

Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen)

Von T. DİNÇER, B. R. PAYNE, C. K. YEN (IAEA, Wien) und J. ZÖTL (Graz)

Inhalt

1. Einführung
 2. Das Untersuchungsgebiet
 2. 1. Lage und Aufbau
 2. 2. Die hydrogeologischen Verhältnisse
 2. 3. Die hydrometeorologischen Verhältnisse
 3. Karstwassermarkierungen und ihre Ergebnisse
 4. Tritium-, Deuterium- und Oxygen-18-Messungen und ihre Ergebnisse
 4. 1. Allgemeine Bemerkungen zu den Isotopenmessungen
 4. 2. Probennahme und Meßdaten
 4. 3. Interpretation der Meßergebnisse
 5. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen
- Literatur
Summary

1. Einführung

Die unterirdische Entwässerung in Karbonatgesteinen (Kalken und Dolomiten) unterscheidet sich in vielen Fällen wesentlich vom Wasserhaushalt nichtkarbonatischer Festgesteine. Durch die Lösungswirkung der CO₂-hältigen Infiltrationswässer an den Karbonatgesteinen kommt es zur Ausweitung von Klüften und Schichtfugen im Gebirgskörper bis zur Schacht- und Höhlenbildung. Karren, Dolinen und größere Hohlformen mit Schwinden und Schlucklöchern sind entsprechende Lösungserscheinungen an der Erdoberfläche. Wir bezeichnen den Lösungsvorgang als Verkarstung, die Folgeerscheinungen als Karstphänomene.

Verkarstete Gebirge führen infolge ihrer Oberflächenformen Niederschlagswässer rasch in die Tiefe. Es fehlen die Oberflächengerinne, und an der Grenze von Nichtkarbonatgesteinen und großen Karstarealen

können selbst Flüsse teilweise oder zur Gänze in den Untergrund verschwinden.

Die unterirdischen Wässer verkarsteter Gebirge treten entweder an der Schichtgrenze zu unterlagernden, nicht verkarstungsfähigen und daher wasserstauenden Gesteinen oder im Vorflutniveau großer Talungen oder der Küste häufig in Form großer Quellen wieder zutage. Der Gegensatz zwischen wasserlosen oder wasserarmen Hochflächen und tiefliegenden großen Quellbezirken ist daher kennzeichnend für Karstgebiete.

Der Grad der Verkarstung eines Gebirges ist nicht nur gesteinsbedingt (z. B. abhängig von der Reinheit der Kalke), sondern ebenso von der tektonischen Beanspruchung des Gesteins, von der Morphogenese und vom Klima beeinflusst. Diese Faktoren können die Verhältnisse im Karstwasserkörper, von den hydraulischen Gegebenheiten im Gebirge angefangen (z. B. vorwiegend laminares oder turbulentes Fließen) bis zum Wasserhaushalt, im ganzen sehr verschieden gestalten. Meinungsverschiedenheiten in der Diskussion karsthydrologischer Probleme sind vielfach darin begründet.

Die Section of Isotope Hydrology der International Atomic Energy Agency (IAEA) in Wien hat sich in Kenntnis dieser Probleme der Karsthydrologie entschlossen, den Versuch zu unternehmen, mittels der Untersuchung der Umweltisotope der Wässer eines alpinen Karststockes zur besseren Kenntnis eines bestimmten Typus der Karstentwässerung beizutragen. Als Untersuchungsobjekt wurde das Tote Gebirge in den nordöstlichen Kalkhochalpen gewählt. Dieses Massiv zählt zu den größten dieses Bereiches, stellt einen praktisch hydrologisch isolierten Körper dar und ist in seinen Ausmaßen auch mit außeralpinen Gebieten vergleichbar. Der Wasserhaushalt dieses Gebirgsstockes ist weiters nicht durch Gletscher beeinflusst, und durch großangelegte, das gesamte Massiv umfassende Markierungsversuche bestand bereits eine Kenntnis der großen Züge der unterirdischen Wasserbewegung.

Für die Durchführung der Isotopenmessungen haben die Verfasser dem Labor der IAEA und besonders Professor Dr. W. DANSGAARD (Kopenhagen), an dessen Institut ein Großteil der Deuterium- und Oxygen-18-Messungen durchgeführt wurde, zu danken. Zu danken ist ferner den Herren E. BRADLEY, R. BROWN und G. L. MEYER (IAEA) für ihre Mitarbeit.

2. Das Untersuchungsgebiet

Und in dem Toten Gebirge,
da fließen viele Brunnlein kalt,
und wer das Tritium gemessen
und wer das Deuterium gemessen,
findet die Wasser jung und nimmer alt.
(Nach einem alten Volkslied, Idee T. DINÇER)

2. 1. Lage und Aufbau

Die **Ostalpen** gliedern sich im großen gesehen in die vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Zentralalpen und in die sie flankierenden Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. Die zwischen Kalk- und Zentralalpen eingeschalteten Schieferzonen treten nur in einzelnen Bereichen stärker hervor.

Die **Nördlichen Kalkalpen**, in denen die Kalke und Dolomite der Trias-(und örtlich der Jura-)Zeit dominieren, präsentieren sich im Westen als langgestreckte, W—E-streichende Gebirgszüge, im Osten hingegen — vom salzburgischen bis zum Wiener Becken — als eine Reihe von Gebirgsstöcken, wobei die einzelnen Massive der Kalkhochalpen durch Becken und Täler weitgehend isoliert sind. Die einzelnen Massive zeichnen sich einerseits durch steile Flanken, andererseits durch ausgedehnte Hochplateaus aus, die Erbformen der alten tertiären Landoberfläche darstellen.

Die **Tektonik** der nordostalpinen Kalkmassive ist zunächst durch einen komplizierten Deckenbau gekennzeichnet, dessen Überschiebungsrichtung hauptsächlich nordwärts gerichtet ist. Die stratigraphischen Folgen der einzelnen Decken beginnen im allgemeinen mit der untersten Trias (Skyth) und weisen eine unterschiedliche Fazies auf; die stratigraphisch jüngsten Folgen sind häufig erodiert.

Für die Ausbildung der unterirdischen Entwässerung der nordostalpinen Karststöcke ist weniger der Deckenbau als **Bruchtektonik und Morphogenese** von Bedeutung. Für alle Karstmassive der Kalkhochalpen gilt ein Überwiegen eines NW-NE-Diagonalkluftpaares.

Die karsthydrographisch wirksame morphologische Entwicklung der nordostalpinen Kalkmassive setzt mit dem Beginn der Heraushebung der Kalkhochalpen im oberen Miozän ein. Von den durch phasenweise, mehrmalige Höhershaltungen entstandenen Niveaus sind die ältesten Systeme zweifellos zerstört. Erst die Erbformen der sogenannten „Augensteinlandschaft“ lassen sich durch die über die gesamten Kalkhochalpen verbreiteten (umgelagerten) Reste der einstigen Schotterdecke andeutungsweise erfassen.

Durch das Einschneiden der Täler in die alte Denudationslandschaft wurde schließlich die allgemeine, ursprünglich S—N-gerichtete, von den Zentralalpen über die Kalkalpen laufende Entwässerung der Alpen unterbrochen, und an der Grenze zwischen den Zentralalpen und Kalkalpen entwickelten sich die heutigen Längstäler der Flüsse Salzach und Enns. Der Prozeß dieser Talentwicklung hat sich im Pliozän vollzogen und im Pleistozän seine letzte Modifizierung erfahren.

Die den Prozessen der Landformung folgende Verkarstung und Entwicklung der Karsthydrographie hinterließ uns als älteste Zeugen die großen, hochliegenden, heute inaktiven **Höhlensysteme** der Karstmassive. Trotz lokaler Unregelmäßigkeiten in den Hebungsphasen und der unvollständigen Erforschung der Höhlensysteme steht die Bindung

der Entstehung der Großhöhlen an die Phasen der jungtertiären morphologischen Entwicklung außer Zweifel.

Die Tatsache der Niveaugebundenheit von Höhlen ist für die Beurteilung der Genese der unterirdischen Karstentwässerung von grundlegender Bedeutung, besagt sie doch, daß die jeweilige lokale Erosionsbasis für die Entwicklung der unterirdischen Entwässerung und den Verkarstungsvorgang im Gebirge von Einfluß ist.

Das **Tote Gebirge**, das größte Massiv der Nördlichen Kalkalpen, ist etwa im Zentrum der östlichen Kalkhochalpen gelegen (Fig. 1). Der

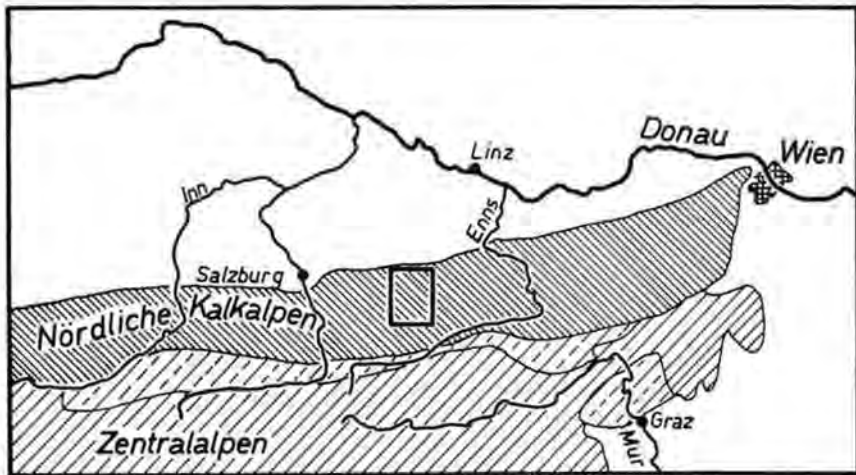


Fig. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes ist durch das Rechteck im Bereich der Nördlichen Kalkalpen angezeigt.

weitgehend geschlossene Gebirgsstock ist hauptsächlich aus Trias- und Jurakalken aufgebaut und umfaßt ohne seine Vorberge eine Fläche von etwa 590 km². Die Ausläufer reichen im Norden, in den vorwiegend dolomitischen Voralpen, bis an den Traunstein (1691 m), im Osten ist der Warscheneckstock (Warscheneck 2389 m) eng dem Toten Gebirge angeschlossen (Tafel I).

Das ausgedehnte Plateau des Toten Gebirges wird im Nordosten vom Großen Priel (2514 m) überragt. Der eigentliche Plateaubereich (1600 bis 2000 m) ist in sich stark gegliedert, über weite Flächen ohne Vegetationsdecke und extrem stark verkarstet.

Im Süden ist dem Hauptmassiv des Toten Gebirges eine 2 bis 4 km breite und sich etwa 10 km W—E-erstreckende Stufe vorgelagert, die nach der in ihrem Zentrum liegenden Tauplitzalm auch als Tauplitz-Seenplateau bezeichnet wird. Die bedeutenderen der kleinen Seen (Großsee, Steyrer See und Schwarzensee; s. Tafel I) liegen in 1450 bis

1550 m Sh. (vgl. Fig. 2—4). Die Hochflächen des Tauplitz-Seenplateaus werden im Westen vom Lawenstein (1961 m) überragt.

Der geologische Aufbau ist so wie in den gesamten Nördlichen Kalkalpen ein Deckenbau. Dieser ist sowohl zeitlich als auch räumlich ein mehrgliedriger. Er wurde in jüngster Zeit weitgehend zerstückelt. Da wasserstauende Gesteine, wie z. B. Werfener Schiefer, im **Hauptmassiv** nur untergeordnet am Deckenbau beteiligt sind, haben für die Ausbildung der hydrogeologischen Zusammenhänge die jüngeren Bruchstörungen eine viel größere Wirksamkeit als die Überschiebungsbahnen. Gosauschichten sind nur randlich angelagert oder eingeklemmt.

Am **Südrand** des Toten Gebirges, im Bereich der juvavischen Schollen (z. B. im Raume der Tauplitzalm), erlangen die wasserstauenden Gesteine (Werfener- und Cardita-Schichten) größere Bedeutung für die Entwicklung der Entwässerung. Hier liegen nach A. TOLLMANN (1960) auf dem Hauptdolomit der Totengebirgsdecke Reste der Unteren Hallstätter Decke mit Werfener- und Cardita-Schichten. Diese Untere Hallstätter Decke ist in der Nordflanke des Lawensteins, wo auch die Obere Hallstätter Decke noch in Resten auftritt, tief eingefaltet, hebt aber gegen Osten aus und ist hier nur noch in isolierten Resten nachweisbar. Nach der vorgosauischen Fernüberschiebung und der nachgosauischen Einfaltung der Hallstätter Decke entstanden bedeutende Längsbrüche, die im Tauplitzbereich die Hallstätter Zone gegen Norden begrenzen. Sie sind in den Südhängen des Trawengs und in den Wänden beim Schwarzensee deutlich ausgeprägt (vgl. Fig. 2). Eine letzte tektonische Überprägung erfuhr das Gebiet durch Nordoststörungen.

2. 2. Die hydrogeologischen Verhältnisse

Die hydrogeologischen Verhältnisse werden durch den geologischen Aufbau bestimmt. Die Trias- und Jurakalke des Hauptmassivs sind stark verkarstet, auf den Plateaubereichen finden sich zahllose Schächte und Dolinen, durch die das Niederschlagswasser unmittelbar in den Berg versickert. Nur wenige größere Karstwannen sind durch Moränenablagerungen so weit abgedichtet, daß sie kleine Seen (Wildensee, Elmsee, Lahngangseen) mit unterirdischen Abflüssen und Almböden tragen. Der Großteil der Plateauflächen ist eine wasserlose, schwer begehbare und öde Hochgebirgswüste (vgl. Tafel I).

Eine Ausnahme bildet die dem Hauptmassiv im Süden vorgelagerte Stufe des Tauplitz-Seenplateaus. In den verbreitet auftretenden, nicht verkarstungsfähigen Gesteinen finden sich kleine Seen und Almwiesen, und die im Süden anschließenden Dolomit- und Kalkhänge liegen bereits unterhalb der Waldgrenze. Zwar entwässern auch die Seen des Tauplitz-Plateaus ausschließlich in den Untergrund (s. Fig. 2—5), doch erlaubten in den Schiefnern austretende kleine Quellen seit alters her eine Nutzung für den Almbetrieb und die Entwicklung kleiner Oberflächengerinne, deren Lauf erst an der Schiefer-Kalk-Grenze endet.



Fig. 2: Der Schwarzensee. Blick gegen Westen. Im Vordergrund die weichen Formen des Schiefergeländes, im Mittelgrund rechts die Wände nördlich des Sees als Ausdruck der tektonischen Störungsline vom Traweng zum Salzsteigjoch (Salzsteiglinie). Der unterirdische Abfluß des Sees liegt im südlichen Seeufer (links im Bild).



Fig. 3: Der Steyrer See. Blick von der Steyrer-See-Alm gegen Osten. Hinter dem See die Schwelle zum Schwarzensee. Die glaziale Umgestaltung der Wanne wird durch die deutlich erkennbare Trogschulter rechts im Mittelgrund betont. Der unterirdische Abfluß liegt im östlichen Teil des Nordufers (links im Bild). Im Norden (Bild links) Anstieg zum Hauptmassiv des Toten Gebirges.



Fig. 4: Der Großsee. Blick von der Bergstation des Sesselliftes gegen Norden. Hinter der ersten Schwelle, die den See gegen Norden begrenzt, liegt die Schwinde des Seeabflusses (S). Dahinter das Ödern-törl und der Taltrug des Öderntales. Im Hintergrund das Hauptmassiv des Toten Gebirges.



Fig. 5: Die Großseeschwinde. Der obertägige Abfluß des Sees versinkt hier nach stark mäandrierendem Lauf an der Kalkschwelle gegen das Öderntal in die Tiefe (S = Schwinde). Im Hintergrund das Hauptmassiv des Toten Gebirges.

Ansonsten besteht wie in allen Karstgebieten auch im Raum des Toten Gebirges der Gegensatz zwischen den wasserlosen Hochflächen und großen Quellaustritten in den Tallagen am Rande des Massivs.

Die großen Quellbezirke um das gesamte Tote Gebirge wurden im Sommer 1960 aufgenommen (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1964). Die Schüttungsangaben und Meßwerte zur Zeit der Aufnahme weist Tabelle 1 aus. Die örtliche Lage ist Tafel I zu entnehmen¹.

Die unmittelbar an den Quellaustritten durchgeführten Temperaturmessungen ergaben bereits gewisse hydrogeologische Differenzierungen (vgl. Tabelle 1). Den Quellwässern zwischen 4,9 und 5,5° C gehören die großen Quellen im Steyrtal (Nr. 44—46), die Quellen im Bereich des Strimitzbaches (Nr. 16—18), die Quelle des Schwarzbaches im Offenseegebiet (Nr. 34) und schließlich der Pießling-Ursprung (Nr. 48) an. Die gleichen Temperaturen haben auch die Quellen im Öderntal, wo sogar noch Temperaturen unter 4,9° C gemessen wurden (Nr. 12 = 4,4° C).

Bei einem Vergleich mit der geologischen Karte zeigt sich, daß alle diese Quellen aus Dachsteinkalk austreten und ihr Einzugsgebiet anscheinend im geschlossenen, ebenfalls hauptsächlich aus Dachsteinkalk aufgebauten Hauptmassiv des Toten Gebirges liegt. Eine ähnliche Position hat der Pießling-Ursprung im Warscheneckstock.

Dieser Gruppe kalter Quellen stehen Quellaustritte mit relativ hohen Temperaturen gegenüber (über 7,7° C). Diese Temperaturen finden sich vor allem im Norden des Toten Gebirges. Es handelt sich dabei entweder um Spaltquellen aus Dolomiten oder um Grundwasseraustritte in den Talungen (Nr. 40, 41 im Almtal). Es liegt aber auf der Hand, daß auch die Grundwasserauftriebe in einem solchen Karstgebiet letzten Endes aus dem Karstwasserkörper gespeist werden.

Die Temperaturen der Quellwässer zwischen diesen beiden Gruppen lassen sich zwanglos entweder aus ihrer geologischen Position oder ihrer Höhenlage erklären.

Bei den chemischen Untersuchungen der Wässer zeigte sich eine auffällige Übereinstimmung der niederen Karbonathärten (4,3 bis 5,0 deutsche Härtegrade) mit dem Auftreten der tiefen Quelltemperaturen (s. Tabelle 1). Ebenso decken sich weitgehend die Quellen mit relativ hohen Temperaturen mit den Quellwässern höherer Karbonathärte. Auch diese Erscheinung läßt sich mit den geologischen Verhältnissen erklären. Die Quellen mit höherer Karbonathärte entspringen den Dolomitbereichen oder sind Grundwasserauftriebe in den Talböden. Die engscharige Zerbrechung der Dolomite verursacht ein viel feinmaschigeres und verzweigteres System der unterirdischen Karstwasserwege. Dadurch ist die Berührungs- und Angriffsfläche für die lösende Wirkung des Wassers dem Gestein gegenüber ungleich größer als in den

¹ Tabelle 1 und Tafel I enthalten nicht sämtliche aufgenommenen Quellen, sondern nur die Probennahmestellen für Isotopenmessungen.

Tabelle 1: Physikalische und chemische Daten von auf den Isotopengehalt untersuchten Quellwässern (Numerierung nach der IAEA-Probennahme; vgl. Tafel I und Tabelle 6).

Quelle Nr.	Seehöhe m ü. A.	Schüttung l/s	Temp. °C	Gesamt- härte	Karbonat- härte	SO ₄ mg/l	Elektr. Leit- fähigkeit µS 16 °C	Anmerkungen
		August / Sept. 1960		in deutschen Härtegraden				
11	1145	7	4,9	n. g.*	n. g.*	—	n. g.*	Öderntal
12	1150	30	4,4	5,6	4,9	—	161	Salzaursprung
13	1020	300	6,0	8,1	7,6	—	218	Sagtümpel
14—16	725	100	5,4	4,8	4,5	—	137	Strimitzbach, unten
18	740	200	5,4	4,8	4,5	—	135	Strimitzbach, oben
29	480	50—100	7,1	6,5	5,9	—	168	Rettenbachtal, Bad Ischl
33	610	200	6,5	6,6	6,0	—	176	Gimbachquelle
34	720	200	4,9—5,0	4,75	4,5	—	132	Schwarzenbachquelle (OKA)
37	650	300	7,7	9,5	8,7	—	247	Bruneck, Offensee
40	580	200	9,0	10,6	9,8	—	283	Schwarzenbrunn
41	600	1—1,5 m ³	6,8	5,4	5,0	—	168	Quellbereich Almsee
43	740	300	6,7	6,3	5,6	—	164	Straneckbach
44	710	300	5,0	4,8	4,3	—	128	Steyr-Ursprung
45	660	400	5,4	5,0	4,5	—	135	Ostrawitzbach
46	630	500 l	4,9	4,2	4,3	—	144	Brunnlucke (Krumme Steyr)
47	590	50—100	6,2—6,3	6,5	6,0	—	179	Schwarzbach bei Kreidelucke
48	850	2 m ³ /s	5,1	5,6	5,6	—	152	Pießling-Ursprung
50	710	150	5,0	5,5	5,2	—	152	Weißbachquelle
								* nicht gemessen

meist massig entwickelten und weitscharig geklüfteten Kalken, in denen meist großlumige Karstschläuche gebildet werden. In den Kalkstöcken findet daher auch eine tiefergreifende Durchlüftung und Abkühlung des Gesteinskörpers statt, worin sich schließlich die tieferen Temperaturen der aus ihnen stammenden Quellwässer begründen (größere geothermische Tiefenstufe). Ein weiteres Charakteristikum der reinen Kalkwässer sind die großen Schwankungsziffern der Schüttung, da dem Kalk das Rückhaltevermögen des Dolomits weitgehend fehlt.

Wie bei den Wassertemperaturen finden sich auch bei den Karbonathärten die Mittelwerte im Bereich der Mischwässer aus den Kalk- und Dolomitgebieten.

Einen bemerkenswerten Sulfatgehalt zeigten nur jene Quellwässer, die einen Kontakt mit Werfener Schichten aufweisen.

2. 3. Die hydrometeorologischen Verhältnisse

Von den im folgenden für die Beschreibung der hydrometeorologischen Gegebenheiten im Raume des Toten Gebirges herangezogenen Niederschlagsstationen verfügen alle mit Ausnahme der Station Appelhauß über ein 60jähriges Mittel. Von letzterer Station sind in den Beiträgen zur Hydrographie Österreichs (38, 1964) nur die Jahre 1954 bis 1958 ausgewiesen. In Anbetracht der zentralen Lage im Massiv des Toten Gebirges (vgl. Tafel I, SE Wildensee) werden die Zahlen zu Vergleichszwecken angegeben. In Tabelle 2 finden sich die Seehöhe der Stationen und ihre langjährigen Mittel der Monats- und Jahresniederschlagssummen.

Vergleicht man die Jahressummen, so ist offensichtlich, daß im Westen und Nordwesten erheblich größere Werte vorliegen als im Osten und Süden. Hinterstoder und Gößl weisen die niedrigsten Jahressummen auf, und selbst die Station Th. K. Hollhaus, obwohl in über 1600 m Seehöhe gelegen, zeigt wesentlich niedrigere Werte als die tiefgelegenen Bereiche Bad Ischl, Offensee und Almsee. Hiermit wird deutlich ersichtlich, daß die Hauptmasse der Niederschläge von West- und Nordwestwinden herangetragen wird (im Gefolge von atlantischen Störungen), wodurch die Stationen im Süden und Osten eine gewisse Leelage aufweisen. Besonders offen gegen die von Nordwesten hereinstreichenden Luftmassen ist die Station Altaussee (Salzberg), so daß bereits unter 1000 m Seehöhe über 2200 mm Niederschlag im langjährigen Jahresmittel zu verzeichnen ist, in einzelnen Jahren wesentlich mehr. So blieb hier im Dezennium 1951 bis 1960 die Jahresniederschlagssumme nur zweimal unter 2000 mm, erreichte aber andererseits im Jahre 1952 das beachtliche Ausmaß von 2981 mm. Vergleiche lassen die Annahme zu, daß in den höchsten Plateaubereichen im Westen des Massivs das langjährige Jahresmittel der Niederschlagssumme 2500 mm erreicht oder übersteigt.

° *Tabelle 2: Die Monats- und Jahressummen der Niederschläge in mm von Meßstationen im Raume des Toten Gebirges (vgl. Tafel I) im langjährigen Mittel (1901—1960; aus: Beitr. z. Hydrographie Österreichs, Nr. 38, Wien 1964).*

Station	See- höhe m ü. A.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr	Beobachtetes Tagesmaximum	
1. Bad Ischl	480	122	104	103	128	145	188	240	205	147	110	110	122	1724	217,0	12. 9. 1899
2. Ofensee	660	119	107	103	128	158	201	236	208	155	122	104	114	1755	152,6	25. 5. 1928
3. Almsee	595	121	104	97	128	142	186	216	197	141	110	103	116	1661	138,0	26. 5. 1928
4. Hinterstoder	580	91	83	75	92	108	143	182	166	115	90	79	94	1318	173,0	6. 9. 1920
5. Th.-K.-Hollhaus (Tauplitzalm)	1609	113	82	80	113	144	184	233	187	140	113	98	107	1594	102,4	12. 8. 1959
6. Gößl (Grundlsee)	710	119	105	89	104	129	169	217	185	135	111	99	109	1571	117,5	10. 19. 1942
7. Altaussee (Salzberg)	950	182	158	143	167	184	222	280	240	187	149	142	173	2227	242,8	12. 9. 1899
8. Appelhaus (SE-Wilden-See) (1954—1958)	1660	132	147	138	198	136	234	365	243	197	176	88	185	2238		

Um die örtlich verschiedenen Niederschlagsverhältnisse im Toten Gebirge zu veranschaulichen, wurden in Fig. 6 die auf den Meeresspiegel reduzierten Niederschlagshöhen des Bereiches dargestellt. Der wahre mittlere Jahresniederschlag in mm für jedes beliebige Areal berechnet sich nach der Formel $\bar{N} = N_{\text{red}} + \frac{Hm}{2}$, wobei Hm die Seehöhe in m ausdrückt. Dieses seinerzeit von H. KREPS eingeführte Darstellungsverfahren charakterisiert die Unterschiede sehr deutlich und hebt die große Niederschlagshöhe im Ausseer Gebiet einerseits und die Lee-lage des Beckens von Windischgarsten andererseits besonders deutlich hervor.

Die **Monatssummen** sind im langjährigen Mittel im ganzen Bereich im Juli am höchsten. In den einzelnen Jahren können sich jedoch beträchtliche Verschiebungen ergeben, und die höchste Monatssumme kann in den Juni, ja selbst Mai, seltener in den August zu liegen kommen. Die Minima finden sich im (Februar) März und (Oktober) November. Dadurch zeigt die Jahreskurve der Monatssummen ein sekundäres, kleines, aber deutliches Wintermaximum, das in den Klimakurven der Steiermark südlich des Alpenhauptkammes nicht mehr zu finden ist.

Von hohem Interesse ist die **Intensität** der Niederschläge. Die Definition von Starkregen nach der Wussowschen Formel $h = \sqrt{5t - (t/24)^2}$ setzt eine Niederschlagsmessung mit Schreibgeräten voraus. Von benachbarten Stationen aus ist auf eine Häufung der Starkregen in den Monaten Juni und Juli auch in unserem Gebiet zu schließen. Daß jedoch intensive Niederschläge durchaus auch in anderen Monaten auftreten können, zeigen schon die in Tabelle 2 ausgewiesenen bisher beobachteten Tagesmaxima. Tabelle 3 zeigt die Verteilung der in den einzelnen Jahren 1951—1960 beobachteten Tagesmaxima auf die verschiedenen Monate. In den zehn Jahren lagen die Tagesmaxima der einzelnen Jahre 1- bis 5mal im Juli und je 1- bis 3mal im Juni und August. Aber nur der Monat November ist in keinem Jahr und bei keiner Station Träger des jährlichen Tagesmaximums. Im großen und ganzen läßt sich jedoch zusammenfassen, daß die Sommermonate Juni, Juli und August im allgemeinen sowohl die höchsten Niederschlags-summen als auch die größte Niederschlagsintensität aufweisen.

Von großem Einfluß auf den Wasserhaushalt sind die **Schneeverhältnisse**. Dabei ist vor allem die beständig anhaltende, geschlossene Schneedecke, die sogenannte Winterdecke, maßgeblich, ihre Werte wurden in Tabelle 4 ausgewiesen. Es ist deutlich zu erkennen, daß nunmehr die Höhenlage der Station oder des Gebietes von entscheidendem Einfluß ist. Dies gilt sowohl für die mittlere Anzahl der Tage mit Winterdecke als auch für das Verhältnis der Extreme. Beträgt z. B. die kürzeste Zeitspanne mit Winterdecke bei Bad Ischl nur 11,5% der längsten Winterdeckendauer, so beim Offensee 13,6%, bei Hinterstoder 18,3%, bei Göbl 21%, bei Altaussee 41% und beim Th.-K.-Hollhaus

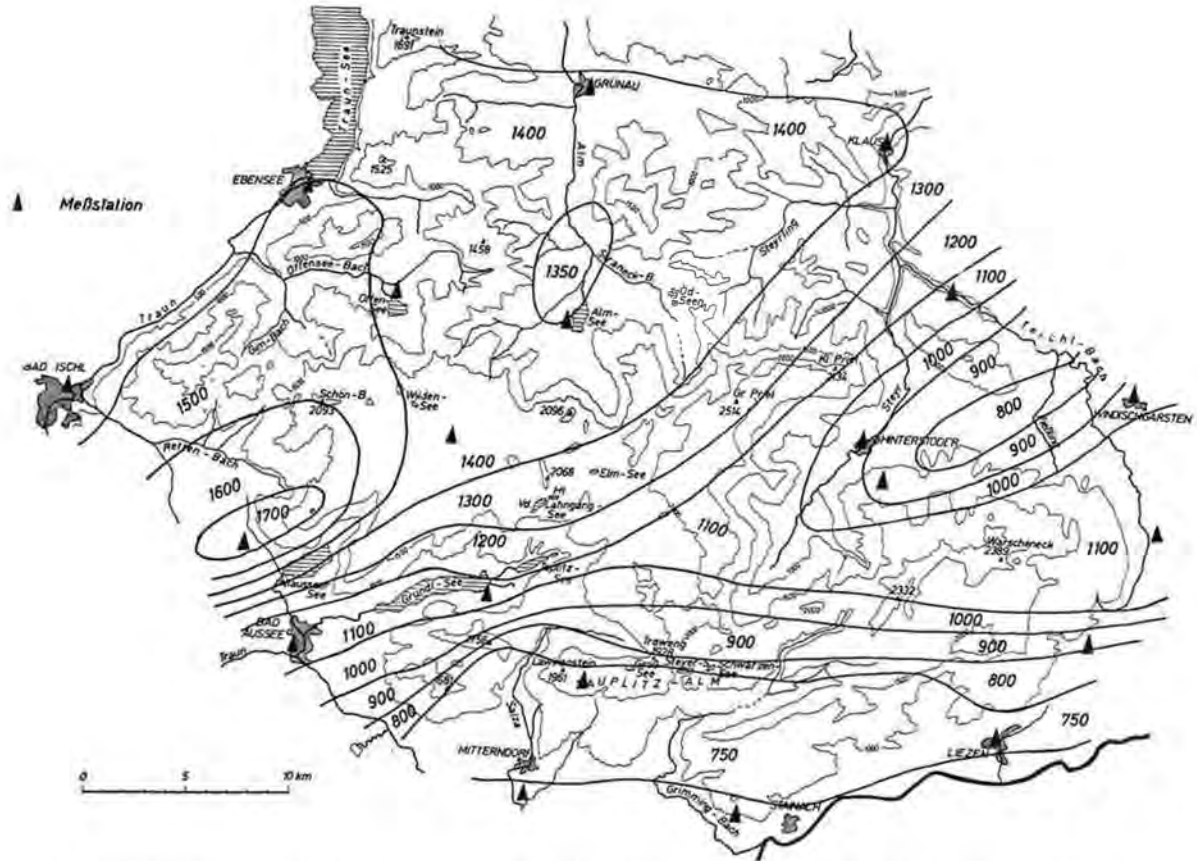


Fig. 6: Auf den Meeresspiegel reduzierte Niederschlagshöhen (in mm) im Bereich des Toten Gebirge.

Tabelle 3: Verteilung der in den einzelnen Jahren von 1951—1960 beobachteten Tagesmaxima der Niederschläge auf die Monate

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe
Bad Ischl	—	—	1	—	2	1	3	3	—	—	—	—	10
Offensee	—	—	1	—	1	1	4	2	1	—	—	—	10
Almsee	—	—	1	—	1	2	5	1	—	—	—	—	10
Hinterstoder	1	1	1	—	1	2	1	2	—	1	—	—	10
Th.-K.-Hollhaus (Taupl.-A.)	—	—	—	1	1	3	3	1	—	—	—	1	10
Gößl (Grundlsee)	—	1	1	—	1	1	4	2	—	—	—	—	10
Altaussee	1	1	—	—	1	1	3	1	2	—	—	—	10
Appelhaus (1954—1958)	—	—	—	—	1	1	2	—	1	—	—	—	5

Tabelle 4: Winterdeckendauer 1900/01 bis 1959/60 (aus: Beitr. z. Hydrographie Österreichs, Nr. 38, Wien 1964).

Station	Seehöhe m ü. A.	mittlere Zahl der Tage mit Winter- decke	Ende der Winter- decke (Mittel)	kürzeste Winter- decke (Tage)	frühestes Ende der Winter- decke	längste Winter- decke (Tage)	spätestes Ende der Winterdecke
Bad Ischl	480	68	3. März	16	28. 12. 1947	139	15. 4. 1929
Offensee	660	89	18. März	21	12. 1. 1920	154	4. 5. 1907
Almsee	595	77	18. März	15	30. 12. 1920	132	16. 4. 1932
Hinterstoder	580	85	16. März	24	3. 2. 1957	131	7. 4. 1958
Th.-K.-Hollhaus	1609	205	2. Juni	150	15. 4. 1936	246	18. 6. 1955
Gößl	710	106	27. März	33	7. 2. 1933	156	5. 5. 1907
Altaussee (Salzberg)	950	144	15. April	80	23. 3. 1957	196	17. 5. 1907
Appelhaus (1953/54 bis 1957/58)	1660	196	1. Juni	159	24. 5. 1958	224	15. 6. 1955

Tabelle 5: Monats- und Jahresmittel der Lufttemperaturen in °C von Meßstationen im Raume des Toten Gebirges im langjährigen Mittel (1901—1960; aus: Beitr. z. Hydrographie Österreichs, Nr. 38, Wien 1964).

Station	Seehöhe m ü. A.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Bad Ischl	480	−2,0	−1,0	3,5	7,7	12,7	15,5	17,1	16,5	13,4	8,3	3,2	−0,4	7,9
Hinterstoder	580	−3,7	−2,4	1,9	6,3	11,2	14,1	15,6	14,8	11,7	6,9	1,7	−2,2	6,3
Th.-K.-Hollhaus (Tauplitzalm) (1951—1960)	1609	−5,3	−5,3	−2,3	0,6	5,1	8,9	10,9	10,7	8,1	4,1	−0,2	−2,5	2,7
Göbl (Grundlsee)	710	−3,2	−2,2	2,0	5,9	11,1	14,4	15,7	15,3	12,3	7,7	2,3	−1,5	6,7
Altaussee (Salzberg)	950	−3,1	−2,0	1,5	5,2	10,6	13,6	15,5	15,0	11,8	6,9	1,7	−1,4	6,3
Appelhaus (1954—1958)	1660	−5,6	−6,6	−3,3	−1,2	4,2	9,0	10,3	10,5	8,2	3,5	−0,7	−3,0	2,1

61%, das heißt, die Winterdecke wird mit zunehmender Höhe nicht nur immer sicherer und länger, sie ist auch geringeren zeitlichen Schwankungen unterworfen. Im Plateaubereich des Toten Gebirges ist das Ende der winterlichen Schneedecke selten vor Anfang Juni zu erwarten. Die Frage der Schneeschmelze führt uns schließlich zu den Temperaturverhältnissen.

Die Monats- und Jahresmittel der **Lufttemperatur** zeigt Tabelle 5. Aus ihr ist ersichtlich, daß in den Tallagen das Monatsmittel der Lufttemperatur im März bereits über 0° C beträgt, in den höheren Plateaubereichen aber das Aprilmittel noch in den Minusgraden liegt. Hier vollzieht sich die Schneeschmelze daher vorwiegend im Mai, was in der Wasserführung der großen Karstquellen deutlich zum Ausdruck kommt.

Die Regel des Absinkens der Temperatur mit zunehmender Höhe erfährt in den tieferen Bereichen der Alpentäler im Winter nicht selten eine Umkehr, wenn sich die bei hohem Luftdruck von den Hängen abfließende Luft über der Talsohle stark abkühlt und gleich einem See liegenbleibt. Höhergelegene Orte weisen zu dieser Zeit wärmere Wintertemperaturen auf als die Talböden. Die Gunst dieser Lage ist zur Zeit des Tagesminimums, d. h. kurz vor oder nach dem Sonnenaufgang, am ausgeprägtesten. Wie beträchtlich aber dieser Einfluß ist, zeigt der Umstand, daß er sich auch noch im Monatsmittel auswirkt. So liegt beispielsweise Gößl (710 m ü. A.) um 240 Höhenmeter niedriger als die Station Altaussee am Salzberg (950 m ü. A.), dennoch sind die Monatsmittel der Lufttemperatur von Dezember, Jänner und Februar in Gößl niedriger, und erst im März entspricht die Abstufung der allgemeingültigen Regel.

3. Karstwassermarkierungen und ihre Ergebnisse

Der nach 1950 stark zunehmende, sowohl sommerliche als auch winterliche Fremdenverkehr im Bereich der Tauplitzalm am Südrand des Toten Gebirges, in dessen Gefolge die Erschließung des Gebietes durch Liftanlagen und Straßen und der Neubau zahlreicher Unterkunfthäuser im Almbereich standen, ließ vor allem die Frage der Abwasserbeseitigung rasch in ein kritisches Stadium treten. Als erste, 1957 durchgeführte lokale Markierungsversuche den unmittelbaren Zusammenhang von Schwinden im Gebiet der Tauplitzalm und verschiedenen Karstquellen am Südfuß des Plateaus ergaben, ließ das Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Fachabteilung IIIa, einen umfangreichen, das gesamte Massiv des Toten Gebirges umfassenden kombinierten Färbe- und Sporentriftversuch durchführen (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1964). Seine Ergebnisse bildeten die wissenschaftliche Basis für den Ausbau einer Abwasserableitung, durch deren Fertigstellung im Jahre 1970 dieses Fremdenverkehrsgebiet eine beispielgebende Sanierung erfuhr.

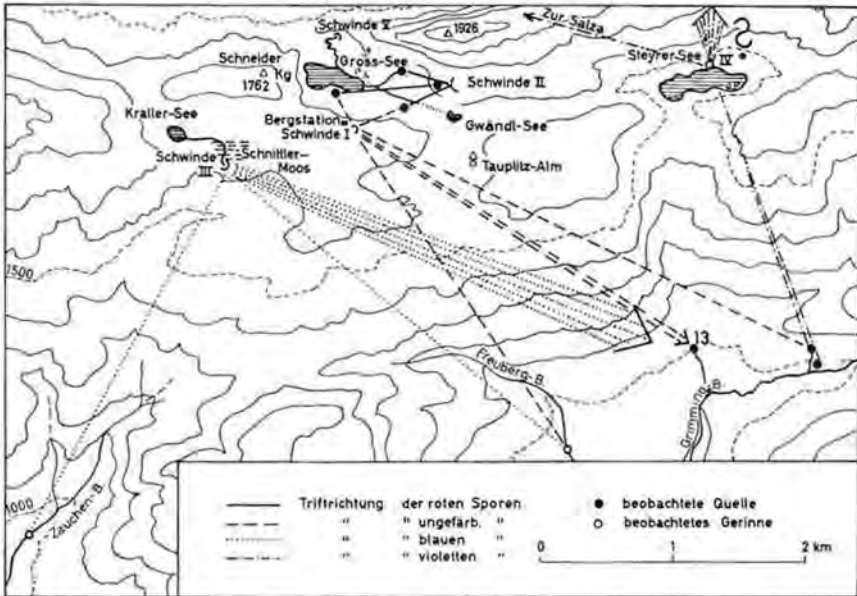


Fig. 7: Die Ergebnisse der im Sommer 1957 im Bereich des Tauplitz-Seeen-plateaus durchgeführten Markierungsversuche.

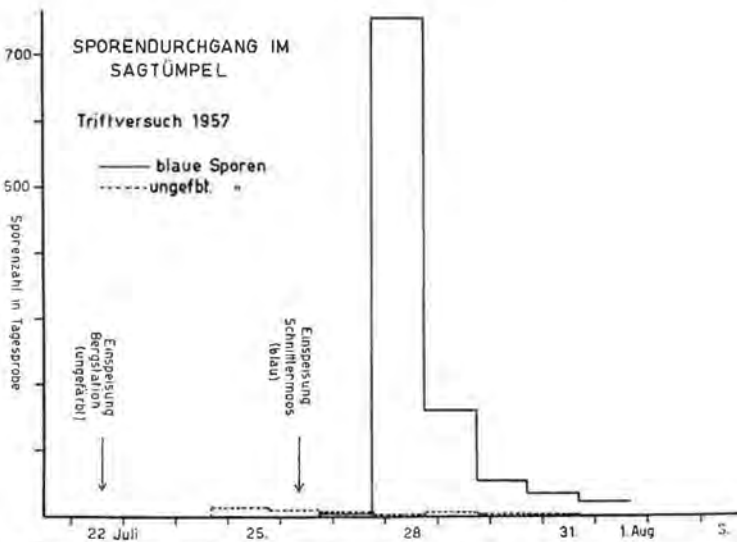


Fig. 8: Der Sporendurchgang im Sagtümpel beim Markierungsversuch 1957.

Bei den ersten Sporenrift- und Färbeversuchen in der Zeit vom 22. Juli bis 1. August 1957 im Bereich des Tauplitz-Seenplateaus wurden zunächst in die Schwinde im Schnittler-Moos (Abfluß des Kraller-Sees) 6 kg blaugefärbte Lycopodiumsporen eingespeist. Der Hauptaustritt erfolgte eindeutig im Sagtümpel (Fig. 7, Nr. 13). Fig. 8 zeigt den Sporendurchgang in dieser großen Karstquelle. Weiters wurden in eine kleine Doline, etwa 30 m östlich der Bergstation des Sesselliftes, 4 kg ungefärbte Sporen eingebracht (Schwinde I). Auch diese ungefärbten Sporen traten in ihrer Hauptmasse im Sagtümpel aus. Schließlich kamen in die am Nordufer des Steyrer Sees gelegene Seeschwinde (IV) bei diesem Versuch 7 kg violettgefärbte Bärlappsporen zum Einsatz. Von diesen Sporen konnten nur sehr geringe Mengen bei einer Quelle weiter östlich im Grimmbachtal nachgewiesen werden. Schon damals wurde vermutet, daß die Hauptmenge des Einspeisgutes nach Nordwesten in das Hauptmassiv des Toten Gebirges getriftet wurde.

Nach mehreren kleinen Versuchen mit lokaler Fragestellung wurde im Juni 1961 die umfassend kombinierte Karstwassermarkierung durchgeführt. Es kamen zum Einsatz:

1. In die am Südufer des Schwarzensees gelegene Schwinde (1549 m ü. A.) 17 kg grüngefärbte Lycopodiumsporen (20. Juni 1961; Fig. 2).
2. In die Steyrer-See-Schwinde (1457 m ü. A.) 20 kg violettgefärbte Sporen (20. Juni 1961; Fig. 3).
3. In die Schwinde des Großseeabflusses (1545 m ü. A.) 10 kg Uranin (20. Juni 1961; Fig. 4 und 5).
4. Am 21. Juni 1961 in die Schwinde des Elmsees (1670 m ü. A.) 20 kg ungefärbte Bärlappsporen.

Beobachtet wurden alle großen Quellbezirke um das Massiv des Toten Gebirges.

Die Ergebnisse illustriert Tafel I. Es zeigte sich, daß von der Einspeisung in die unterirdischen Abflüsse des Schwarzen-, Steyrer und Großsees in der großen Karstquelle des Sagtümpels im Süden des Tauplitzgebietes nur Spuren nachgewiesen werden konnten. Andererseits wurden die Markierungsstoffe nach Westen, Nordwesten und Norden durch das gesamte Hauptmassiv des Toten Gebirges geführt, nur die Quellen im Steyrtal wurden von diesen Einspeisungen nicht betroffen. Weiters ist bemerkenswert, daß die Markierungsmittel in den Quellen im Westen und Norden bereits nach vier bis acht Tagen, deren Spuren im Sagtümpel aber erst am 10. bzw. 11. Beobachtungstag festgestellt werden konnten.

Einen wesentlich anderen Charakter zeigte das Resultat der Beschickung der zentral im Hauptmassiv gelegenen Elmseeschwinde. Ähnlich wie bei früher durchgeführten Versuchen im Dachsteingebiet kam es hier zu einer radialen Verteilung des Triftgutes. Betroffen wurden dabei nicht nur die Quellgruppen um den Toplitzsee, Altausseer

See, im Rettenbachtal, im Offensee- und Almseegebiet, sondern diesmal auch die starken Quellen im Steyrtal oberhalb Hinterstoders.

Am Süd- und Westfuß des Tauplitz-Seenplateaus traten keine Sporen aus der Elmseeschwinde aus. Unerwartet war das Auftreten von ungefärbten Sporen auf der Südseite des Warscheneckstockes, am Fuße der Weißenbacher Wand, im Weißenbachursprung (Tafel I, Quelle Nr. 50). Die Sporen müssen unter dem Salzsteigjoch in den ziemlich isolierten Stock des Warschenecks übergetreten sein. Der Pießling-Ursprung, am Nordostfuß des Warschenecks, blieb während des ganzen Versuches sporen- und farbstoff-negativ.

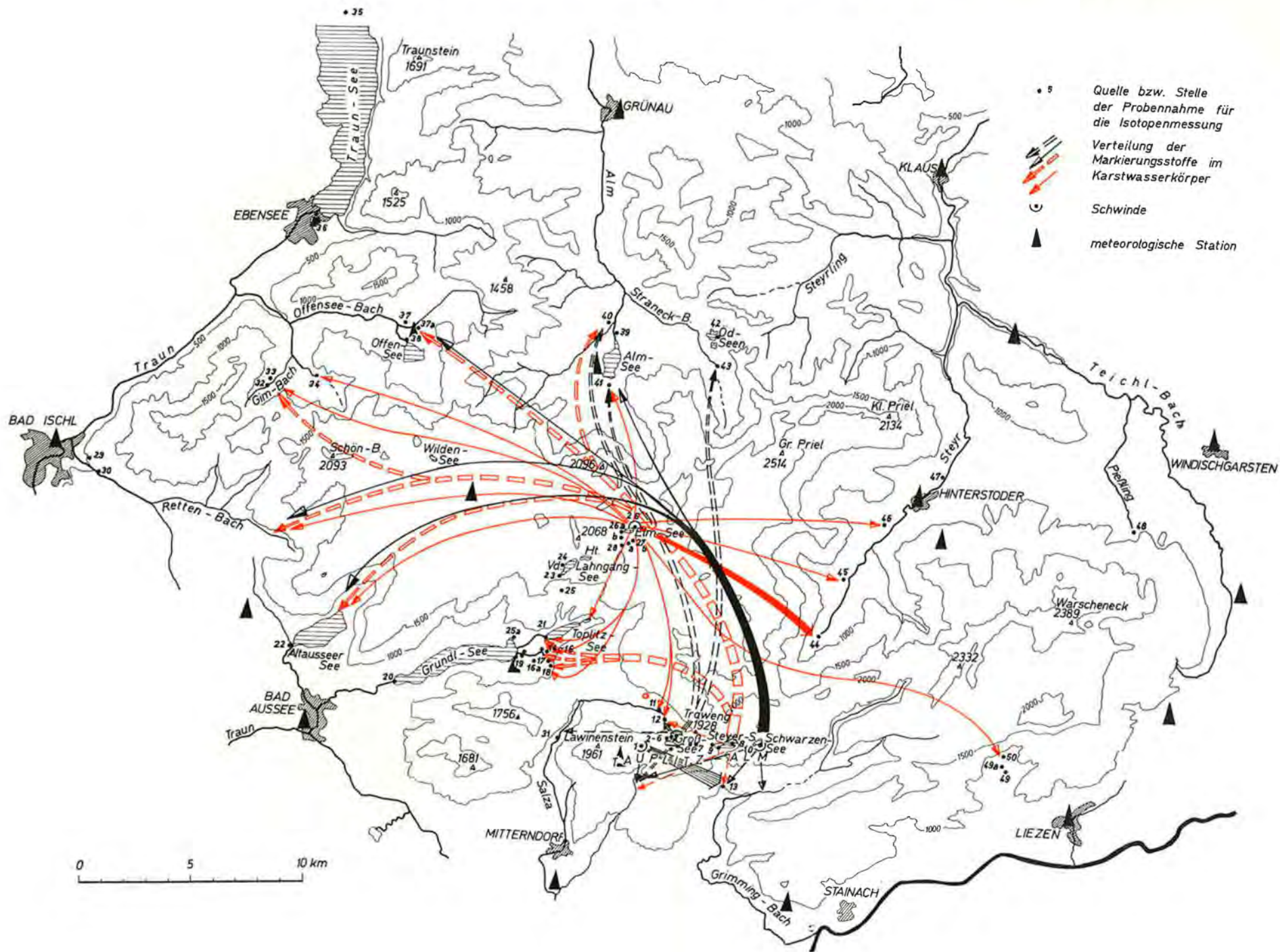
Wie die Ergebnisse der Einspeisungen in die drei Seeschwinden auf der Tauplitzalm ergeben haben, zog ein großer Teil der aus den drei Seen unterirdisch abfließenden Wässer nicht auf dem kürzesten Weg zu den Quellen am Süd- und Westfuß, sondern wurde zumindest bei den damaligen Versuchsbedingungen zunächst über die stauende Felschwelle undurchlässiger Gesteine an der Linie Großsee—Schwarzensee in das Hauptmassiv des Toten Gebirges gedrückt. Das wurde schon auf Grund der Steyrer-See-Beschickung 1957 vermutet. Wie aus Tafel I ersichtlich ist, erreichten auf diesem Weg die Triftmittel den gesamten Westen und Nordwesten des Toten Gebirges. Da aber gleichzeitig durch die Schneeschmelze am Hochplateau des Toten Gebirges große Wassermengen anfielen und diese radial nach allen Seiten abflossen, wurde ein Teil der bereits in das Hauptmassiv eingedrungenen Seewässer wieder nach Süden zurückgedrängt und den Quellen am Südfuß des Tauplitz-Seenplateaus zugeführt. Nur so läßt sich die Tatsache erklären, daß sowohl Sporen als auch Farbe im nahen Süden zum Teil erst später auftraten als in den 20 bis 30 km (Luftlinie) entfernten Quellen im Norden und Nordwesten.

4. Tritium-, Deuterium- und Oxygen-18-Messungen und ihre Ergebnisse

4. 1. Allgemeine Bemerkungen über das Tritium und die stabilen Isotope des Wassers

Als „Umweltisotope“ (Environmental Isotopes) bezeichnet man jene sowohl radioaktiven als auch nichtradioaktiven Isotope, die in der Umwelt in wechselnden Konzentrationen auftreten, deren Ausmaß nicht direkt gesteuert werden kann.

Die wichtigsten Isotope für hydrologische Studien sind gegenwärtig die stabilen Isotope Deuterium und Oxygen-18 und die radioaktiven Isotope Tritium und Carbon-14. Die ersten drei der Genannten sind Teile der Wassermoleküle, sie sind die wichtigsten Spurenelemente des Wassers selbst, deren sich der Hydrologe bedienen kann. Alle anderen Tra-



cer im Wasser sind nicht isotopisch, sie liegen in einer Lösungsform vor und unterliegen daher Verlusten durch Ausfällung (Niederschlag), Adsorption oder Austausch. Carbon-14, das ebenfalls in die letztgenannte Gruppe fällt, wurde bei der vorliegenden Untersuchung nicht verwendet.

Deuterium und Oxygen-18 kommen im Ozean in Konzentrationen von etwa 320 ppm und 2000 ppm als HDO bzw. $H_2^{18}O$ vor. Wechselt das Wasser seinen Aggregatzustand durch Verdunstung oder Kondensation, so tritt wegen des verschiedenen Gasdruckes von HDO, $H_2^{18}O$ und $H_2^{16}O$ und wegen ihrer verschiedenen Diffusionsgeschwindigkeiten in die Luft eine Isotopenfraktionierung ein. Studien der Isotopenzusammensetzung natürlicher Wässer haben bezüglich der stabilen Isotope gezeigt:

1. Der Niederschlag und daher auch Oberflächenabfluß und Grundwasser sind isotopisch leichter, d. h., sie weisen einen verminderten Gehalt von HDO und $H_2^{18}O$ auf im Vergleich zum Meerwasser (W. DANSGAARD, 1964; H. CRAIG & L. I. GORDON, 1965).

2. Der Niederschlag wird sowohl mit zunehmender geographischer Breite als auch mit zunehmender absoluter Höhe isotopisch leichter.

3. In den gemäßigt humiden Bereichen ist eine deutliche jahreszeitliche Schwankung des Isotopengehaltes zu verzeichnen, der Niederschlag ist in den kälteren Monaten isotopisch leichter und in den wärmeren schwerer (W. DANSGAARD, 1964; H. CRAIG & L. I. GORDON, 1965). Fig. 9 zeigt die jahreszeitlichen Schwankungen des Oxygen-18-Gehaltes im Niederschlag in Wien 1961—1971.

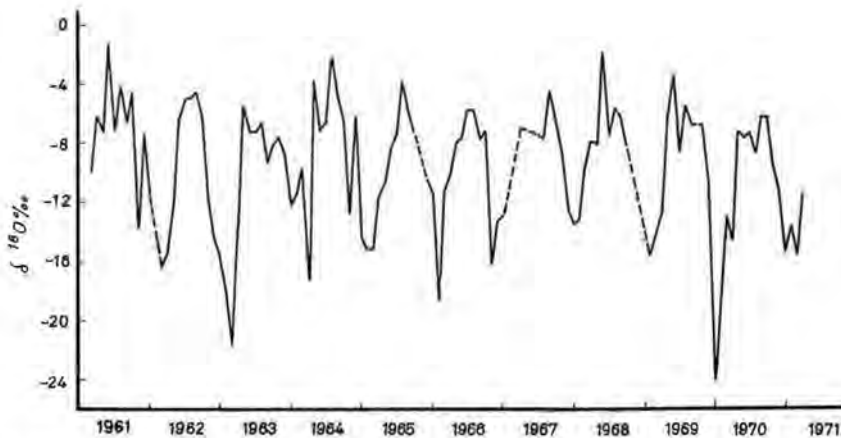


Fig. 9: Monatmittel des Oxygen-18-Gehaltes im Niederschlag in Wien.

4. Die Deuterium- und Oxygen-18-Werte der Niederschläge zeigen eine sehr gute lineare Korrelation in der Beziehung

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$$

wobei die δ -Werte per mill-Abweichungen vom SMOW (= Standard Mean Ocean Water) darstellen, dem allgemein verwendeten Standard, dessen Isotopenzusammensetzung einen Mittelwert des Meerwassers präsentiert (H. CRAIG, 1961). Diese Variation des Isotopenverhältnisses in Wasserproben, gemessen mittels eines Massenspektrometers, wird ausgedrückt durch

$$\delta^0/_{\infty} = \frac{R_{\text{probe}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

wobei R entweder D/H oder $^{18}O/^{16}O$ ist.

5. Verdunstet Wasser von Seen oder offenen Wasserflächen, so verändert sich die Isotopenzusammensetzung in der Weise, daß der Gehalt an schweren Isotopen im Wasserdampf vermindert wird, während im Wasser des Reservoirs eine Anreicherung von Deuterium und Oxygen-18 vor sich geht. Die beiden Isotope werden jedoch nicht im gleichen Maße von diesen Vorgängen betroffen, und setzt man ihre Daten in Relation, so wird die Gefällslinie von δD nicht $8 \delta^{18}O$, sondern 4 bis 6 $\delta^{18}O$ folgen (H. CRAIG, L. I. GORDON & Y. HORIBE, 1963; T. DİNÇER, 1968)².

Das Tritium im Niederschlag entstammt zwei Quellen (H. E. SUSS, 1969). Die eine, natürliche, ist die Produktion durch kosmische Strahlung. Die Schätzungen der auf diese Weise entstehenden Tritiummenge variieren, sie dürfte jedoch in der Größenordnung von 10 T. U. liegen (1 T. U. = 1 Atom 3H auf 10^{18} Atome 1H). Die zweite Quelle des Tritiums im Niederschlag wurde vom Menschen geschaffen, sie liegt in den seit 1952 abgelaufenen thermonuklearen Explosionen. Diese Produktion überlagerte die natürliche Konzentration durch periodische Ausstöße von Tritium in die Atmosphäre, die die Wässer des hydrologischen Kreislaufes mit einer leicht meßbaren Menge von Tritium markierten.

Die Konzentration des Tritiums im Niederschlag eines gegebenen Bereiches variiert jahreszeitlich mit einem Maximum im Spätfrühling und Frühsommer (Fig. 10). Zu gewissen Zeiten nimmt die Konzentration mit der Entfernung vom Ozean und zunehmender geographischer Breite zu. In der nördlichen Hemisphäre wurden 1963 maximale Konzentrationen bis zu 10.000 T. U. beobachtet, nachher sanken sie allmählich ab, doch scheinen sie gegenwärtig wieder etwas angehoben zu werden.

Die Entnahme von Wasserproben für Isotopenanalysen ist (mit Ausnahme von Carbon-14) ähnlich jener für normale chemische Wasseranalysen. Zu achten ist darauf, jegliche Verdunstung von der gezogenen

² Die Fehlergrenze der Messungen beträgt $\pm 0,2\%$ für $\delta^{18}O$ bzw. $\pm 2\%$ für δD .

Probe zu verhindern, da dies eine Veränderung des Gehaltes an stabilen Isotopen zur Folge haben würde. Weiters ist sowohl eine Kontamination der Proben untereinander als auch eine Kontamination des Probenwassers mit atmosphärischem Wasser zu verhindern. Unter Beachtung dieser Regeln werden doppelt verschließbare Polyethylenflaschen mit dem Probenwasser einige Male ausgespült und dann vollkommen angefüllt und verschlossen.

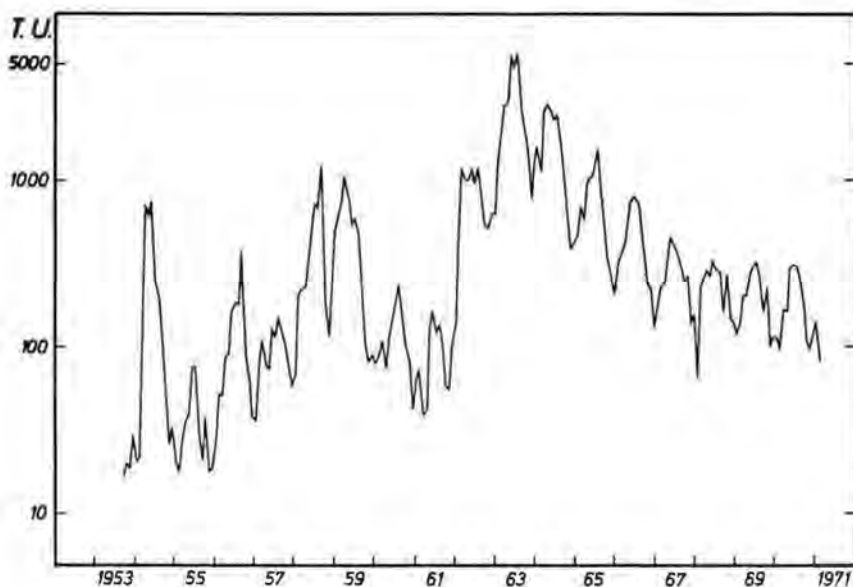


Fig. 10: Monatsmittel der Tritium-Konzentrationen im Niederschlag in Wien. Die Werte vor Jänner 1961 wurden anhand der Daten von Ottawa berechnet.

4. 2. Probennahme und Meßdaten

Die erste Probennahme für die Messung der Umweltisotope erfolgte im September 1968, es wurde das gesamte Gebiet einschließlich der Plateaubereiche begangen. Die zweite Probennahme im März 1969 beschränkte sich wegen der Schneelage in den höheren Bereichen auf die wichtigsten Quellbezirke in den Randgebieten, wo die Schneeschmelze bereits im Gange war. Die dritte Probennahme im Juni 1969 umfaßte wieder den Gesamtbereich. Relativ geringe Schneehöhen und Sommerniederschläge und eine dementsprechend geringe Quellschüttung und Wasserführung der Flüsse (vgl. Fig. 12) veranlaßten eine vierte Probennahme an den wichtigsten Quellen im September 1969.

Die fünfte Probennahme im Juli 1970 erfolgte nach dem außergewöhnlich schneereichen Winter 1969/70, die Schmelzwassermengen bewirkten eine ungewöhnlich hohe Quellschüttung und Wasserführung der Gebirgsflüsse (Fig. 12). Die sechste Probennahme im Februar 1971 erfaßte eine ausgesprochene Spätwintersituation, d. h. eine geringe Quellschüttung ohne Einfluß der Schneeschmelze auch in den tiefegelegenen Talungen.

Tab. 6 (Beilage) weist die in den Labors gemessenen Werte für Tritium, Deuterium und Oxygen-18 aus. Um die Darstellung in den Diagrammen zu erleichtern, wurde die Nummernfolge der Quellen bei den verschiedenen Probennahmen zwar beibehalten, aber für jede zeitlich folgende in die nächsthöhere Hunderterreihe gestellt (z. B. Probe Nr. 20 = im März 1968 Nr. 120, im Juni 1969 Nr. 220, im September 1969 Nr. 320, im Juli 1970 Nr. 420 und im Februar 1971 Nr. 520).

4. 3. Interpretation der Meßergebnisse

Was die Ergebnisse der Messung der Umweltisotope von Wässern aus dem Gebiet des Toten Gebirges betrifft, so treten vor allem die sowohl zeitlichen als auch örtlichen Variationen deutlich hervor. Die zeitlichen Schwankungen des Gehaltes an Tritium und den stabilen Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen sind vorwiegend jahreszeitlich, in rascher Reaktion auf die Schneeschmelze und die im Gebiet fallenden Niederschläge. Bei den Tritiumgehalten ist auch ein langzeitlicher Trend zu beobachten.

Die Meßergebnisse werden zunächst in ihrer Gesamtheit besprochen, ohne auf die Einzelheiten der Entnahmepunkte einzugehen. Abschließend soll die Besprechung der einzelnen Quellen bzw. Quellgruppen oder Seen erfolgen.

Fig. 11 zeigt drei Häufigkeitsdiagramme des Tritiumgehaltes von Quell- und Seewässern im Raume des Toten Gebirges. Jedes Diagramm repräsentiert eine Sammelperiode.

Das Häufigkeitsdiagramm der im **September 1968** gezogenen Proben zeigt im Vergleich zu den anderen Diagrammen eine leichte Verschiebung zu allgemein höheren Tritiumwerten. Der mittlere Wert liegt bei etwa 275 T. U. Die generelle Abweichung der Verteilung beträgt mehr als 20 T. U., das ist merklich mehr als die für die Tritiummessungen zu berücksichtigende Fehlergrenze von ca. 10 T. U., woraus auf eine echte Veränderung im Tritiumgehalt des Wassers zu schließen ist. Fig. 12 stellt die Abflußdiagramme der durch die Quellen des Toten Gebirges gespeisten Flüsse Traun (bei Ebensee) und Steyr (Meßstellen Steyrbrücke und Dietlgut) dar. Den Kurven ist zu entnehmen, daß im September 1968 ein genereller Rückgang des Abflusses im Raume des Toten Gebirges zu verzeichnen war. Der mittlere Tritiumgehalt der im September 1968 gesammelten Wasserproben liegt sehr nahe jenem des

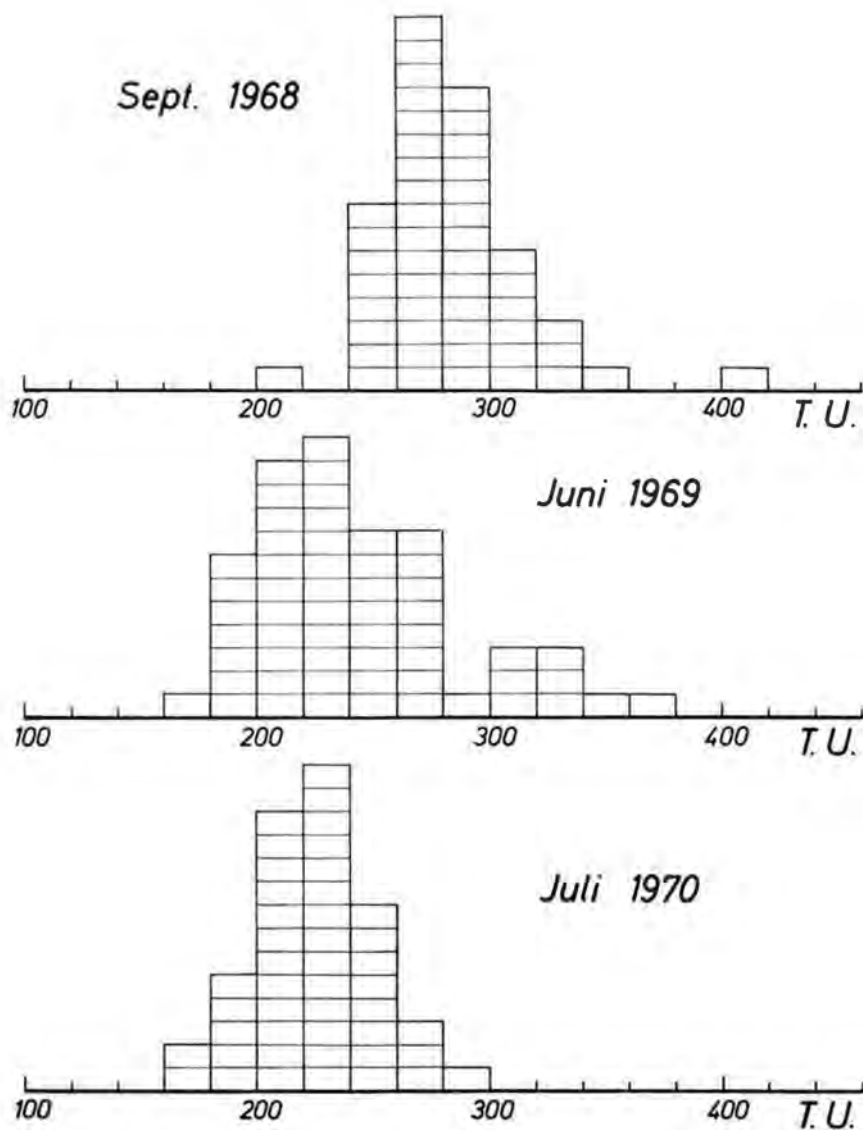


Fig. 11: Häufigkeitsdiagramme der Tritiumwerte der im September 1968, Juni 1969 und Juli 1970 gezogenen Wasserproben. Jedes Rechteck bedeutet eine Wasserprobe.

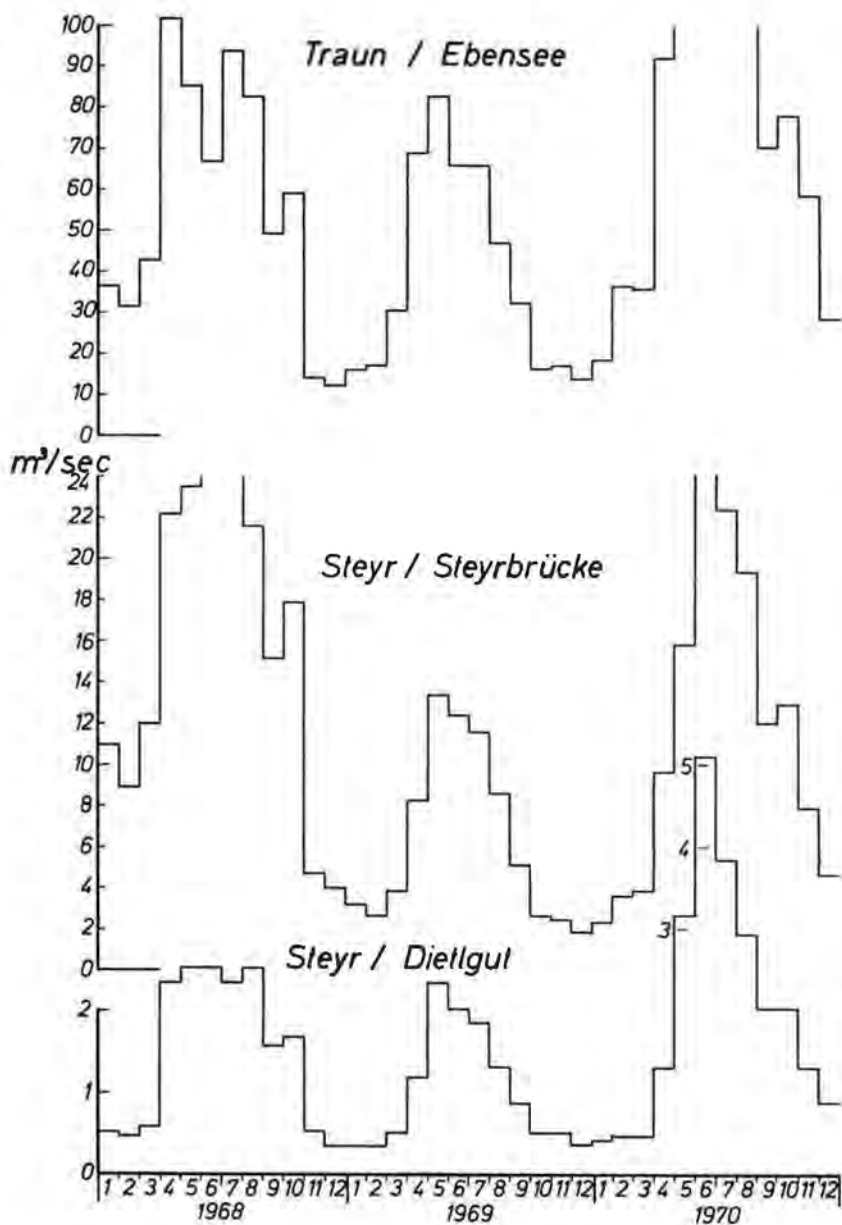


Fig. 12: Abflußganglinien der Traun bei Ebensee und der Steyr bei den Meßstellen Steyrbrücke und Dietlgut in den Jahren 1968, 1969 und 1970.

in diesem Sommer in Wien gefallenem Niederschlag. Es kann daher geschlossen werden, daß die Quellwässer im Sommer 1968 hauptsächlich aus während des Sommers versickertem Regenwasser bestanden. Obwohl, wie gesagt, der Mittelwert von 275 T. U. dem Tritiumgehalt des Niederschlages der vorhergegangenen Sommermonate sehr nahe liegt, mag man die Frage erwägen, ob diese 275 T. U. nicht eine Mischung aus einem Niederschlag während der thermonuklearen Periode (mit sehr hohem Tritiumgehalt) mit tritiumarmem Niederschlagswasser aus der Zeit vor den Bombentests darstellen könnten. Obwohl solche Fälle prinzipiell möglich sind, ergibt sich aus den folgenden Ausführungen, daß die Durchgangszeit der Wässer im Massiv des Toten Gebirges aufgrund der großen jahreszeitlichen Schwankungen des Isotopengehaltes nicht lang sein kann und dieser Fall auszuschließen ist. Es ist bemerkenswert, daß die dem Großen Ödsee am Nordrand des Toten Gebirges (690 m ü. A., Tafel I, Quellbereich Nr. 42) entnommene Wasserprobe einen deutlich höheren Tritiumgehalt aufwies und während der gesamten Untersuchungszeit diese Außenseiterrolle beibehielt.

Die Oxygen-18- und Deuteriumgehalte der im Sommer 1968 gesammelten Wasserproben zeigen eine symmetrische Verteilung der Werte, die sich von einer normalen (Gaußschen) Verteilung nicht wesentlich unterscheidet. Der mittlere Oxygen-18-Gehalt liegt bei $-11,7 \delta \%$. Wie beim Tritium ist auch hier die Streuung größer als die Grenze der Meßgenauigkeit, was deutliche Unterschiede im Oxygen-18-Gehalt in den verschiedenen Bereichen der Probennahme ergibt (Fig. 13).

Die zweite Probennahme im Bereich des Toten Gebirges wurde im **März 1969** durchgeführt. Aufgrund der Schneeverhältnisse konnte nur eine begrenzte Anzahl von Wasserproben in den tiefliegenden Bereichen gezogen werden, doch wurden im Gebiet der Tauplitzalm auch Schneeproben von verschiedenen Plätzen genommen. Der Tritiumgehalt dieser Schneeproben war ungefähr gleich (100 bis 120 T. U.), der Oxygen-18-Gehalt variierte zwischen $-14,4$ und $-17,9 \delta \%$.

Der Tritiumgehalt der beim Sagtümpel (Tabelle 6 und Tafel I, Nr. 13), bei Bad Ischl (Nr. 29) und beim Rettenbach (Nr. 30) gezogenen Proben war merklich geringer als im September 1968, der Tritiumgehalt der Quellen im Steyrtal hingegen war ungefähr gleich jenem der Proben von 1968.

Der Oxygen-18-Gehalt von Sagtümpel, Bad-Ischl-Quelle und Rettenbach war ebenfalls merklich geringer als im September 1968, der Oxygen-18-Gehalt der Quellen im Steyrtal hingegen geringfügig, aber deutlich höher.

In Anbetracht des niedrigen Tritium- und Oxygen-18-Gehaltes des Schnees ist es offensichtlich, daß der Sagtümpel und die Quellen bei Bad Ischl im März 1969 eine Beimengung von Schmelzwasser führten.

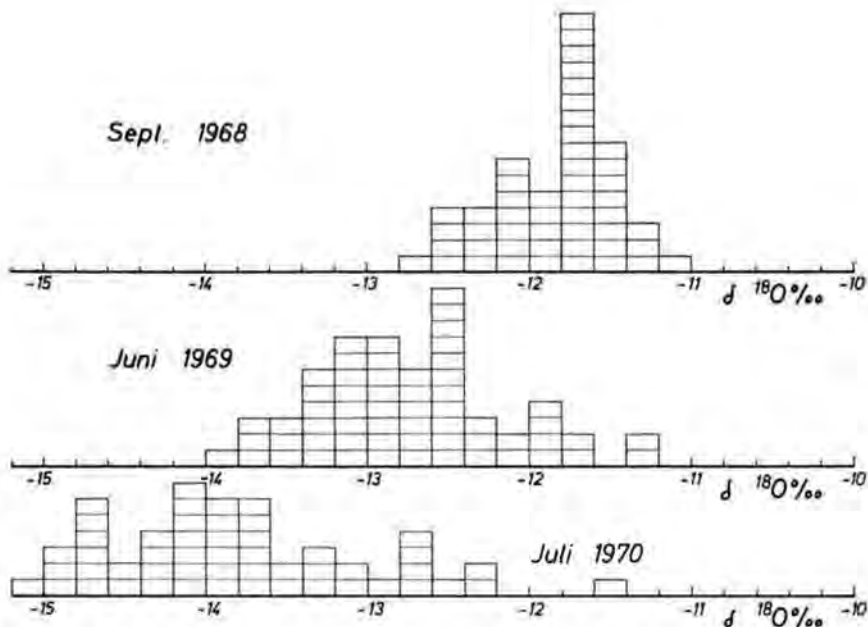


Fig. 13: Häufigkeitsdiagramme der Oxygen-18-Werte der im September 1968, Juni 1969 und Juli 1970 gezogenen Wasserproben.

Obwohl der Prozentsatz der Schmelzwasserbeimengung schwer zu erfassen ist, kann gesagt werden, daß die Schüttung dieser Quellen etwa zu gleichen Teilen aus Schmelzwasser und Regenwasser des vorhergegangenen Sommers bestritten wurde. Dieser Schluß stützt sich mehr auf den Tritiumgehalt als den Oxygen-18-Gehalt dieser Wässer, weil der Tritiumgehalt der Schneedecke weniger Unterschiede aufweist als der Oxygen-18-Gehalt.

Die Untersuchung der im **Juni 1969** gesammelten Wasserproben zeigte, daß der Tritiumgehalt allseits niedriger wurde. Der mittlere Tritiumgehalt liegt nunmehr bei 230 T. U. gegen 275 T. U. im September 1968 (Fig. 11). Die Streuung ist nunmehr größer. Dies mag einfach mit dem verschiedenen Mischungsverhältnis von Schneeschmelz- und Regenwasser und mit der Streuung der Tritiumwerte der Schneedecke an den verschiedenen Örtlichkeiten zusammenhängen. Auch die Streuung der Oxygen-18-Werte ist bei den im Juni 1969 gesammelten Proben viel größer als bei den Proben vom September 1968 (Fig. 13). Dies mag eventuell, so wie beim Tritium, mit den verschiedenen Mischungs-raten von Schneeschmelz- und Regenwasser zusammenhängen. Dazu kommt, daß an sich die Streuung der Oxygen-18-Werte im Schnee größer war als jene des Tritiums. Der Zusatz von Schmelz-

wasser der Schneedecke (im Plateaubereich) steht außer Zweifel, und wenigstens der relative Mischungsanteil kann für die einzelnen Quellgruppen bestimmt werden.

Die Strimitzbachquellen (Nr. 14—19 bzw. 214—219) sind nunmehr in den Bereich sehr geringer Oxygen-18-Werte gerückt, das mittlere $\delta^{18}\text{O}$ beträgt — 13,5‰ im Vergleich zu — 11,6‰ im September 1968. Daraus kann geschlossen werden, daß der größte Teil des Wassers der Strimitzbachquellen fast zu 90% Schneeschmelzwasser ist. Dasselbe gilt für die Quellen im Steyrtal (Steyr-Ursprung, Tafel I, Nr. 44, Ostrawitzbach, Nr. 45). Quellwässer höherer Bereiche (Tauplitzalm, Elmsee) haben Oxygen-18-Werte, die ebenfalls auf eine Beimengung von Schneeschmelzwässern deuten, jedoch in viel geringerem Maße als die Quellen im Steyrtal und beim Strimitzbach.

Eine begrenzte Zahl von Proben wurde im **September 1969** von Quellen im Steyrtal, vom Grundl- und Toplitzsee, Strimitzbach, Lahngangsee und Pießling-Ursprung (Tafel I, Nr. 48, Tabelle 6, Nr. 348) gezogen. Die von diesen Proben gemessenen Tritiumwerte liegen viel näher den im September 1968 gemessenen als den im Juni 1969 beobachteten. Man sieht, daß die Schneeschmelzwasserkomponente völlig verschwunden ist, ersetzt durch Regenwasser des Sommers 1969, das einen etwas geringeren Tritiumgehalt aufweist als jenes des Sommers 1968. Dieselben Züge tragen die Oxygen-18-Werte, die ebenfalls anzeigen, daß der Anteil von Schneeschmelzwasser verschwunden ist und Regenwasser des Sommers 1969 dominiert.

Vergleicht man die Ganglinien der Wasserführung der Flüsse Traun und Steyr (Fig. 12), so sieht man, daß die Probennahme im Juni 1969 knapp nach dem Höhepunkt der Schneeschmelze im Toten Gebirge erfolgte. Diese Schneeschmelze mag von Regenfällen überlagert worden sein, was in einer Mischung von Schneeschmelzwasser und Regenwasser resultiert. Andererseits zeigen die Ganglinien, daß die Probennahme im September 1969 zu einer Zeit erfolgte, die am Ende des sommerlichen Rückganges der Wasserführung lag.

Die ausgedehnte, im **Juli 1970** durchgeführte Probennahme war äußerst wichtig, zeigten doch sowohl die Tritium- als auch die Oxygen-18-Werte, daß der Schneeschmelzwasseranteil noch höher war als im vorhergehenden Sommer. Der Schneefall im Winter 1969/70 war außergewöhnlich ergiebig, was eine stärkere Alimentation der Quellen mit Schneeschmelzwasser verursachte.

Wiederum zeigten die Quellen im Bereich des Strimitzbaches den höchsten Schmelzwasseranteil, der wahrscheinlich bei 100% des gesamten Abflusses lag. Dasselbe gilt für den Steyr-Ursprung, den Ostrawitzbach (Tabelle 6, Nr. 445) und den Weißenbach (Nr. 449). Die Schmelzwasserkomponente der Quellen und Seen in höheren Lagen (Tauplitzalm, Elmsee) war auch diesmal geringer als bei den Quellen am Strimitzbach und im Steyrtal. Die Ganglinien der Wasserführung

der Flüsse (Fig. 12) zeigen, daß die Probennahme so wie im vorangegangenen Jahr, unmittelbar nachdem die Schneeschmelze im Toten Gebirge ihren Höhepunkt erreicht hatte, durchgeführt wurde. Die durch die Schneeschmelze verursachte Wasserführung der Flüsse war etwa doppelt so groß als im vorangegangenen Jahr.

Die letzte Probennahme erfolgte im **Februar 1971**. Die Oxygen-18-Daten der dabei gesammelten Quellwässer repräsentieren hauptsächlich Regenwasserwerte, wahrscheinlich aus dem vorhergehenden Sommer. Eine Beimengung von Schneeschmelzwasser ist nicht gegeben. Der Tritiumgehalt der Wässer ist gleich niedrig wie bei den im Juli 1970 gezogenen Proben. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß der Tritiumgehalt der Sommerregen von 1970 geringer war als jener der Niederschläge im Sommer 1969. Die Proben wurden zur Zeit der Niederwasserführung der Quellen entnommen.

Betrachtet man die **Einzelergebnisse**, so ist den im vorangehenden Abschnitt dargelegten Schlüssen zu entnehmen, daß die von Quellen und Seen im Bereich des Toten Gebirges gesammelten Wasserproben vom Sommerregen, Schneeschmelzwasser oder einer Mischung beider stammten, je nach Örtlichkeit oder Jahreszeit der Probennahme. Es zeigte sich, daß die Entwässerung bzw. das Durchfließen des verkarsteten Gebirgskörpers ziemlich rasch erfolgt und jahreszeitlich gesteuert wird. Zwar lassen auch eingehende Abflußstudien diese wichtigen hydrologischen Grundzüge erkennen, doch gehen die Aussagen der Isotopenmessungen schon durch die Trennung und zeitliche Einstufung der Schneewasser- und Regenwasseranteile einen wesentlichen Schritt weiter.

Ein weiteres sehr wichtiges Ergebnis der Isotopenmessungen ist, daß im Karstkörper des Toten Gebirges keine nennenswerte Speicherung erfolgt. Die Abflußganglinien lassen in so einem Fall nur auf die aktive Speicherung rückschließen, d. h. auf die Speicherung oberhalb der Austrittsstelle (Quelle oder See). Aus dem Tritium- und Oxygen-18-Gehalt der Quell- und Seenwässer im Bereich des Toten Gebirges ist ersichtlich, daß das **gesamte** den Abfluß speisende Wasser aktiv ist, d. h. über der absoluten Höhe der tiefgelegenen Quellen und Seen liegt. Studien an Karstquellen in Griechenland, in der Türkei und in Jugoslawien haben gezeigt, daß dort fast alle großen Karstquellen aus ungewöhnlich großen unterirdischen Reservoirs entspringen, deren Ausmaße kaum durch die Abflußganglinien geschätzt werden können und deren größter Teil unter der Austrittshöhe der Quellen, d. h. tiefer als diese, liegt. Hier war es auch möglich, zwei Komponenten der Karstentwässerung zu definieren, deren eine das höherliegende System, die andere das tiefreichende Karstwasserreservoir darstellt.

Im Bereich der **Tauplitzalm** wurden an zehn Stellen (Quellen und Seen) Proben entnommen. Weiters wurden der Sagtümpel (Tafel I, Nr. 13), das ist eine Quelle unmittelbar im Süden der Tauplitzalm, und

zwei Quellen im Öderntal (Nr. 11, 12) westlich unterhalb der Tauplitzalm untersucht, um ihre Verbindung mit Seen und Schwinden im Plateaubereich der Tauplitzalm zu überprüfen.

Die Zusammensetzung des Isotopengehaltes des Wassers vom Sagtümpel war im September 1968 sehr ähnlich jener der beim Kraller-See, bei der Großseeschwinde und beim Gwändlselein entnommenen Proben. Dies stimmt überein mit dem Ergebnis der Markierungsversuche im Sommer 1957, bei dem eine direkte Verbindung von der Schwinde des Kraller-See-Abflusses und einer Doline bei der Bergstation mit dem Sagtümpel nachgewiesen werden konnte (vgl. Kapitel 3). Andererseits ist die Zusammensetzung des Isotopengehaltes des Wassers aus dem Steyrer See und dem Schwarzensee sehr verschieden von jener des Sagtümpels. Auch dies stimmt mit den Ergebnissen der Tracer-Experimente überein. So zeigten sich sowohl von der Einspeisung 1957 in die Steyrer-See-Schwinde als auch 1961 in die Schwinde des Schwarzensees nur sehr geringe Spuren der eingesetzten Tracer im Sagtümpel, die Masse der in die Seeschwinden eingesetzten Markierungsmittel trat in den Karstwasserkörper des Hauptmassives des Toten Gebirges über (vgl. S. 88). Die Isotopenmessungen bestätigen demnach, daß keine nennenswerte Alimentation der Schüttung der Quelle des Sagtümpels von den beiden Seen erfolgt.

Fig. 14. gibt auch Hinweise auf die Beziehungen der Wässer der Tauplitzalm mit den Strimitzbach-Quellen. So zeigen die Proben vom September 1968 keine wesentlichen Unterschiede im Isotopengehalt zwischen den Wässern des westlichen Tauplitzgebietes (also ausgenommen Steyrer See und Schwarzensee) und den Strimitzbach-Quellen. Da im Juni 1969 von diesen Quellen keine Proben gezogen

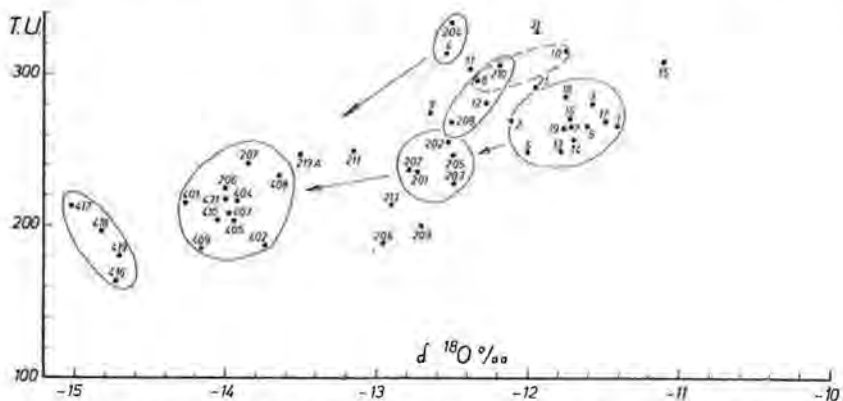


Fig. 14: Beziehungen der Tritium- und Oxygen-18-Werte von Wässern im Bereich der Tauplitzalm und ihren (zeitweise) gleichartigen Quellwässern.

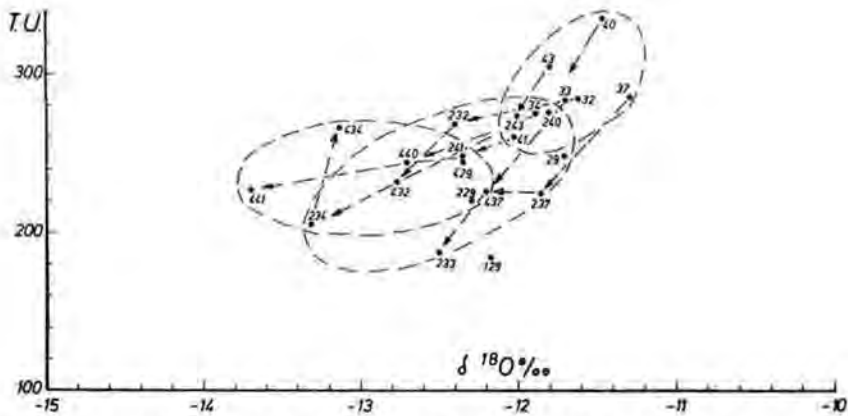


Fig. 15: Beziehungen der Tritium- und Oxygen-18-Werte von Quellwässern am Nordrand des Totes Gebirges.

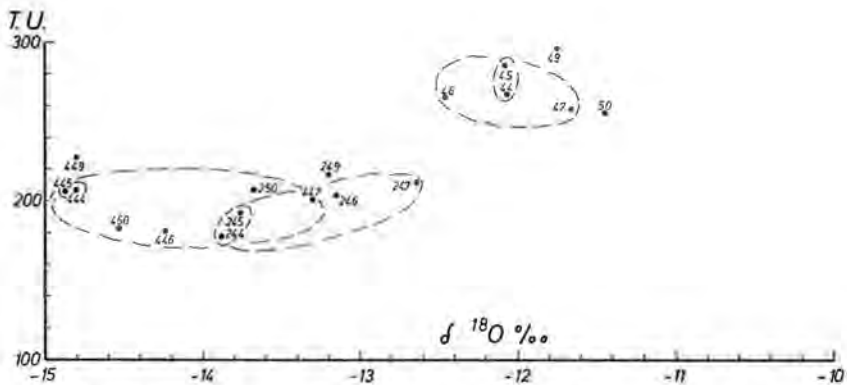


Fig. 16: Beziehungen der Tritium- und Oxygen-18-Werte der Quellen im Steyrtal und beim Weißenbach.

wurden, sollten die Märzproben 1969 mit den Wässern der Tauplitzalm verglichen werden. Das Ergebnis war wiederum, daß kein wesentlicher Unterschied besteht.

Die von den Quellen im Öderntal (Tafel I, Nr. 11) gezogene Probe zeigt einen interessanten Isotopengehalt, der nicht übereinstimmt mit den Werten der Wässer der Tauplitzalm, ausgenommen die Probe aus dem Steyrer See im September 1968. Das Tracer-Experiment 1961 ergab einen Zusammenhang der Steyrer-See-Schwinde mit dem Salzursprung im Öderntal, er wird durch den Isotopengehalt bestätigt.

Die Einspeisung in die im zentralen Plateaubereich gelegene Elmseeschwinde beim Markierungsversuch 1961 ergab eine radiale Verteilung des Tracers zu den Quellen rund um das gesamte Massiv (vgl. Tafel I). Obwohl es nicht leicht ist, für jeden Punkt die Beziehungen im Isotopengehalt klarzustellen, so zeigt dieser doch viele interessante Züge der Wasserbewegung des Bereiches.

Betrachten wir Fig. 17, so ist zu ersehen, daß der Tritiumgehalt des Elmseewassers im September 1968 214 T. U. betrug, der Oxygen-18-Gehalt lag bei $-12,0 \text{ ‰}$. In dieser Zeit ist die Isotopenzusammensetzung der Wässer der tiefgelegenen Quellen eine deutlich andere. Die Quellen im Öderntal behalten ihren hohen Tritiumgehalt von etwa 300 T. U. Auch die Quelle bei Bad Ischl (Tafel I, Nr. 29) zeigt einen höheren Tritiumgehalt, verbunden mit einem schweren Oxygen-18-Gehalt. Auch die Quellen im Bereich des Gimbaches haben einen höheren Tritiumgehalt als der Elmsee. Wir können sagen, daß zu dieser Zeit keine der großen Quellen am Rande des Toten Gebirges eine mit dem Elmsee vergleichbare Zusammensetzung des Isotopengehaltes aufweist. Die Unterschiede im Tritiumgehalt der Niederschläge, verbunden mit der Durchgangszeit der Wässer vom Plateau bis zu den Quellaustritten, können ohne weiteres die Ursache dieser Differenzen sein.

Viel klarer wird die Situation im Juni 1969. Sowohl der Elmsee als auch die Quellen in seiner unmittelbaren Umgebung haben eine typische Isotopenzusammensetzung mit Tritiumwerten von ca. 220 T. U. und einem Oxygen-18-Gehalt von $-13,0 \text{ ‰}$. Die niedrigeren Oxygen-18-Werte weisen auf die Anwesenheit von Schneeschmelzwasser im See und in den Quellen. Von den Quellen im Steyrtal ordnet sich die Quelle der Krumpfen Steyr (Tafel I, Nr. 46) in diese Gruppe ein, während der Isotopengehalt anderer Quellen des Steyrtales deutliche Unter-

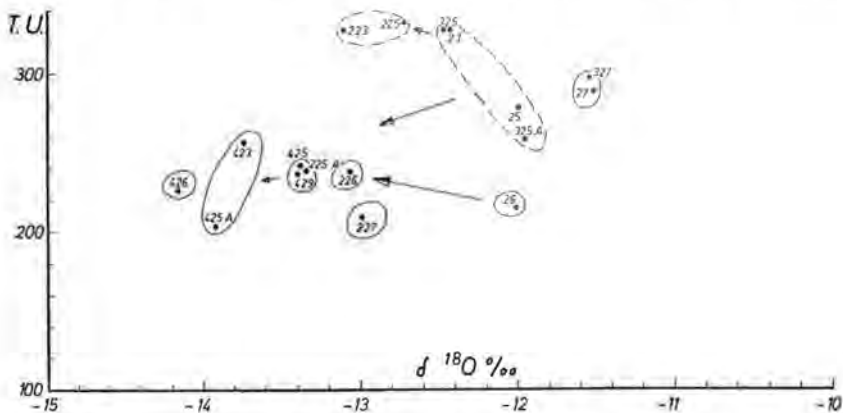


Fig. 17: Beziehungen der Tritium- und Oxygen-18-Werte von Wässern im Bereich des Elm- und Vord. Lahngangsees.

schiede zum Elmseebereich zeigt. Es ist interessant, daß die Quellen Nr. 44, 45 (Steyr-Ursprung und Ostrawitzbach) größere Schmelzwasserbeimengungen aufweisen, wie aus ihren niedrigeren Tritium- und Oxygen-18-Werten zu ersehen ist.

Die Quellen im Öderntal wiesen auch im Juni 1969 weiter ihren hohen Tritium- und niedrigen Oxygen-18-Gehalt auf, was auf eine nur geringe Schmelzwasserbeimengung hinweist. Auch die Quelle bei Bad Ischl unterscheidet sich wiederum mit ihrem niedrigen Tritium- und Oxygen-18-Gehalt von den Wässern des Elmseegebietes.

Eines der unerwarteten Resultate der Markierungsversuche von 1961 war das Auftreten des beim Elmsee eingebrachten Markierungsgutes in der Weißenbachquelle im Südosten (Tafel I, Nr. 50). Im September 1968 war die Isotopenzusammensetzung im Elmseebereich sehr verschieden von jener der Weißenbachquelle, im Juni 1969 hingegen war sie völlig gleich, und auch im Juli 1970 waren keine großen Unterschiede zu verzeichnen. Diese Resultate genügen zwar nicht für den Nachweis eines Zusammenhanges, sie liegen aber mit den Ergebnissen der Markierungsversuche auf einer Linie. Die große Schwankungsbreite der Oxygen-18-Werte in der Weißenbachquelle zeigt, daß das Zufließen des Wassers vom Karstwasserreservoir zu dieser Quelle rascher als im Mittel erfolgen muß, was übrigens auch für den Steyr-Ursprung und den Ostrawitzbach gilt. Es ist weiterhin erwähnenswert, daß sich diese Quellen auch in einer Gruppe bestimmter Isotopenwerte befinden, mit gleichartigen Variationen in verschiedenen Zeitspannen, was einmal mehr darauf hinweist, daß sie aus einem gemeinsamen Reservoir genährt werden.

Auch die große Karstquelle des Pießling-Ursprunges zeigt scharfe Schwankungen der Isotopenzusammensetzung im Zusammenhang mit Regenfällen und Schneeschmelze. Ihr Tritiumgehalt ist jedoch im allgemeinen hoch, was darauf hinweist, daß die Durchfließzeit des Wassers zu dieser Quelle nicht sehr kurz ist.

Fig. 18 zeigt eine Gegenüberstellung der Tritium- und Oxygen-18-Werte für die Perioden September 1968 bis Juni 1969 und Juni 1969 bis September 1969. Aus ihr ergibt sich eine deutliche Korrelation zwischen den Schwankungen von Tritium und Oxygen-18. Dies hängt mit dem Eindringen von Schneeschmelzwasser mit einem niedrigen T- und ^{18}O -Gehalt zusammen. Für den Zeitabschnitt September 1968 bis Juni 1969 beträgt die Spanne 100 T. U. bzw. 2,0‰. Unter der Annahme, daß die Quelle mit dem niedrigsten Tritium- und Oxygen-18-Gehalt im Juni 1969 nur Schneeschmelzwasser führte, ist es möglich, das Schmelzwasser-Regenwasser-Verhältnis für jede Probe anzuschätzen. Obwohl im März 1969 Schneeproben gesammelt wurden — das Ergebnis war ein Tritiumgehalt von 100 T. U. und ein Oxygen-18-Gehalt von ca. 16,08‰ —, handelt es sich nur um lokale Werte des Bereiches der Tauplitzalm. Eine höhere Aussagekraft kommt den Tritiumwerten und dem Ver-

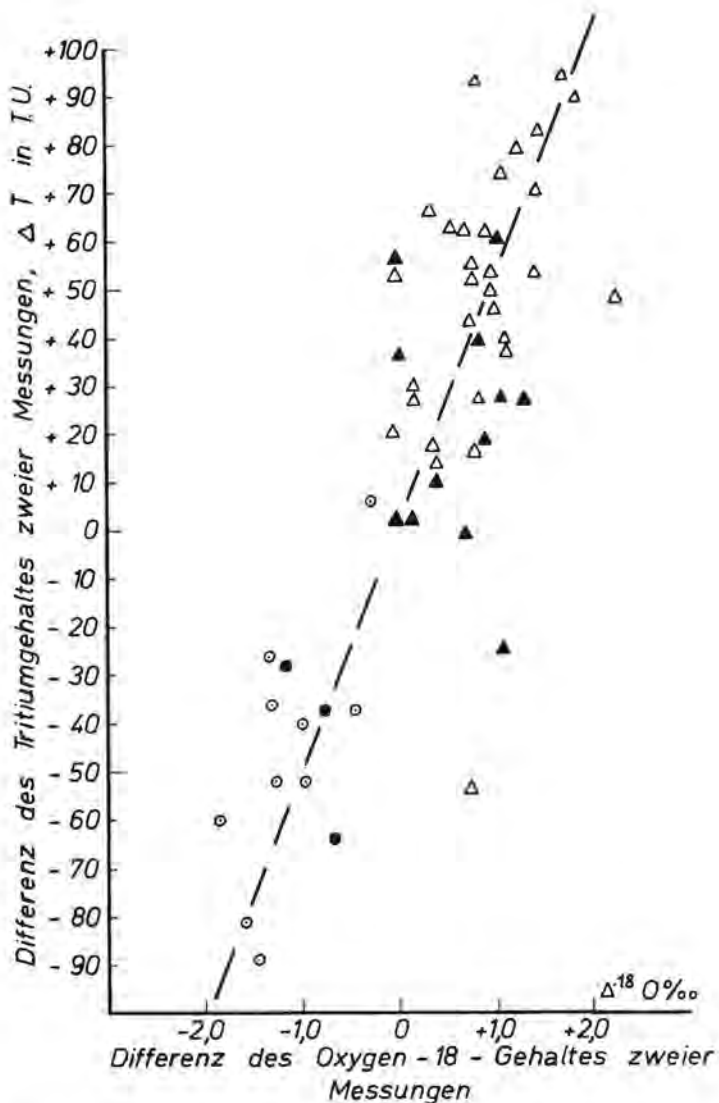


Fig. 18: Differenzen des Tritium- und Oxygen-18-Gehaltes zwischen den Messungen vom September 1968 und Juni 1969 sowie zwischen den Messungen vom Juni 1969 und September 1969. Die Dreiecke geben die Differenz zwischen den Messungen vom September 1968 und Juni 1969 an (leere Dreiecke Quellwässer, volle Seewässer), die Kreise die Differenz zwischen den Messungen im Juni 1969 und September 1969.

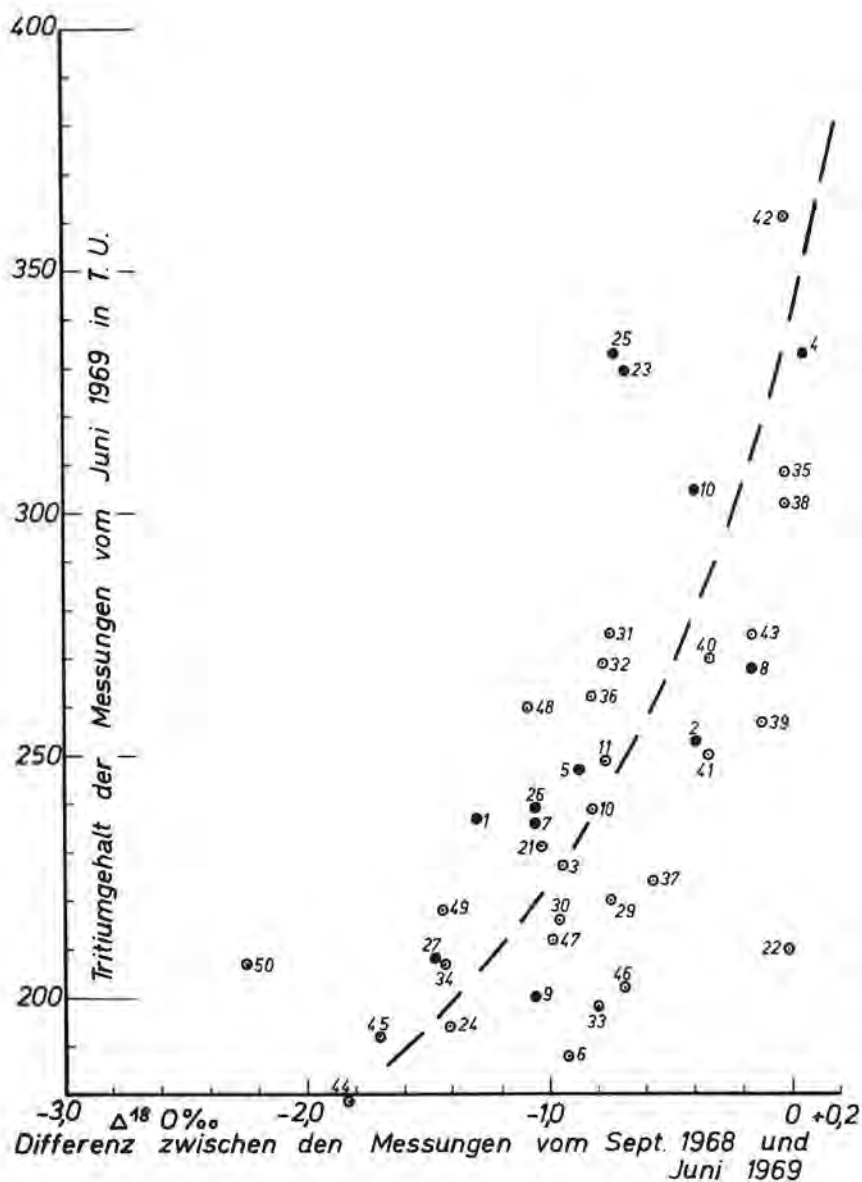


Fig. 19: Der Tritiumgehalt der Wasserproben vom Juni 1969 in Beziehung zur Differenz der Oxygen-18-Werte zwischen den Messungen vom September 1968 und Juni 1969. Die vollen Kreise sind Seewässer.

hältnis Schneeschmelzwasser—Regenwasser auf der Basis von 100 T. U. zu, woraus sich eine Gruppierung von Werten ergibt, ähnlich jener, wie sie aus der Annahme resultierte, daß das Quellwasser mit dem niedrigsten Tritiumgehalt aus reinem Schneeschmelzwasser besteht. Andererseits darf angenommen werden, daß die im September 1968 gezogenen Wasserproben bzw. ihre Tritium- und Oxygen-18-Werte reines Regenwasser repräsentieren (vgl. auch Fig. 19).

Das Schmelzwasser-Regenwasser-Verhältnis kann auch für die Entnahmezeiten September 1968 bis Juli 1970 berechnet und die Resultate mit der obigen Kalkulation verglichen werden. Für diesen Fall wird angenommen, daß das Regenwasser im Sommer 1969 eine ähnliche Isotopenzusammensetzung wie im Sommer 1968 hatte. Daß diese Annahme den Tatsachen nahekommt, zeigen die Meßdaten der im September 1969 gezogenen Proben.

5. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Zur isotopehydrologischen Charakterisierung eines alpinen Karststockes wurde das Tote Gebirge in den nordöstlichen Kalkhochalpen ausgewählt. Das weitgehend geschlossene Karstmassiv wird hauptsächlich aus Trias- und Jurakalken aufgebaut, nur die am Südrand im Bereiche des Tauplitz-Seenplateaus eingefalteten wasserstauenden Werfener- und Carditaschichten schaffen eine besondere hydrogeologische Situation. Die hier auftretenden kleinen Seen werden jedoch alle unterirdisch in die Kalke des Hauptmassivs entwässert. Markierungsversuche ergaben, daß die in die Seeschwinden eingesetzten Markierungsmittel über die stauende Schürze undurchlässiger Gesteine an der Linie Großsee—Schwarzensee zunächst in das Hauptmassiv des Toten Gebirges überflossen und bis zu den Quellen im äußersten Westen und Norden des Massivs gelangten. Durch die großen Schmelzwassermengen wurde jedoch ein Teil der markierten Wässer wieder aus dem Hauptmassiv in die Quellen im Süden des Tauplitz-Seenplateaus zurückgedrückt, ein Beweis dafür, daß die dichtende Gesteinsschürze nicht lückenlos wirksam ist. Dieser komplizierte hydrologische Vorgang erklärt den Umstand, daß die Markierungsmittel in den den Schwinden sehr nahe liegenden Quellen im Süden des Bereiches wesentlich später auftraten als in den 20 bis 30 km entfernten Quellen im Nordwesten und Norden.

Die Messung des Tritium-, Deuterium- und Oxygen-18-Gehaltes der wichtigsten Wasservorkommen im Bereich des Toten Gebirges erfolgte an im September 1968, März 1969, Juni 1969, September 1969, Juli 1970 und Februar 1971 gezogenen Wasserproben.

Die radiohydrologischen Untersuchungen von Wässern des Toten Gebirges ergaben eine allgemeine hydrologische Charakteristik des Ge-

bietet. Die Ergänzung der unterirdischen Wässer variiert jahreszeitlich, wobei Regen- und Schmelzwasser einander folgen und sich in den verschiedenen Bereichen in verschiedenen Proportionen mischen.

Das herbstliche Niederwasser der Quellen besteht ausschließlich aus Regenwasser des vorhergehenden Sommers. Im Spätwinter und Frühjahr beginnt bereits die Zusickerung von Schmelzwasser (z. B. Sagtümpel im März 1969). Im Frühsommer kann bei den echten großen Karstquellen die Wasserführung ausschließlich von Schmelzwässern aus dem Plateaubereich bestritten werden. Während der Sommermonate wird der Anteil des Regenwassers rasch größer.

Die Ergebnisse der Markierungsversuche werden im allgemeinen durch die Isotopenmessungen bestätigt. Darüber hinaus ergab sich aus der Isotopenzusammensetzung, daß in einigen Fällen, wo die Markierungen Zusammenhänge zwischen Schwinden und Quellen zeigten, der relative Anteil der in die Schwinden versickernden Wässer an der Gesamtschüttung der Quellen unbedeutend ist.

Das wichtigste Ergebnis der Isotopenmessungen ist aber, daß im Karstkörper des Toten Gebirges keine nennenswerte Speicherung erfolgt. Die Abflußganglinien lassen in so einem Fall nur auf die aktive Speicherung rückschließen, d. h. auf die Speicherung oberhalb der Austrittsstelle (Quelle oder See). Aus dem Tritium- und Oxygen-18-Gehalt der Quell- und Seenwässer im Bereich des Toten Gebirges ist ersichtlich, daß das **gesamte** den Abfluß speisende Wasser aktiv ist, d. h. über der absoluten Höhe der tiefgelegenen Quellen und Seen liegt. Damit ist die klare Herausschälung eines besonderen Typus der unterirdischen Karstentwässerung gelungen, der sich wesentlich von anderen Typen, z. B. im weiteren Bereich des mediterranen Raumes, unterscheidet, bei denen zwei Komponenten in der Wasserführung wirksam sind, deren eine ein höherliegendes, die andere ein tiefreichendes Karstwasserreservoir repräsentiert.

Literatur

CRAIG, H.: Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**, 1833—1834, 1961.

CRAIG, H., L. I. GORDON & Y. HORIBE: Isotopic exchange effects in the evaporation of water; I. Low temperature experimental results. *J. Geophys. Res.*, **68**, 5079—5087, 1963.

CRAIG, H. & L. I. GORDON: Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: "Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures", CNR-Laboratorio de Geologia Nucleare, 9—130, Pisa 1965.

DANSGAARD, W.: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **19**, 435—468, 1964.

DINÇER, T.: The use of oxygen-18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. *Water Resources Research*, **4**, 1289—1306, 1968.

Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, 1965, 73, Hydrographisches Zentralbüro, Wien 1970.

MAURIN, V. & J. ZÖTL: Karsthydrologische Untersuchungen im Totes Gebirge. Österr. Wasserwirtschaft, 16, 5/6, 112—123, Wien 1964.

SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 302—413, Wien 1951.

Suess, H. E.: Tritium geophysics as an international research project. Science, 163, 1405—1410, 1969.

TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. Jahrbuch geol. Bundesanst., 103, 37—131, Wien 1960.

ZÖTL, J.: Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 1960/61, 54—183, Graz 1961.

Summary

The Totes Gebirge in the north-eastern Limestone Alps was selected as an appropriate terrain for an isotopic-hydrological study of an alpine karst massif. The structure of this largely autonomous massif consists principally of Triassic and Jurassic limestones; only in the south, in the region of the Tauplitz Lake Plateau, do we find infolded watertight Werfenian and Carditas strata which create a special hydrogeological situation. However, the small lakes in this region all drain off underground into the limestone of the main massif. Labelling experiments have shown that the dyes injected into the underground lake outlets flow over the sill of impervious rock on the Großsee—Schwarzensee line into the main massif of the Totes Gebirge, eventually reaching the springs in the extreme west and north of the mountains. However, large volumes of melted snow force part of the labelled water back out of the main massif into the springs south of the Tauplitz Lake Plateau, which proves that the rock sill is not a uniformly impermeable barrier. This complex hydrological process explains why the tracers appeared in the springs located in the southern part of our region — very close to the lake outlets — much later than in springs lying 20 to 30 km away in the north-west and north.

Measurements of tritium, deuterium and oxygen-18 concentrations in the most important springs of the Totes Gebirge region were carried out on water samples drawn in September 1968, March 1969, June 1969, September 1969, July 1970 and February 1971.

The radiohydrological studies carried out on Totes Gebirge water provided a general hydrological characterization of the area. Replenishment of the ground water varies seasonally, rainwater and melted snow following each other in cyclis and mingling in different proportions in different regions.

The autumnal low water in the springs is entirely rainwater from the previous summer. In the late winter and spring a certain amount of seepage from melting snow sets in (in March in the Sagtumpel, for example). In early summer the discharge of the genuine large karst springs may be due entirely to melted snow from the plateau region. Then, during the summer, the proportion of rainwater becomes steadily larger.

The results of the dye labelling experiments were confirmed, by and large, by the isotopic measurements. From the isotopic composition it was evident, moreover, that in some cases, where the dye tracers had indicated connections between sinks and springs, the fraction of the total spring yield attributable to seepage from the sinks was in fact not significant.

But the most important conclusion to be drawn from the isotopic measurements is that there is no appreciable storage of water in the karst massif of the Totes Gebirge. In a case such as this the only inference justified by the

flow curves is active storage, i. e. storage above the point of emergence (spring or lake). From the tritium and oxygen-18 content of the spring and lake water in the Totes Gebirge it is evident that **all** the feed water in this area is active, i. e. that it lies above the absolute altitude of the low-lying springs and lakes. Thus we have succeeded in bringing to light a special type of subterranean karst drainage fundamentally different from the Mediterranean type where two components — a highlying reservoir and a deep karst water reservoir — are responsible for delivery.

Anschrift der Verfasser:

Turgut DİNÇER, Bryan R. PAYNE, C. K. YEN
International Atomic Energy Agency, Section of Isotope Hydrology,
Kärntner Ring 11, A-1011 Wien.

Josef G. ZÖTL, Vereinigung für hydrogeologische Forschungen,
Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.

Tabelle 6: Entnahmestellen der Wasserproben aus dem Bereich des Toten Gebirges und Ergebnisse der Tritium (T)-, Deuterium (D)- und Oxygen-18 (¹⁸O)-Messungen.

Nr.	Ort	See- höhe (m)	September 1968			März 1969			Juni 1969			September 1969			Juli 1970			Februar 1971						
			T	δD	δ ¹⁸ O	Nr.	T	δD	δ ¹⁸ O	Nr.	T	δD	δ ¹⁸ O	Nr.	T	δD	δ ¹⁸ O	Nr.	T	δ ¹⁸ O				
1	Krallersee-Abfluß	1620	264±7	-81	-11,4				201	237±13	-89	-12,7	301	267±11	-78	-10,7	401	216±15	-96	-14,3				
2	Märchenseelein	1570	269±7	-85	-12,1				202	253±11	-85	-12,5					402	187±11	-97	-13,7				
2a	Quelle unter Märchenseel.	1560							202a	239±7	-87	-12,7												
3	Großsee-Abfluß	1570	280±9	-79	-11,5				203	227±9	-86	-12,5					403	209±12	-94	-13,9				
4	Quelle östl. Großsee	1580	313±10	-84	-12,5				204	333±15	-88	-12,5					404	213±14	-96	-13,9				
4a	Quellzufluß zum Großsee	1570							204a	264±10														
5	Großseeschwinde	1560	265±7	-79	-11,6				205	247±13	-88	-12,5					405	202±23	-97	-13,9				
6	Quelle nördl. Großsee	1560	249±7	-82	-12,0				206	188±6	-85	-12,9					406	224±11	-100	-14,0				
7	Abfluß Gwändlselein	1600	263±9	-80	-11,7				207	236±9	-91	-12,8					407	240±26	-95	-13,9				
7a	Kleine Quelle bei Gwändlselein	1605							207a	217±9	-89	-13,3												
8	Steyrerseeschwinde	1447	295±10	-85	-12,3				208	268±10	-87	-12,5					408	232±19	-98	-13,6				
9	Quelle westl. Steyrersee	1480	274±15	-85	-12,6				209	200±7	-91	-13,7					409	184±13	-103	-14,2				
9a	Quelle unterhalb Nr. 9	1460							209a	189±12														
9b	Schneeprobe westl. Steyrersee	1460							209b	193±8														
10	Schwarzenseeschwinde	1552	315±10	-83	-11,8				210	305±11	-82	-12,2					410	203±10	-97	-14,1				
11	Quelle Ödernalm N	1180	301±8	-84	-12,4				211	249±9	-91	-13,2												
11a	Quelle nördl. unter Lawinenstein	1000							211a	349±12	-91	-12,4												
12	Quelle Ödernalm S	1160	280±8	-83	-12,3				212		-89	-12,9												
13	Quelle Sagtumpel	1000	248±10	-82	-11,8	113	177±8	-88	-13,0	213	211±9	-88	-12,9											
14	Strimitzbachquelle I	725	255±10	-79	-11,7				214		-92	-15,2					414		-105	-14,8				
15	Strimitzbachquelle II	725	309±15	-78	-11,1				215		-84	-11,7					415		-84	-14,8				
16	Strimitzbachquelle III	725	273±10	-78	-11,7				216		-93	-13,6					416	162±10	-103	-14,7				
16a	Kleiner Bach westl. Nr. 16	730							216a		-82	-12,0												
16b	Sammelprobe von Nr. 16a, 17 und 18	730															416b		-103	-14,7				
17	Strimitzbachquelle IV	740	269±9	-77	-11,5				217		-90	-13,3					417	212±16	-103	-15,0				
18	Strimitzbachquelle V	740	285±8	-79	-11,7				218		-94	-13,6					418	196±20	-104	-14,8				
19	Südl. Strimitzbachzufluß	725	265±9	-79	-11,8				219	216±13	-92	-13,2	319	286±14	-79	-12,0	419	178±14	-104	-14,6	519	153±13	-12,5+	
19a	Nördl. Strimitzbachzufluß	725							219a	247±9	-93	-13,5					419a		-102	-14,7				
20	Grundsee-Abfluß	710	278±9	-85	-12,2	120	322±14	-87	-12,4	220	239±7	-89	-13,0	320	276±13	-82	-12,3	420	222±16	-93	-13,9	520	223±16	-11,9+
21	Toplitzsee-Abfluß	715	291±9	-82	-12,0				221	231±9	-94	-13,0	321	259±8	-81	-11,8	421	218±12	-99	-14,1	521	210±14	-12,0+	
22	Altausseersee-Abfluß	712	246±9	-82	-12,5	122	250±11	-83	-12,5	222	210±13	-90	-12,5				422	243±18	-95	-13,8				
23	Nördl. Lahngangsee	1489	328±9	-88	-12,4				223	329±12	-88	-13,1	323		-82	-11,1	423	257±14	-97	-13,7				
24	Quelle westl. Vord. Lahngangsee	1490	247±7	-80	-11,8				224	194±8	-91	-13,2	324	258±9	-89	-12,5	424	226±12	-93	-13,6				
25	Quelle unterh. Vord. Lahngangsee	1110	279±10	-84	-12,0				225	333±9	-90	-12,7	325	327±14	-87	-12,4	425	241±16	-101	-13,4				
25a	Zimitzbach	715							225a	232±14	-92	-13,3	325a	258±8	-85	-12,0	425a	202±13	-93	-13,9	525a	165±18	-11,8+	
26	Elmseeeschwinde	1620	214±8	-83	-12,0				226	239±9	-90	-13,1	326		-81	-12,1	426	226±13	-97	-14,2+				
26a	Elmsee-Zufluß	1620							226a	248±7	-89	-12,9	326a	300±10	-85	-11,9	426a	227±15	-98	-14,1				
26b	Quelle südöstl. Elmsee	1640							226b	214±9	-90	-13,1	326b	254±13	-85	-12,1	426b	228±17	-98	-14,3				
27	Quelle beim Elmsee	1630	290±8	-79	-11,5				227	208±8	-91	-13,0	327	297±9	-85	-11,5	427	237±15	-95	-13,3				
27a	Quelle südöstl. Elmsee	1630							227a	235±9	-91	-13,0	327a	251±9	-85	-12,5								
27b	Schneeprobe südöstl. Elmsee	1640							227b	180±12														
28	Schneeprobe Elmsee	1620	103±5	-83	-12,1				229	220±9	-86	-12,3					429	245±22	-86	-12,3	529	165±14	-12,1+	
29	Quelle bei Bad Ischl	480	263±9	-75	-11,5	129	185±9	-81	-12,2	229	220±9	-86	-12,3											
30	Rettenbach	480	265±7	-77	-11,5	130	219±10	-83	-12,1	230	216±8	-88	-12,5				430	223±14	-89	-12,7	530	197±10	-12,0+	
31	Salzabach (Kochalm)	950	329±8	-79	-11,9				231	275±10	-90	-12,7												
32	Gimbach	580	285±13	-78	-11,6				232	269±8	-86	-12,4					432	232±12	-86	-12,5				
33	Untere Gimbachquelle	610	281±9	-78	-11,7				233	188±8	-90	-12,5												
34	Schwarzenbachquelle	720	277±8	-80	-11,9				234	207±8	-95	-13,3					434	265±11	-99	-13,1				
35	Traunsee-Abfluß	420	319±8	-79	-11,7				235	317±10	-87	-11,7					435	264±17	-90	-12,7	535	267±15	-11,5+	
36	Traunfluß vor Traunsee	420	289±10	-78	-11,7				236	262±8	-86	-12,5					436	221±23	-93	-13,4	536	237±18	-11,9+	
37	Quelle nördl. Offensee	650	286±14	-77	-11,3				237	224±9	-79	-11,8					437	226±19	-83	-12,3+				
37a	Aribachquelle (Grieseneckbach)								237a	235±10	-82	-12,1												
38	Offenseeabfluß	650	358±11	-78	-11,4				238	302±13	-85	-11,4					438	270±15	-85	-12,1+	538	228±12	-11,3+	
39	Almsee-Abfluß	580	259±7	-87	-12,1				239	257±10	-85	-12,2					439	218±16	-91	-13,2+	539	227±12	-11,4+	
40	Quelle nördl. Almsee	580	336±12	-81	-11,5	140	303±14	-77	-11,5	240	270±13	-81	-11,8				440	243±16	-90	-12,7+	540	223±11	-11,4+	
41	Quellzufluß in den Almsee	590	267±13	-78	-12,0				241	250±13	-82	-12,4					441	224±17	-96	-13,8+	541	230±19	-10,7+	
42	Quellzufluß in den Großen Ödsee	690	414±15	-79	-11,3				242	361±14	-78	-11,3					442	299±13	-81	-11,2+				
43	Straneckbachquelle	740	304±14	-79	-11,8				243	275±14	-83	-12,0					443		-89	-12,7				
44	Steyr-Ursprung	710	268±10	-82	-12,1				244	179±8	-94	-13,9	344	260±14	-84	-12,3	444	209±16	-97	-15,0+				
45	Ostrawitzbachquelle	660	286±10	-83	-12,1				245	192±8	-91	-13,8	345	252±7	-81	-11,9	445	205±11	-104	-14,8				
46	Quelle Krumme Steyr	630	264±14	-87	-12,5				246	202±10	-92	-13,2	346	238±7	-85	-11,9	446	181±17	-100	-14,2+				
47	Schwarzbachquelle (Kreidelucke)	590	258±10	-80	-11,7				247	212±10														