher Wasserfälle" - 113 S., 31 Abb., 9 Tab. - 8.- DM.

Heft 3 (1966): DOBAT: "Die Kryptogamenvegetation der Höhlen und Halbhöhlen der Schwäbischen Alb" - 153 S., 79 Abb., 21 Tab. i. Text, 14 Tab. u. 1 Karte als BEIL. - 13.5o DM.

Reihe F (Geschichte der Speläologie, Biographien)

Heft 1 (1967): BERGER: "David Friedrich Weinland" - 32 S., 1 Abb. - 3.- DM.

Heft 2 (1967): BAUER: "Alte Höhlenansichten der Fränkischen Alb" - 36 S., 19 Abb. auf Tafeln - 7.- DM.

Heft 3 (1969): GRIEP, LAUB & STOLBERG: "Harzer Höhlen in Sage und Geschichte" - 34 S. - 3.- DM.

Kleiner Führer zu den Exkursionen der 14. Jahrestagung des Verbandes der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München, vom 8. bis 1o. Oktober 1971 in Kolbingen, Kreis Tuttlingen - 21. S., 8 Abb. - 2.5o DM (2.- DM).

5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

Exkursionsführer Schwäbische Alb, Fränkische Alb, Bayerische Alpen, Dachstein, Tennengebirge - 92 S., 14 Abb. 1o.-DM (3.8o DM).

Exkursionsführer Schweiz - 47 S., 25 Abb. - 5.- DM (2.- DM).

Abhandlungen

Band 1: Morphologie des Karstes

Band 2: Speläogenese I

Band 3: Speläogenese II / Höhlenbesiedelung

Band 4: Biospeläologie

Band 5: Hydrologie des Karstes

Band 6: Dokumentation / Höhlentouristik.