

Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen und Messungen der Umweltisotope im Einzugsgebiet des Passailer Beckens (Mittelsteiermark)

Von P. HACKER (Graz)

Einleitung

In den Jahren 1968 bis 1971 wurden nordöstlich des Schöckelmassives, im Passailer Becken und seiner Umgebung, systematische hydrologische und morphologische Untersuchungen durchgeführt, die über den Entwässerungsmechanismus und den Wasserhaushalt dieses Gebietes Aufschluß geben sollten (Fig. 1). Die Arbeiten erstreckten sich über eine Fläche von ca. 140 km² mit einem äußerst reichhaltigen Relief. Das Kernstück bildet das Passailer Becken, das Merkmale eines einstigen Poljes trägt (J. ZÖTL, 1964).

1. Allgemeiner hydrogeologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet, das von den Hauptvorflutern Moderbach, Raab und Weizbach entwässert wird, zeigt in seinem geologischen Aufbau vor allem drei hydrologisch verschieden reagierende Gesteinskomplexe: die wasserstauende devonische Tonschiefer-Folge (Striatoporen-Kalk, Kalk- und Tonschiefer, Quarzite und Metadiabase), die mehr als die Hälfte des Areales einnimmt, weiters die verkarstungsfähigen Gesteine der Hochlantsch-Fazies im Norden (Kalkschiefer-Folge und Dolomit-Sandstein-Folge) und des Schöckels (Devonkalk) im Süden (ca. 1/3 des Gesamtareales) und zuletzt das Tertiär von Passail (ca. 1/6 des Gebietes; s. Fig. 2).

Ein Charakteristikum der Wasserzirkulation in der **Tonschiefer-Folge** ist die große Zahl meist kleiner Quellaustritte. Mit der Zunahme der kalkigen Lagen nimmt auch die Erweiterung der Gesteinsfugen zu. Damit wird nicht nur die Wasserwegigkeit und die Quellschüttung erhöht, es steigt auch die Infiltrationsrate. Bei örtlich auftretender Verkarstung finden sich anstelle der vielen kleinen Quellaustritte weniger Quellen mit stärkerer Schüttung.

Während die Mehrzahl der Quellen aus der oft mächtigen Verwitterungsschwarte austritt und je nach der Größe des Einzugsgebietes

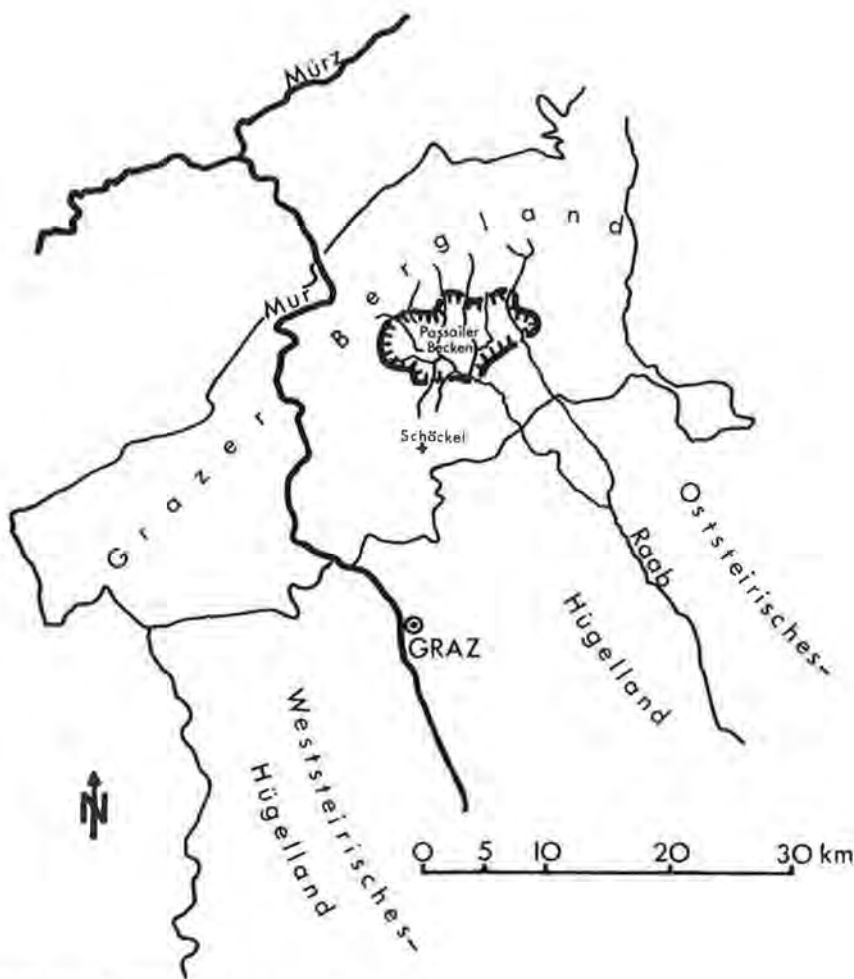


Fig. 1: Die Lage des Passailer Beckens.

verschieden hohe Abflüsse (meist unter 1 l/s) zeigt, können Quellen, die im Übergangsbereich von der Tonschiefer-Fazies zur Kalkschiefer-Folge oder zu den Metadiabasen austreten, eine für diese Verhältnisse beachtliche Schüttung erlangen. Auch bei jenen Austritten, die an **quarzitische Bänder** mit ihrer höheren Wasserwegigkeit gebunden sind, findet man einen stärkeren Abfluß.

Die Frage über die Wasserzirkulation in den stark verkarstungsfähigen **Schöckelkalken** ist in diesem Untersuchungsgebiet nicht von großer Bedeutung, da nur sehr wenige und meist unbedeutende Quellen aus diesen Kalken in die Passailer Senke entwässern.

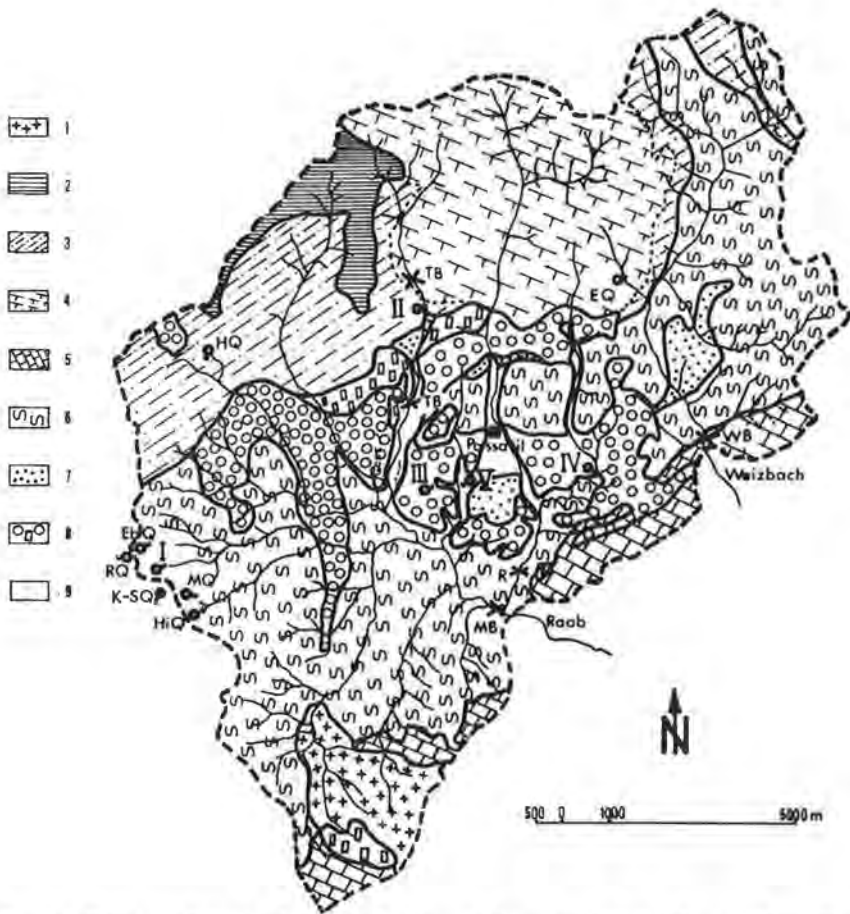


Fig. 2: Topographie, hydrogeologischer Aufbau und Entnahmestellen der Wasserproben (× Entnahme aus Oberflächengerinne). 1 = Glimmerschiefer, 2 = Kalke des Mitteldevons, 3 = Kalkschiefer, 4 = Dolomit-Sandstein-Folge, 5 = Schöckel- u. Striatoporen-Kalk, 6 = Tonschiefer, Tuffe, Metadiabase, 7 = Quarzit, 8 = Sedimente des Tertiärs, 9 = Talalluvionen.
 EQ = Eibental-Quelle, EbQ = Ehrenbauer-Quelle, IV = Gaasbach-Quelle, HQ = Haselgraben-Quelle, III = Hart-Quelle, HiQ = Hinterleiten-Quelle, I = Karner-Quelle, K-SQ = Karner-Süd-Quelle, MQ = Maierbauer-Quelle, MB = Moderbach, RQ = Raab-Kogel-Quelle, RB = Raab, V = Passailer-Quelle, II = Toberbach, TB = Toberbach, WB = Weizbach.

In der **Dolomit-Sandstein-Folge**, die das Einzugsgebiet der Raab und des Gaasbaches aufbaut, trifft man neben einer großen Dichte von kleineren Wasseraustritten auch auf Gebiete mit geringer Quelledichte, jedoch mit stärker schüttenden Quellen. Der Unterschied in der Quell-

dichte und in der Schüttung hängt einerseits vom unterschiedlich raschen Wechsel der einzelnen Lagen, andererseits von der Mächtigkeit der verkarstungsfähigen Dolomite ab. Bergzerreibungen, wie sie am Saukogel zu sehen sind, fördern noch die Tendenz einer tiefreichenden unterirdischen Wasserzirkulation und die Ausbildung größerer Speicherräume.

Die Entwässerung des **tertiären Beckenbodens** wird vor allem durch die Wechsellagerung von lehmigen und sandig-schotterigen Ablagerungen bestimmt. Während die Feinsandlagen hauptsächlich im Liegenden der Lehme auftreten und nur geringe Mächtigkeit (oft nur von wenigen Zentimetern) zeigen, finden sich größere geschlossene Schotterkörper in Grundgebirgsnähe. Sowohl jene Brunnen, die ihr Wasser aus dem feinsandigen Wasserleiter beziehen, als auch jene, die im Schotterkörper fündig sind, können Spiegelschwankungen von über zwei Metern aufweisen. Diese Spiegelschwankungen werden einerseits durch die oft mächtigen hangenden infiltrationshemmenden Lehme, andererseits durch die geringe Fließgeschwindigkeit bedingt. Die Spiegelschwankungen in den hangenden Schotterkörpern entstehen durch deren geringe Ausdehnung und Mächtigkeit, durch deren Abfallen zum Beckenboden und durch die evapotranspirationsbegünstigte südexpozionierte Lage.

Bei der Trennung der Gesamtabflußhöhe von Raab (Nährgebiet in der Dolomit-Sandstein-Folge) und Moder (Einzugsgebiet hauptsächlich im Tonschiefer-Bereich) in eine Abflußhöhe des Winterhalbjahres (Oktober bis einschließlich April) und in eine des Sommerhalbjahres (Mai bis einschließlich September) wurde errechnet, daß die Moder im Winterhalbjahr ca. 55%, im Sommerhalbjahr ca. 40% der Niederschlagshöhe abführt, die Raab ca. 80% im Winterhalbjahr und 55% im Sommerhalbjahr. Die Hauptvorfluter zeigen nach M. PARDÉ (1949) in ihrem Abflußverhalten die Merkmale eines nivo-pluvialen Typus (komplexe Regime 1. Grades) mit einem Hauptmaximum zur Schneeschmelze und einem sekundären Anstieg in der zweiten Jahreshälfte.

2. Der Isotopengehalt von Wässern im Passailer Raum

2. 1. Vorbemerkung

Für eine genaue Aufgliederung zur Wasserbilanz eines Gebietes würden langjährige Beobachtungen und Messungen vonnöten sein.

Im folgenden wird versucht, den hydrologischen Charakter des Passailer Raumes mit Hilfe der Bestimmung der natürlichen instabilen und stabilen Isotope in Verbindung mit herkömmlichen Untersuchungen, wie der Messung der Wassertemperatur, der Schüttung und der elektrolytischen Leitfähigkeit sowie der Beobachtung von Niederschlag und Lufttemperatur aufzuzeigen.

Die in der Hydrologie gefragtesten Umwelt-Isotope sind die radioaktiven (instabilen) Isotope Radiokohlenstoff (^{14}C) und Tritium (T oder ^3H) sowie die stabilen Isotope Deuterium ($^2\text{H} = \text{D}$) und Sauerstoff — 18 (^{18}O)*.

Die Isotopen-Bestimmung in den Quell- und Oberflächenwässern (Fig. 2) konnte entscheidend zur Klärung der hydrologischen Verhältnisse beitragen. Im wesentlichen waren es die Fragen der Datierung des langfristigen unterirdischen Abflusses, der Infiltrationsrate und der Höffigkeit des gesamten Passailer Raumes. Zu diesen primären Problemen gesellten sich im Laufe der Ausarbeitung weitere Fragen, die zu Beginn der Untersuchung noch nicht existierten, wie jene nach der exakten Abgrenzung der Quell-Einzugsgebiete oder nach der Möglichkeit einer Grundwasser-Anreicherung durch ein Oberflächengewässer.

Wie die folgenden Darlegungen zeigen werden, lassen sich die Schwierigkeiten der Isotopenanwendung nur in Verbindung mit den herkömmlichen Methoden bewältigen. Allein angewendet, stehen die ^3H -Meßergebnisse oft verloren im Raum und führen nur zu Fehlinterpretationen.

Zu den Faktoren, die mit mehreren Unbekannten behaftet sind, zählt auch das jeweils angewandte Modell.

Da das Exponentialmodell häufig als die beste Lösung angesehen wird, soll kurz auf seine Parameter eingegangen werden. Neben der Infiltrationsperiode, die zweifellos örtlich verschieden ist und von der Geologie, der Vegetation, der Böschung, der Exponiertheit einer Lage u. a. m. abhängt, wird die gleichmäßige Durchmischung des gesamten Grundwasserkörpers vorausgesetzt. Ob diese Durchmischung ganzjährig eintritt, muß bezweifelt werden, sei es in Regionen mit einer tiefreichenden Verkarstung, wo kaum noch eine gleichmäßige Durchmischung mit seichterliegenden Karstwässern gegeben ist, sei es im Tonschiefer- oder Tertiärbereich, wo z. B. schon bei der Unter- oder Überschreitung der Frostgrenze Wässer verschieden hohen Tritiumgehaltes versickern, oder wo eine Beeinflussung der Grundwasserströmung durch die Inhomogenität des Grundwasserleiters eine Durchmischung stört. Ein weiterer Parameter des Exponentialmodells ist die gleichmäßige Beregnung und Infiltration des Einzugsgebietes von seinem höchsten Punkt bis zum Quellmund. In wievielen Fällen kann gerade bei größeren Einzugsgebieten (auch wenn diese im Idealfall den gleichen geologischen Aufbau haben) diese Forderung schon erfüllt werden. Dieses Problem tritt nicht nur in schwer abzugrenzenden Kalkregionen, sondern auch in Tonschiefer- und Tertiärgebieten auf. In letzteren führt z. B. schon eine geringe Änderung in der Korngröße der Sedimente zu ungleichen Infiltrationsbedingungen.

* Auf ihr Verhalten und ihr Entstehen muß hier nicht näher eingegangen werden, da dies bereits in zahlreichen wissenschaftlichen Publikationen erfolgte.

Trotz all dieser Mängel werden Isotopenmessungen an Wässern verschiedener Herkunft auf der ganzen Erde mit Erfolg durchgeführt. Gerade in der Bestimmung des Gehaltes von natürlichen stabilen und instabilen Isotopen im Zusammenhang mit dem Einsatz von Farb-, Salz- und künstlichen radioaktiven Tracern und der Anwendung der klassischen Methoden der Hydrologie liegt die Lösungsmöglichkeit für viele Probleme. So bringt die Messung natürlicher Isotope, im speziellen des Tritiums, große Vorteile (nicht nur in finanzieller, sondern auch in zeitlicher Hinsicht) bei der Lösung der Frage der Grundwassererneuerung, des Speichervolumens, der Wasserbilanz, der Kommunikation von Grund-, Karst- und Oberflächenwasser, der Lokalisierung von Einzugsgebieten, in der Ermittlung von Fließrichtung und Fließgeschwindigkeiten, in der Bestimmung der Mischung verschieden alter Wässer, für die Untersuchung der Verbindung verschiedener Grundwasserkörper, von Seen und Quellen, in der Ermittlung der Strömungs- und Schichtungsverhältnisse von Oberflächenwässern, von Karstsystemen u. a. m.

Zur Einengung der mittleren Verweilzeit rezenten Grundwassers auf der Grundlage des sog. Exponentialmodells (s. E. ERIKSON, 1962) wird häufig mit dem Tritium auch der Radiokohlenstoff gemessen.

Neben dem Exponentialmodell ist auch das Dispersionsmodell („dispersive flow model“) und das „piston flow model“ zu erwähnen. Das Dispersionsmodell setzt eine richtungsgebundene Strömung im Grundwasserkörper voraus, in welchem sich nach ausreichender Entfernung vom Infiltrationsort eine Mischung einstellt. Aus Versuchen ging hervor, daß die Verteilung der Durchgangszeit etwa einer Gauß'schen Funktion entspricht. Das „piston flow model“ ist ein Spezialfall des Dispersionsmodells. Bei diesem Modell kommt es zu keiner Mischung der einzelnen jährlichen Infiltrationsraten. Somit spiegeln sich am Austritt zeitgestaffelte Infiltrationsperioden wider, die seit dem Input nur um den Wert des radioaktiven Zerfalls vermindert wurden.

In der Zeit vom Februar 1970 bis April 1971 wurden monatliche Proben von fünf Quellen des Passailer Raumes radiometrisch untersucht. Diese Quellen unterscheiden sich nicht nur in ihrem geologischen Einzugsgebiet, sondern auch in der Höhenlage ihres Austrittes.*

* Die Messungen des Tritiums und Deuteriums wurden unter Leitung von Dr. J. MAIRHOFER im Labor der BVFA Arsenal/Wien durchgeführt, wobei die 14monatige Meßreihe an 4 Quellen von der Vereinigung für hydrogeologische Forschungen in Graz finanziert wurde; die Einzelmessungen der übrigen Quell- und Bachwässer-Proben wurden hingegen durch das Entgegenkommen von Dr. J. MAIRHOFER unentgeltlich gemessen.

Die vier kostenlosen ^{14}C -Untersuchungen mit ihrer Ausarbeitung von Dr. M. A. GEYH vom ^{14}C - und ^3H -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, sind ebenfalls ein großzügiger und wertvoller Beitrag für diese vorliegende Arbeit. Neben der Ermöglichung



Fig. 3: Das Einzugsgebiet der Karner-Quelle. Grenze des orographischen Einzugsgebietes dick strichliert. 1 = Karner-Quelle; 2 = Ehrenbauer-Quelle; 3 = Rechberg-Kogel-Quelle; 4 = Karner-Süd-Quelle; 5 = Hinterleiten-Quelle; 6 = Maierbauer-Quelle.

einer Finanzierung dieser Isotopenbearbeitung sei Prof. Dr. J. ZÖTL auch für seine tatkräftige Hilfestellung gedankt.

Für die Überlassung der wertvollen Berechnungen und Ausarbeitungen nach dem Exponentialmodell ist nochmals Herrn Dr. J. MAIRHOFER der ergebenste Dank auszusprechen. Schließlich möchte ich auch den Herren des Tritium-Labors der BVFA Arsenal/Wien, Herrn U. SCHOTTERER, Herrn Ing. V. RAJNER und Herrn F. STAUDNER danken.

2. 2. Der Tritiumgehalt des Niederschlages

Für die Interpretation der Isotopen-Meßwerte der Passailer Quellen wurde in der Zeit vom Jänner 1970 bis zum Februar 1971 der ^3H -Gehalt des Niederschlages von der Hohen Warte, Wien, in der Zeit vom März bis April 1971, die Werte des Semriacher Niederschlages (Steiermark) herangezogen.

Die Werte zeigen den bekannten Jahresrhythmus mit einem Minimum vom Oktober bis Februar (niedrigster Wert November 1970 mit 64 T. U.) und einem Maximum im Sommer (Höchstwert Juni 1970 mit 435 T. U.; vgl. Fig. 8).

2. 3. Die Quellen

2. 3. 1. Die Karner-Quelle/Rechberg Nr. I

Diese Quelle tritt in 930 m Höhe als Hangschutt-Quelle am Fuße eines großen Quelltrichters des Rechberg-Kogels aus und bildet einen der Ursprünge des Kampeck-Baches. Die mittlere Höhe des orographischen Einzugsgebietes wird mit 970 m angenommen, die Fläche mit ca. 20.000 m². Hydrologisch bedeutsam dürften die quarzitischen Lagen in den an sich wasserstauenden Schiefnern sein, an die ihrer besseren Wegigkeit wegen Quellen von relativ starker Schüttung gebunden sind (Karner-Quelle, Nr. I, Jahresmittel 0,4 l/s). Um das hydrologische Einzugsgebiet der Karner-Quelle exakter abgrenzen zu können, wurde ein „Probengürtel“ für Tritium-Messungen um die Karner-Quelle gelegt (Fig. 3).

Die Probennahme erfolgte am Quellmund, allmonatlich vom 20. Februar 1970 bis zum 30. April 1971.

Tabelle 1: Tritium-, Deuterium- und Leitfähigkeitswerte der Karner-Quelle.

Datum der Probennahme	T. U.	$\delta D \text{ ‰}$	elektrolytische Leitfähigkeit in μS bei 16° C
20. 2. 1970	604 \pm 31	-68,0	
25. 3. 1970	605 \pm 32	-61,7	
19. 4. 1970	374 \pm 43	-67,9	
20. 5. 1970	502 \pm 26	-63,9	
27. 6. 1970	475 \pm 25	-72,2	
27. 7. 1970	434 \pm 23	-72,6	
29. 8. 1970	426 \pm 22	-68,4	
29. 9. 1970	420 \pm 22	-72,4	
30. 10. 1970	404 \pm 21		192
28. 11. 1970	414 \pm 21		189
28. 12. 1970	409 \pm 21		196
28. 1. 1971	409 \pm 21		191
28. 2. 1971	447 \pm 23		200
27. 3. 1971	433 \pm 22		181
30. 4. 1971	410 \pm 21		195

Gemessen wurden: Tritium in der Zeit der Probennahme; Deuterium vom 20. Februar 1970 bis 29. September 1970 (Tab. 1); Temperatur und Schüttung vom 27. Juni 1970 bis 30. April 1971 (Tab. 2) und die elektrolytische Leitfähigkeit vom 30. Oktober 1970 bis 30. April 1971 (Tab. 1).

Tabelle 2: Wassertemperatur und Schüttung der Karner-Quelle.

Datum	Temp. °C	Schüttung l/s
27. 6. 1970	8,0	0,18
27. 8. 1970	9,0	0,80
29. 9. 1970	8,7	0,20
30. 10. 1970	8,5	0,20
28. 11. 1970	8,1	0,25
28. 12. 1970	7,6	n. m.
28. 1. 1971	7,35	0,16
28. 2. 1971	6,9	0,12
28. 3. 1971	7,0	0,20
30. 4. 1971	6,9	0,26
30. 6. 1971	8,4	0,20

n. m. = nicht meßbar

Aus der Meßreihe ergibt sich ein mittlerer Tritium-Wert von 451 T. U.; das Mittel der D-Werte beträgt $-68,4\text{‰}$.

Zieht man zur Berechnung des tatsächlichen D-Wertes für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes von 970 m die δD -Abnahme mit -2‰ pro 100 m heran (J. ZÖTL und U. ZIMMERMANN, 1971, S. 130), so ergibt sich unter Berücksichtigung der restlichen Quellen für die mittlere Einzugsgröße von 970 m ebenfalls ein δD -Wert von $-68,4\text{‰}$. Dieser Wert wurde auch in der Probe vom 20. Februar 1970, bei einer ^3H -Bestimmung von 604 T. U. gemessen. Die Probe aus dem folgenden Monat erbrachte neben einem Tritium-Gleichstand einen höheren D-Gehalt ($-61,7\text{‰}$). Würde man dies als Ausdruck einer Höhenabnahme werten, so ergäbe die Differenz eine mittlere Einzugsgröße von 600 m. Da diese Höhe unrealistisch ist, muß dieser Anstieg auf $-61,7\text{‰}$ aus dem Temperatureffekt resultieren, d. h., daß in dieser Probe größere Komponenten aus sommerlich-frühherbstlichen Niederschlägen stammen. Ende März stieg die Lufttemperatur (= das Mittel aus 15 Tagen) über den Gefrierpunkt, es begann die Schneeschmelze. Die ^3H - und D-armen Winterniederschläge sind im Abfluß erkennbar.

a) durch das Absinken des ^3H -Wertes von 605 auf 374 T. U.,

b) durch das Sinken des D-Gehaltes auf seinen Mittelwert (Fig. 4).

Dieser ^3H -Abfall von rund 230 T. U. bedeutet einen hohen Anteil Schmelzwassers nebst auch der zu dieser Zeit gefallenen tritiumärmeren Niederschläge im Quellabfluß. Da der April- ^3H -Wert der Quelle weder den ^3H -Niederschlagswert des Wintermittels (November

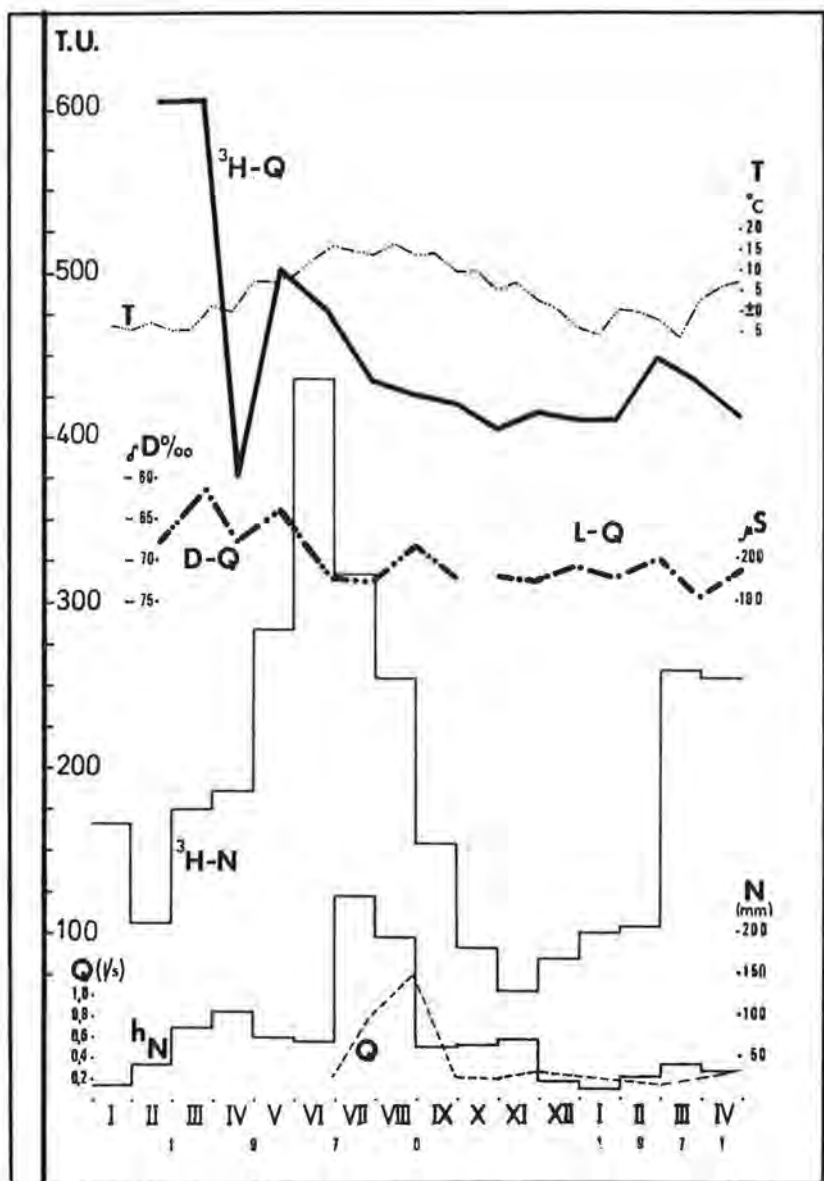


Fig. 4: Die Ganglinien der Schüttung (Q), Niederschlagshöhe (h_N), der Tritiumwerte des Niederschlages ($^3\text{H-N}$) und der Karner-Quelle ($^3\text{H-Q}$), der Deuteriumwerte der Quelle (D-Q), der elektrolytischen Leitfähigkeit des Quellwassers (L-Q) und der Lufttemperatur (T).

bis März: ca. 130 T. U.) noch jenen des März/April-Niederschlag-Wertes (ca. 180 T. U.) erreicht, wird versucht, den prozentuellen Anteil des tritiumärmeren, rezenten Wassers am Abfluß zu errechnen. Die Niederschlagsstation Rechberg (935 m Höhe) registrierte vom 1. November 1969 bis zum 31. März 1970 folgende Niederschlagshöhen:

November	107,9 mm
Dezember	51,7 mm
Jänner	16,6 mm
Februar	42,4 mm
März	86,7 mm
Summe:	305,3 mm

Die in der Zeit vom November 1969 bis zum März 1970 gefallene Niederschlagsmenge beträgt auf einer Einzugsfläche von ca. 135.000 m² 41.215 m³. Für das Speichervolumen werden 50.000 m³ angenommen, errechnet von M. A. GEYH aus ³H-Werten und einer ¹⁴C-Messung mit Hilfe des Exponentialmodells.

Wenn x (l, dm³) von 41.215 m³ mit einem gewogenen Mittel der ³H-Konzentration von 130 T. U. mit y (l, dm³) von 50.000 m³ mit einer durchschnittlichen Konzentration von 600 T. U. gemischt werden, so muß die neue Mischung eine Konzentration von 380 T. U. (= Konzentration des am 19. April 1970 gemessenen Quellabflusses) ergeben.

Ist

$$y = 50.000.000 - x$$

$$130 x + 600 y = (x + y) 380;$$

so ist

$$x = 23.404.255 \text{ dm}^3$$

23.404.255 dm³ sind rund 57% von 41.215.000 dm³.

Wenn also etwa 57% des Winterniederschlages (November bis März) in den Aquifer eindringen, so senken sie den ³H-Gehalt von ursprünglich 600 T. U. auf 380 T. U.

Weiters würde dies, bei einem Speichervolumen von 50.000 m³, eine Umsatzrate von ca. 45% ergeben. Aus dieser Umsatzrate (sie darf allerdings nicht auf das ganze Jahr bezogen werden) ergäbe sich somit eine mittlere Verweilzeit (MVZ) von etwa zwei Jahren.

Diese vorangegangene Berechnung würde zutreffen, wenn im gesamten Einzugsgebiet der Karner-Quelle die gleiche Infiltrationsrate vorliegen würde. Daß dem nicht so ist, dafür spricht das wiederholte Ansteigen des ³H-Gehaltes im Monat Mai. Demnach werden bei der Schneeschmelze wahrscheinlich nur jene Areale diese Inputrate aufweisen, die in der Nähe des Quellmundes liegen oder durch ihre Morphologie (z. B. im Gebiet des Quelltrichters) diesen höheren Input erlauben.

Im Monat Mai läuft die Anreicherung des Deuteriums im Quellwasser konform mit dem Anstieg des ³H-Pegels, das gleiche gilt für die Zeit vom Februar zum März. Das läßt den Schluß zu, daß nach der

Schneeschnmelze wieder tritiumreichere Speicherwässer eine wesentliche Komponente im Abfluß bilden. Um Werte von 600 bis 500 T. U. zu erreichen, muß ein Großteil der Niederschläge vor dem Jahre 1966 (Juni-Maximum von 1966: 821 T. U.) infiltriert sein.

Vom Mai bis September fällt der ^3H -Pegel sowie der δD -Pegel auf 420 T. U. bzw. -72‰ . In dieser Zeit steigt die Wassertemperatur der Quelle auf 9° im August und fällt im September auf $8,7^\circ$ zurück.

Die Schüttung erreicht nach den starken Regenfällen des Juli und August ihren Höhepunkt im August. Trotz dieser Schüttungszunahme tritt in der ^3H -Ganglinie kein starker Abfall ein, kein Angleichen an den Juli/August- ^3H -Niederschlags-Pegel.

Nur im D-Gang ist durch das Ansteigen des D-Gehaltes (von $-72,6\text{‰}$ auf $-68,4\text{‰}$) innerhalb des allgemeinen D-Abfalles vom Mai bis zum September eine Infiltration geringer Mengen dieser Niederschläge zu beobachten.

Da die Niederschläge bei relativ hoher Lufttemperatur fielen (Fig. 4), dürfte der δD -Wert der Quelle nicht abfallen, sondern müßte ansteigen. Verwirrt wird diese Situation zudem noch durch den Abfall des ^3H -Pegels auf die Höhe des ^3H -Niederschlag-Wertes vom Juni. Aus diesem ^3H -Abfall könnte ebenfalls der Schluß gezogen werden, daß größere Anteile des zuvor gefallenen Niederschlages bei der Quelle austreten. Mit Hilfe der δD -Werte vom Juni, Juli und September ist jedoch eher anzunehmen, daß durch den hydrostatischen Druck des gefallenen Niederschlages Wasser ausgedrückt wird, welches aus Winter-Niederschlägen und aus Höhen über 970 m stammt (Rechberg-Kogel 1020 m). Der δD -Wert des August zeigt die Infiltration der Juli- und August-Niederschläge und deren Mischung mit den D-armen Wässern.

Bei dem mehr oder weniger starken Abfall der ^3H -Werte ist neben der Einwirkung des Niederschlages auch der natürliche Abbau des Isotopenhaushaltes in seiner Abhängigkeit von der Umsatzrate zu berücksichtigen. Ist dieser Abfall, d. h. der Winkel, steil oder treten starke Schwankungen auf, so haben wir es mit einer großen Umsatzrate, sprich niedrigen Verweilzeit (VWZ), zu tun, ist er gering, so ist die Umsatzrate kleiner, die VWZ größer.

Bedauerlicherweise wurden aus technischen Gründen die wichtigen, in Verbindung mit den ^3H -Werten aussagekräftigen D-Messungen mit September 1970 eingestellt. Dafür setzten ab Oktober die Messungen der elektrolytischen Leitfähigkeit ein.

Nachdem die ^3H -Ganglinie mit leichten Schwankungen (die aber auch in der Meßgenauigkeit von ± 21 T. U. begründet sein können) bis Ende Jänner auf 409 T. U. abgesunken war, stieg der ^3H -Februar-Wert (1971) der Quelle wieder auf 447 T. U. an. Mit Hilfe der Leitfähigkeitswerte konnte der Schluß gezogen werden, daß dies nicht das Resultat des im Februar gefallenem tritiumreicheren Niederschlages

war, sondern durch den Austritt älterer Komponenten mit höherer Leitfähigkeit und höherem Mineralgehalt bedingt war (Fig. 4).

Die Schwankungen der Leitfähigkeitsganglinie stehen bei Temperaturen um den Gefrierpunkt mit der Ganglinie der Lufttemperatur in gegenläufiger Beziehung. Fällt die mittlere Temperatur unter null Grad, so wird die Zufuhr von rezentem, mineralarmem Niederschlagswasser gestoppt, die Komponenten des älteren, mineralreicheren Wassers gewinnen die „Oberhand“, die Leitfähigkeit ist höher. Steigt die Temperatur über den Gefrierpunkt, so sinkt die Leitfähigkeit.

Der neuerliche Abfall des ^3H -Ganges und auch der Leitfähigkeit fällt wieder mit der Schneeschmelze zusammen.

Betrachtet man zum Schluß nochmals den Gang der ^3H -Werte, so fällt neben der beachtlichen Schwankung (zwischen März und Mai 1970) der relativ starke Abfall bis Oktober mit anschließendem konstantem Pegel bis Jänner auf. Der „peak“ der Niederschlagskurve (mm) ist zwar gedämpft, aber dennoch erkennbar, die einzelnen Niederschlagsspitzen treten im ^3H -Quell-Gang jedoch nicht hervor.

Der rasche Abfall spricht für eine relativ große Umsatzrate. Dies unterstreicht auch die für den Tonschieferbereich beachtliche Schüttung von 0,4 l/s im Jahresdurchschnitt bei einem orographisch kleinen Einzugsgebiet von ca. 20.000 m². Diesem kleinen Einzugsgebiet entgegen stehen jedoch die konstante Schüttung und der ^3H -Gehalt der Quelle über dem des Niederschlages, was wiederum auf größere Speichermöglichkeiten hinweist.

Eine Wasserbilanzrechnung ergibt: Für das Jahr 1970 wurden von der Station Rechberg 1060,9 mm Niederschlagshöhe registriert. Auf eine Fläche von 20.000 m² würde dies 21.218 m³ bedeuten. Um den jährlichen Abfluß von durchschnittlich 0,4 l/s decken zu können, müßten 58,6% des Niederschlages infiltrieren.

Um das Einzugsgebiet näher abzugrenzen, wurden Proben aus benachbarten Quellen (Fig. 3) gezogen und auf Tritium untersucht. Auf Grund dieser Messungen ergab sich, daß eine Zufuhr sowohl aus dem Norden (aus dem Kalkschieferterrain des Sulberges) als auch aus dem Süden (aus dem Tonschiefer der Hinterleitlen) nicht oder nur zu einem geringen Ausmaß erfolgen kann. So zeigen nämlich die Quellen Nr. 3 und Nr. 5 gegenüber der Karner-Quelle Nr. 1 wesentlich niedrigere ^3H -Werte (Tab. 9).

Die Quelle Nr. 2, nördlich der Karner-Quelle, liegt mit ihrem ^3H -Gehalt zwischen den Werten der Quellen Nr. 1 und Nr. 3. Mit 320 T. U. dürften auch zu dieser Quelle tritiumreichere Wässer des „Karner-Reservoirs“ abfließen.

Ein Vergleich der elektrolytischen Leitfähigkeitswerte ergibt für die Quelle Nr. 2 einen höheren Mineralgehalt als für die Quelle Nr. 1 (Quelle Nr. 2: 285 μS ; Quelle Nr. 1: 181 μS ; gemessen am 28. März 1971). Der Grund dafür dürfte wahrscheinlich darin zu finden sein, daß die

Quelle Nr. 2 auf die Schneeschmelze noch nicht angesprochen hat. Anders liegen die Werte (gemessen am 9. Mai 1971) bei den Quellen Nr. 4 und Nr. 6, beide in 890 m Höhe. Würde man den Trend des ^3H -Ganges der Quelle Nr. I fortsetzen, so würde der Wert der Quelle Nr. 6 mit 435 T. U. etwas, jener der Quelle Nr. 4 mit 473 T. U. wesentlich den ^3H -Wert der Karner-Quelle Nr. I überragen. Durch den Höhenunterschied von 40 m gegenüber der Quelle Nr. I mögen diese Quellen aus dem gemeinsamen, jedoch teilweise tieferen und somit älteren Reservoir schöpfen (vgl. Fig. 3).

Nach diesem „Tritium-Proben-Gürtel“, der eine Ausweitung des Einzugsgebietes nach Norden und Süden als unwahrscheinlich erscheinen läßt, bleibt zuletzt die Zufuhr aus dem Westen jenseits der orographischen Wasserscheide übrig. Ob über den Schieferbereich hinweg vielleicht durch Quarzit-Bänder ein Zuzug aus den hangenden Schöcklkalken des Fragner-Berges (1109 m) zustande kommt, ist unsicher und nicht bewiesen.

Von Interesse ist der Versuch der Bestimmung der mittleren Verweilzeit (MVZ). Durch die Angabe der MVZ versucht man mit Hilfe der Vorstellung eines exponentiellen Ablaufes bei der Versickerung des Isotopen-Niederschlages und bei dessen Mischung mit dem Wasserkörper und seines Abflusses die altersmäßig jüngsten und ältesten Komponenten des Wasserkörpers zu erfassen.

Nimmt man für das Reservoir der Karner-Quelle eine gleichmäßige Durchmischung bei einem relativ konstanten Abfluß an, weiters eine relativ konstante Umsatzrate, so kann das Exponential-Modell (E. ERIKSSON, 1962) zur Errechnung der MVZ verwendet werden. Bei einer Umsatzrate von ca. 20%, die im Bereich des Möglichen steht, ergäbe sich nach dem Exponentialmodell eine MVZ von etwa fünf Jahren.

Aus der Verfolgung des ^3H -Ganges der Quelle in Verbindung mit ihren Deuterium- und Leitfähigkeitswerten, weiters aus dem Niederschlag- und Temperatur-Gang, gelangt man zur Vorstellung einer ganzjährigen Infiltration mit jedoch wesentlichen jahreszeitlichen Unterschieden. Vor allem wirkt sich die sommerlich erhöhte Evapotranspiration negativ aus, während der Schmelzwasserinput und die Versickerung von Frühjahrsniederschlägen beachtlich sein kann.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß auf Grund der extrem hohen ^3H -Anteile in Verbindung mit einem niedrigeren ^{14}C -Gehalt die Interpretation unsicher ist. Beide Meßergebnisse deuten aber auf ein Mischwasser hin, das zum Teil ziemlich alte Komponenten aufweist.

2. 3. 2. Die Tober-Quelle (Nr. II, Fig. 5)

Das Einzugsgebiet der Tober-Quelle (Nr. II) wird zum größten Teil von der Hochlantsch-Fazies aufgebaut (F. HERITSCH, 1927a, S. 9; K. A. PENECKE, 1889, S. 19; C. CLAR, 1874, S. 63, 1929, S. 10; F. ANGEL, 1931, 1932). Diese setzt sich in den unteren Abschnitten bis etwa 1100 m aus

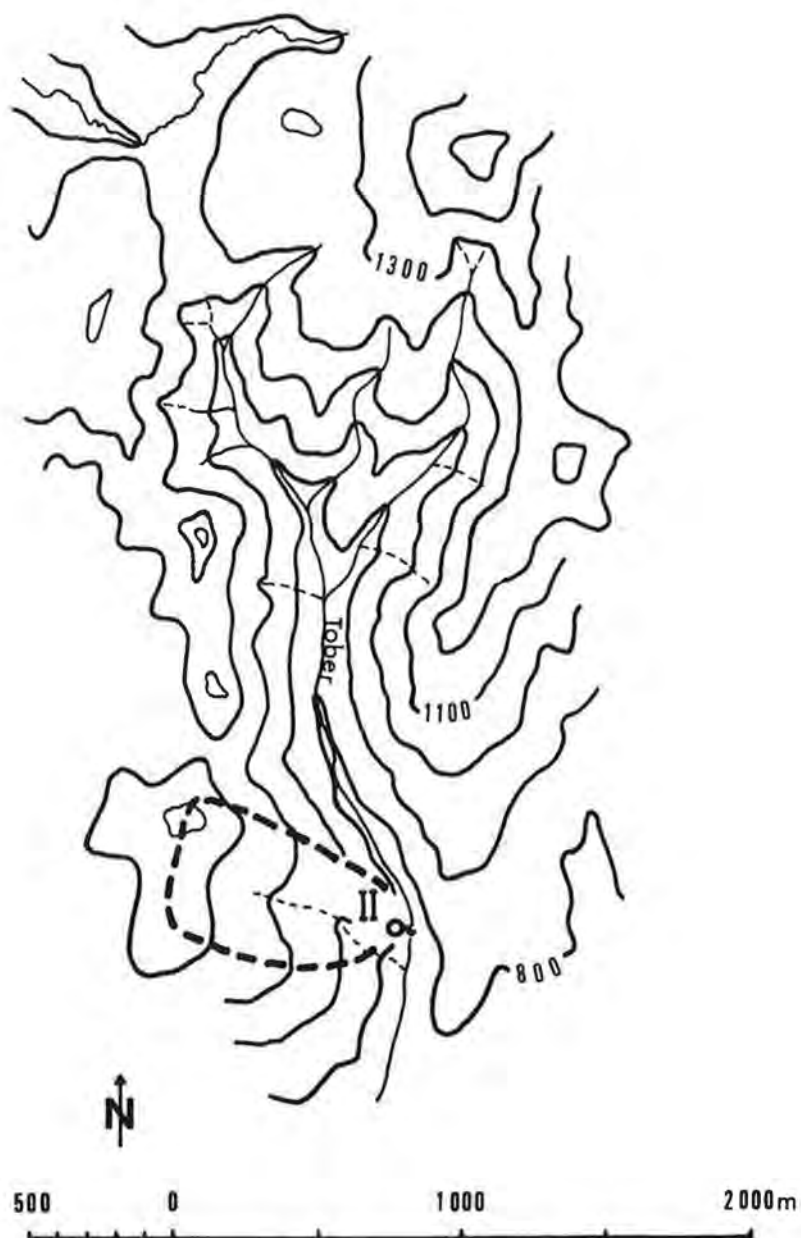


Fig. 5: Das Einzugsgebiet der Tober-Quelle. Grenze des orographischen Einzugsgebietes dick strichliert. II = Tober-Quelle.

den mitteldevonischen, dunklen Kalkschiefern der Hochlantsch-Basis, in den hangenden Partien aus Calceola-Schichten und dem Hochlantschkalk zusammen. Im Norden reicht das Einzugsgebiet noch in die Dolomit-Sandstein-Folge der Teichalpe hinein (Fig. 2).

Da bei der Verzahnung der Hochlantsch-Fazies mit der Dolomit-Sandstein-Fazies hydrologisch ähnlich reagierende Gesteine aneinanderstoßen, die überdies auch verkarstungsfähig sind (davon zeugen erweiterte Klüfte und Versickerungen im Gelände), greifen auch die hydrologischen Grenzen und das Einzugsgebiet der Tober-Quelle über diese Formationsgrenze hinweg.

Neben einem seichten Karst dürfte in diesem Bereich auch ein tiefer Karst bestehen. Anzeichen hierfür findet man in der hohen Quelltemperatur der Tober-Quelle (8,9° C im Jahresmittel), im Quelltypus (nach alten Aussagen ein Waller, heute durch Hangschutt verdeckt) und in ihrer konstanten Trockenperioden-Schüttung von ca. 7 l/s.

Tab. 3: Tritium-, Deuterium- und Leitfähigkeitswerte der Tober-Quelle.

Datum der Probennahme	T. U.	δD ‰	elektrolytische Leitfähigkeit μS bei 16° C
21. 2. 1970	392 ± 21	—69,7	323
21. 4. 1970	399 ± 20	—73,8	333
24. 5. 1970	370 ± 20	—74,1	362
27. 6. 1970	339 ± 18		324
27. 7. 1970	343 ± 18		325
29. 8. 1970	323 ± 17		325
29. 9. 1970	312 ± 17		329
30. 10. 1970	289 ± 15		
28. 11. 1970	280 ± 15		
28. 12. 1970	289 ± 15		
28. 1. 1971	265 ± 14		
28. 2. 1971	302 ± 16		
27. 3. 1971	295 ± 15		
30. 4. 1971	292 ± 15		

Diese Karstquelle (Schüttungsmaximum ca. 100 l/s, Minimum: 4 l/s) tritt in 750 m Höhe in Hangfußlage westlich des Tober-Baches aus. Die mittlere Höhe ihres Einzugsgebietes wird mit 1080 m, die Fläche des Einzugsgebietes mit ca. 950.000 m² angenommen.

Die Probennahme erfolgte am Quellmunde, allmonatlich vom 21. Februar 1970 bis zum 30. April 1971. Gemessen wurden: Tritium in der Zeit der Probennahme, Deuterium vom 21. Februar 1970 bis zum 24. Mai 1970 (Tab. 3), die Wassertemperatur vom 24. Mai 1970 bis 30. April 1971, die Schüttung vom 21. Februar 1970 bis 30. April 1971 (Tab. 4) und die elektrolytische Leitfähigkeit vom 30. Oktober 1970 bis zum 30. April 1971 (Tab. 3).

Aus der ³H-Meßreihe ergibt sich ein mittlerer Tritium-Wert von 321 T. U. Das Mittel aus den drei δD -Werten beträgt —72,5‰. Der

errechnete δD -Wert für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (1080 m) liegt bei $-70,3\text{‰}$.

Der Ablauf der ^3H -Ganglinie der Tober-Quelle (Fig. 6) ist gekennzeichnet durch seinen stetigen Abfall, wobei trotz großer Schüttungsunterschiede wesentliche ^3H -Schwankungen fehlen. Dieses Bild spricht für eine gute Durchmischung und Dämpfung des Niederschlages im Karstwasserkörper sowie gegen einen allzu raschen Durchgang der Niederschläge. Das Fehlen dieser Schwankungen könnte weiters die bereits durch die klassischen Methoden gewonnene Ansicht des Vorhandenseins eines tiefen Karstes im Kalkschiefer bestätigen (Jahrestemperaturmittel von $8,9^\circ$ mit einer Schwankung von $\pm 0,1^\circ \text{C}$).

Die Konzentrationswerte von 392 T. U. im Februar und 399 T. U. im April liegen um ca. 172 T.U. höher als der ^3H -Mittelwert aus den Niederschlägen von 1969 (223 T. U.). Dies zeigt, daß der Karstwasserkörper größere Komponenten tritiumreichen Niederschlages aus den Jahren um 1963 erhalten haben muß.

Tab. 4: Wassertemperatur und Schüttung der Tober-Quelle.

Datum	Temp. $^\circ \text{C}$	Schüttung l/s
24. 5. 1970	8,8	24
27. 6. 1970	9,0	13
27. 7. 1970	8,9	63
29. 8. 1970	8,8	57
29. 9. 1970	8,9	16
30. 10. 1970	8,9	8
28. 3. 1971	9,0	12
28. 12. 1970	8,95	8
28. 1. 1971	9,0	5
28. 2. 1971	9,0	5
28. 3. 1971	9,0	12
30. 4. 1971	8,9	13
30. 6. 1971	9,0	8

Wie aus dem Schüttungsgang ersichtlich (der Quell-Abfluß wurde einmal täglich registriert), erfolgte die erste Auswirkung der Schneeschmelze am 22. März 1970. Diese erstreckte sich bis zum Beginn des Monats Mai. Weder in der April-Probe noch in der Mai-Probe ist jedoch eine Einwirkung der tritiumarmen Schneeschmelze zu erkennen. Da trotz gleichzeitiger Schüttungszunahme die ^3H -Werte gleich blieben, liegt bei alleiniger Betrachtung dieser Komponenten die einzige Wirkung der Schneeschmelze in der Ausübung des hydrostatischen Druckes. Hierbei ist wieder der gut gemischte Wasserkörper zu erkennen, da gegenüber dem Vormonat weder ein tritiumreicheres noch ein tritiumärmeres Wasser austritt.

Obwohl nur drei Deuterium-Meßergebnisse vorliegen, sind sie dennoch von Wert. Vergleicht man diese drei δD -Werte mit den zuge-

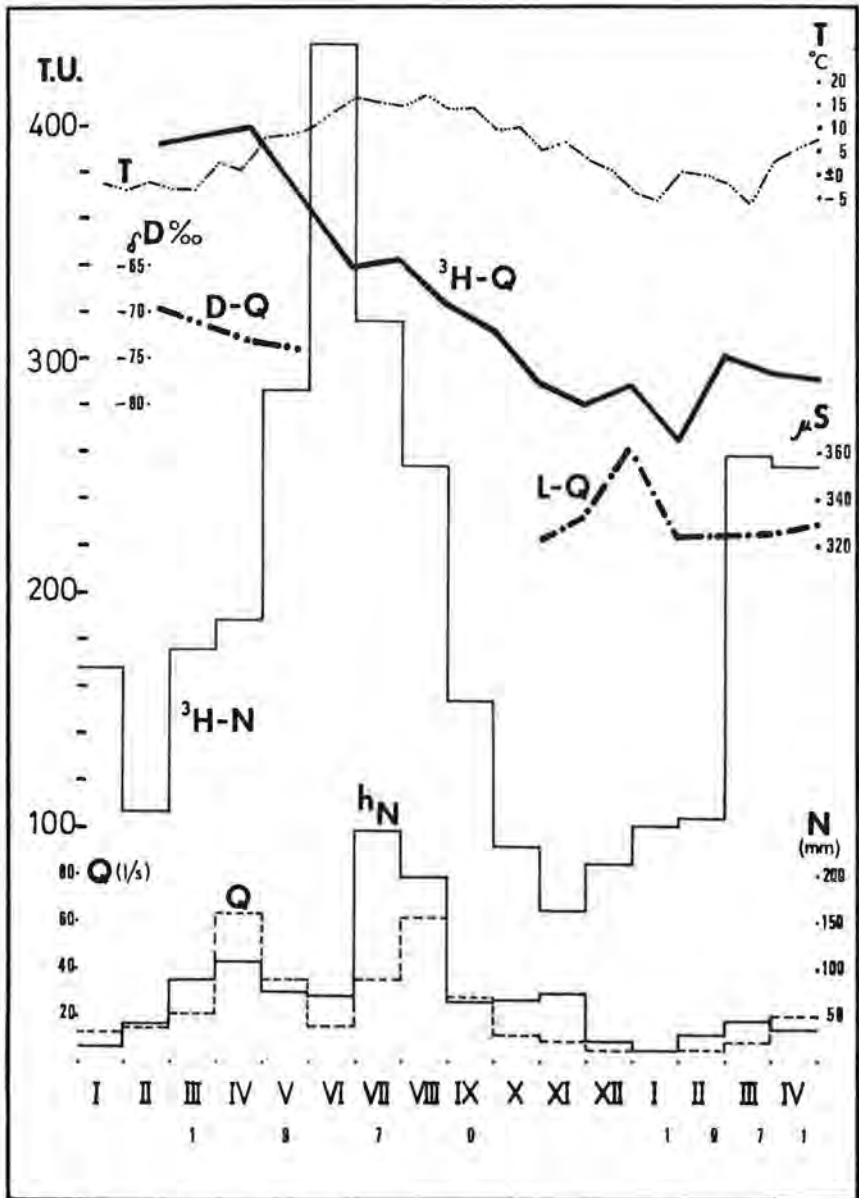


Fig. 6: Die Ganglinien der Schüttung (Q), der Niederschlagshöhe (h_N), der Tritiumwerte des Niederschlages (³H-N) und der Tober-Quelle (³H-Q), der Deuteriumwerte der Quelle (D-Q), der elektrolytischen Leitfähigkeit des Quellwassers (L-Q) und der Lufttemperatur (T).

hörigen ^3H -Werten, so fällt auf, daß die etwa ^3H -gleichen Quellwässer der Proben Februar und April 1970 im Februar eine D-Anreicherung, im April dagegen eine D-Abnahme erfahren haben.

Wie bereits erwähnt, wurde für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (1080 m) ein δD -Wert von $-70,3\text{‰}$ errechnet. Der gemessene D-Gehalt der Februar-Probe von $-69,7\text{‰}$ kommt an diesen nahe heran. Demgegenüber würde der Wert der April-Probe von $-73,8\text{‰}$ entweder eine Höhenzunahme des Einzugsgebietes oder (zur Zeit der Schneeschmelze) bei gleichbleibender mittlerer Höhe des Einzugsgebietes den Temperatureffekt des Winterniederschlages widerspiegeln. Trifft letzteres zu, so müßte der δD -Februar-Wert von $-69,7\text{‰}$ auf Niederschläge der Sommer/Herbst-Zeit verweisen. In dieser Hinsicht ist auch der δD -Mai-Wert zu interpretieren: Anreicherung des Karstwasserkörpers durch Winterniederschläge bei eventueller leichter Zunahme der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (um 1100 m).

Bei dieser Interpretation gibt es allerdings Schwierigkeiten. Deuten die δD -Werte von $-73,8\text{‰}$ und $-74,1\text{‰}$ auf eine Anreicherung durch Winterniederschläge hin, so müßte durch die Zumischung des tritiumärmeren Schmelzwassers ein Abfall des ^3H -Pegels auftreten. Dieser tritt jedoch nicht ein. Es kann nun angenommen werden, daß neben der Infiltration und Beimengung des tritiumärmeren Schmelzwassers größere Mengen (als im Februar) von altem, tritiumreichen Speicherwasser infolge des stärkeren hydrostatistischen Druckes austreten. Die Komponenten beider Wässer (die der tritiumreichen und jene der tritiumarmen) sind von Probe zu Probe verschieden.

Dies zeigt bereits der Vergleich der Quell-Schüttungen und der ^3H -Werte vom 21. April mit denen vom 24. Mai 1970. Obwohl die Quellschüttung des 24. Mai gegenüber der des 21. April um mehr als zwei Drittel zurückgegangen ist, ist der ^3H -Wert der Quelle am 24. Mai geringer als im April. Wäre jene ^3H -Komponente mit der hohen ^3H -Konzentration gleich geblieben, so hätte der ^3H -Pegel steigen müssen. Da dies ausblieb, muß mengenmäßig die ^3H -reichere Komponente zurückgegangen sein.

Die ^3H -Werte des Juni und Juli (399 T. U. und 343 T. U.) bedingen ein Verharren auf gleichem ^3H -Pegel in der gleichmäßig absteigenden ^3H -Ganglinie. Zurückzuführen dürfte dies auf die ergiebigen und ^3H -reichen Niederschläge vor allem des Juli (= 316 T. U.) sein (gewöhnliches Mittel aus den ^3H -Niederschlagswerten des Mai, Juni, Juli = 331 T. U.).

Nach der intensiven Durchfeuchtung durch die Juli-Regen folgten dann dem Starkregen im August (mit nachfolgendem Landregen) zwar hohe Anstiege in der Quellschüttung (am 17. August ca. 100 l/s), aber trotz des inzwischen gesunkenen ^3H -Niederschlagswertes (253 T. U.) kein markanter Abfall in der ^3H -Quellganglinie (Juli: 343 T. U.; August 323 T. U.).

Hier scheint durch die Juli-Niederschläge bereits eine Sättigung der Bodenschicht sowie des seichten Karstes eingetreten zu sein, wofür auch das unmittelbare Anspringen der Quelle auf den Starkregen spricht.

Beinahe gleichmäßig fällt die ^3H -Ganglinie der Quelle vom Juli (343 T. U.) zum November (312 T. U.) ab. Durch die immer größer werdende Distanz zwischen der ^3H -Ganglinie der Quelle und der ^3H -Ganglinie des Niederschlages wird ersichtlich, wie gering im Verhältnis die Infiltration der jüngsten Niederschläge zum Volumen des Karstwasserkörpers sein muß, da gerade in der infiltrationsbegünstigten Zeit des Herbstes keine ersichtliche Anpassung an die ^3H -Niederschlagsganglinie erfolgt. Der Abfall der ^3H -Quellganglinie darf dazu nicht nur als das Maß der jüngst infiltrierten, tritiumärmeren Niederschläge gelten, er muß bis zu einem gewissen Grad auch als das Ergebnis des Isotopenabbaues des Karstwassers angesehen werden.

Diese Betrachtung führt zu folgender Überlegung: Bei einer orographischen Einzugsfläche von ca. 950.000 m², einer jährlichen Niederschlagshöhe von 1100 mm und einer durchschnittlichen Schüttung von 26 l/s, müßte die Infiltration 74% der jährlichen Niederschlagsmenge betragen. Da diese Infiltrationsrate für das Gebiet als zu hoch erscheint, wurde bei einer wahrscheinlichen Infiltrationsrate von 17% eine neue Einzugsfläche von 4,5 km² errechnet, womit bereits Teile des Teichalmgebietes in das Einzugsgebiet hereinreichen.

Die ^3H -Schwankungen der Quelle, beginnend mit Dezember 1970, sind bis zu einem gewissen Grad Widerspiegelungen des Lufttemperatur-Ablaufes in der Nähe des Quellursprunges. Durch das kurzfristige Auftauen konnte ein Input von tritiumärmerem Schmelzwasser in den seichten Karst erfolgen (Jänner: Mittel der Lufttemperatur vom 15. Jänner bis 31. März: +0,6° C, ^3H -Gehalt: 265 T. U.; Dezember: Mittel der Lufttemperatur vom 15. bis 31. Dezember: -4,6° C, ^3H -Gehalt: 289 T. U.). Fiel hingegen die Lufttemperatur wieder unter den Gefrierpunkt, so kam es zum „Input-Stopp“ — die Quelle mußte allein vom älteren Karstwasserkörper zehren.

Diese Annahme wird zum Teil auch durch die elektrolytischen Leitfähigkeitswerte unterstrichen: Bei einer hohen Leitfähigkeit scheint eine höhere ^3H -Konzentration im Quellwasser auf, bei einer niedrigeren Leitfähigkeit eine niedrigere ^3H -Konzentration.

Da für die Tober-Quelle eine ganzjährige, wenngleich in der Quantität unterschiedliche Infiltration angenommen werden kann, wie auch aus Fig. 6 und aus den vorangegangenen Erläuterungen hervorgeht, wurde versucht, die MVZ des Tober-Quellwassers unter Zuhilfenahme des Exponentialmodelles abzuschätzen. M. A. GEYH errechnete aufgrund seiner ^{14}C -Messung eine MVZ von ca. zehn bis zwölf Jahren, wobei ein zehnpromentiger Anteil an vorjährigem Niederschlag angenommen wird. Bei einer Umsatzrate von 25% ergäbe sich dann eine MVZ von



Fig. 7: Das Einzugsgebiet der Hart-Quelle. Grenze des orographischen Einzugsgebietes dick strichliert. Pfeil = vermutliche Erweiterung des Einzugsgebietes. III = Hart-Quelle.

ca. vier bis fünf Jahren. Diese Ergebnisse in Verbindung mit einer durchschnittlichen Schüttung von 26 l/s ergeben ein Karstwasserreservoir von ca. 8 mio m³.

2. 3. 3. Die Hart-Quelle (Nr. III, s. Fig. 7)

Die Hart-Quelle (Nr. III) tritt aus den Feinsande und Lehm führenden Sedimenten des Unterpannon aus. Die Grundwasserleiter sind in diesem Gebiet meist von geringer Mächtigkeit (wenige Zentimeter). Die Lehmdeckschicht hingegen kann eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen. Aus diesem Grund ist mit einer geringen Infiltrationsrate und, bedingt durch die sommerliche Evapotranspiration, mit einer beschränkten Infiltrationsperiode (vor allem Herbst und Frühjahr) zu rechnen.

Die Quelle entspringt als Wallertypus in 645 m Höhe. Die mittlere Höhe ihres Einzugsgebietes wird mit 655 m, die Fläche des Einzugsgebietes mit ca. 100.000 m² angenommen.

Die Probennahme erfolgte in der Quellfassung allmonatlich vom 21. Februar 1970 bis zum 30. April 1971. Gemessen wurden: Tritium in der Zeit der Probennahme, Deuterium vom 21. Februar 1970 bis zum 29. September 1970 (Tab. 5), die Wassertemperatur vom 27. Juni 1970 bis zum 30. April 1971 (Tab. 6) und die elektrolytische Leitfähigkeit vom 30. Oktober 1970 bis zum 30. April 1971 (Tab. 5). Die Schüttung war nicht meßbar.

Der mittlere Tritium-Wert aus der Meßreihe beträgt 103 T. U. Das Mittel aus den δD -Werten ergibt $-63,2\%$. Der errechnete δD -Wert für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes von 655 m liegt bei $-61,8\%$ (Fig. 8).

Der Ablauf der ³H-Ganglinie der Hart-Quelle ist gekennzeichnet durch einen ³H-Abfall, beginnend im Februar 1970 mit seinem Tiefstand im November 1970 und einem ³H-Anstieg, beginnend im Dezember 1970 mit seinem Maximum im Februar 1971.

Eine Interpretation der einzelnen, aufeinanderfolgenden Werte, sowohl der ³H- als auch der δD -Werte, der Quelle ist sehr problematisch, da die Unterschiede meist im Bereich des Meßfehlers liegen (für Tritium ca. ± 6 T. U.; für Deuterium $\pm 1,0\%$).

Aus dem Gesamtverlauf der ³H-Ganglinie könnte man die Widerspiegelung einer Hauptinfiltrationsperiode entnehmen.

Diese Periode dürfte bei ausschließlicher Betrachtung der ³H-Werte entweder in den Herbst oder in die Zeit der Schneeschmelze fallen. Die Infiltrationsrate ist im Sommer infolge der besonders intensiven Evapotranspiration (hervorgerufen durch ungünstige geologische Verhältnisse) so niedrig, daß der Wasserleiter keine wesentliche Beeinflussung in seinem ³H-Haushalt erfahren kann.

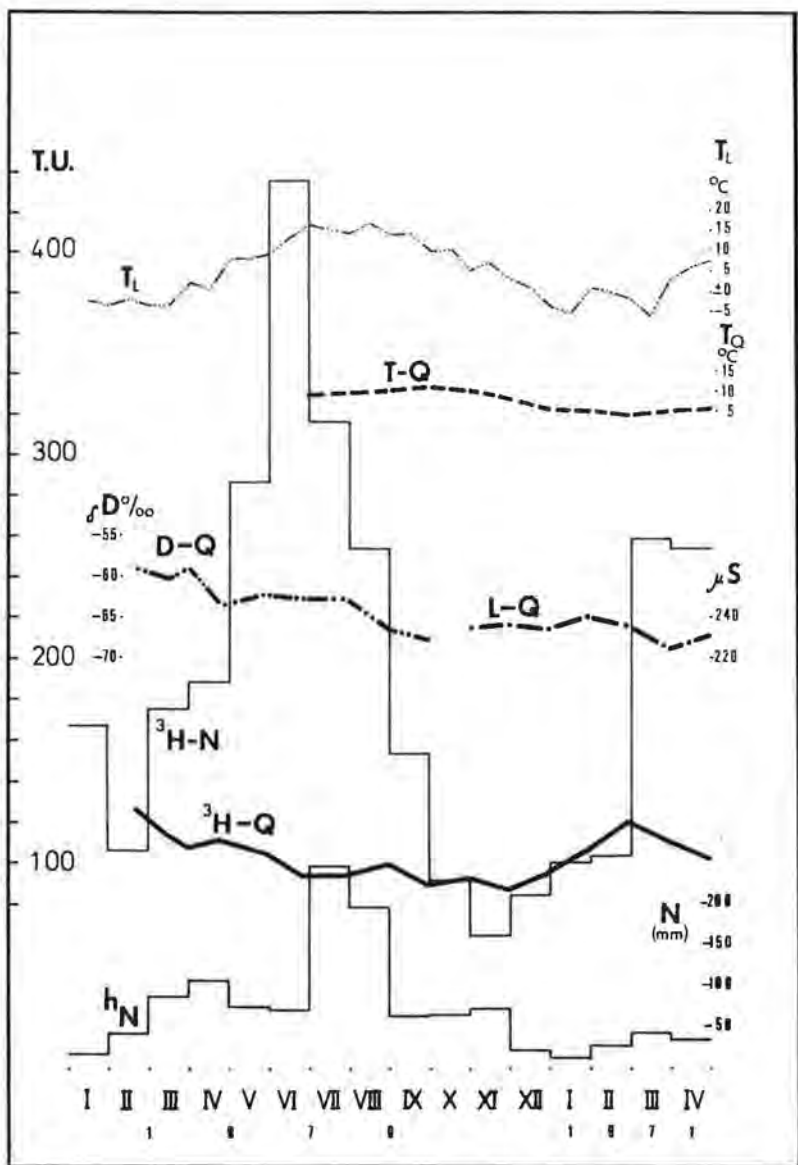


Fig. 8: Die Ganglinien der Niederschlagshöhe (h_N), der Tritiumwerte des Niederschlages (^3H-N) und der Hart-Quelle (^3H-Q), der Deuteriumwerte der Quelle ($D-Q$), der elektrolytischen Leitfähigkeit des Quellwassers ($L-Q$), der Lufttemperatur (T) und der Wassertemperatur ($T-Q$).

Tab. 5: Tritium-, Deuterium- und Leitfähigkeitswerte der Hart-Quelle.

Datum	T. U.	$\delta D \text{ ‰}$	elektrolytische Leitfähigkeit μS bei 16°C
21. 2. 1970	126 ± 8	-59,3	
15. 3. 1970	113 ± 10	-60,4	
31. 3. 1970	107 ± 7	-59,0	
26. 4. 1970	111 ± 7	-63,7	
27. 5. 1970	105 ± 7	-62,4	
27. 6. 1970	93 ± 6	-62,9	
27. 7. 1970	94 ± 6	-62,8	
29. 8. 1970	99 ± 7	-66,5	
29. 9. 1970	89 ± 6	-67,8	
30. 10. 1970	93 ± 5		235
28. 11. 1970	87 ± 5		236
28. 12. 1970	96 ± 6		234
28. 1. 1971	106 ± 6		240
28. 2. 1971	120 ± 7		236
27. 3. 1971	111 ± 6		224
30. 4. 1971	102 ± 6		231

Tab. 6: Wassertemperatur der Hart-Quelle.

Datum	Temp $^\circ\text{C}$	Schüttung l/s
27. 6. 1970	9,20	
29. 9. 1970	11,65	
30. 10. 1970	10,45	
28. 11. 1970	8,65	
28. 12. 1970	5,80	nicht
28. 1. 1971	5,35	meßbar
28. 2. 1971	4,30	
28. 3. 1971	5,15	
29. 4. 1971	6,20	

In Verbindung mit den δD -Werten erhält dieser Gedankengang eine eindeutige Aussagekraft. Aus Tabelle 5 ist ersichtlich, daß die Proben mit höherem ^3H -Gehalt eine Anreicherung des D-Gehaltes zeigen. Mit der Abnahme des ^3H -Gehaltes fällt auch der D-Gehalt.

Die Anreicherung des D-Gehaltes vom Februar und März 1970 bedeutet gegenüber den folgenden δD -Werten entweder eine Infiltration der Niederschläge in einer geringeren mittleren Höhe oder eine Infiltration zu wärmeren Jahreszeiten. Da sich bei einer Annahme des Höheneffektes von -2‰ pro 100 m die mittlere Höhe des Einzugsgebietes in den Bereich unterhalb der Höhe des Quellursprunges erstrecken würde (die Anreicherung von $-61,8\text{‰}$ auf $-59,3\text{‰}$ würde einen Abfall der mittleren Höhe um 120 m bedeuten), kann nur die letztere Annahme ihre Richtigkeit haben. Wie bereits erwähnt, muß eine be-

deutendere sommerliche Infiltration ausgeschlossen werden. Somit kann für die höheren δD -Werte des Dezember, Jänner, Februar und März nur noch ein herbstlicher Input in Frage kommen (^3H -Niederschlagswerte für September, Oktober, November 1969: 247 T. U., 111 T. U., 101 T. U. = gewogenes Mittel von 148 T. U.; 1970: 153 T. U., 91 T. U., 64 T. U. = gewogenes Mittel von 101 T. U.). Für die niedrigeren ^3H -Werte der Sommermonate würde ebenfalls eine Infiltration aus den Winter- und Frühjahrsniederschlägen sprechen (^3H -Niederschlagswerte für Dezember, Jänner, Februar 1969/70: 103 T. U., 167 T. U., 106 T. U. = gewogenes Mittel von 118 T. U.; für 1970/71 ergäbe das gewogene Mittel: 95 T. U.).

Neben dieser Möglichkeit des „piston-flow“-artigen unterirdischen Abflusses aus der mittleren Höhe des Einzugsgebietes von 655 m gäbe es auch die Möglichkeit, die gemessenen tieferen δD -Werte des August und September mit einer Grundwasseranreicherung aus größeren Höhen in Zusammenhang zu bringen. Bei einem Ausgangswert von $-61,8\text{‰}$ würde die Abnahme auf $-67,8\text{‰}$ eine Höhenzunahme von 300 m bedeuten (bei einem angenommenen Höheneffekt von -2‰ pro 100 m). Die mittlere Höhe dieses Einzugsgebietes wäre dann 955 m. Da nördlich der Quelle diese Höhen erst in einer Entfernung von etwa 4,5 km erreicht werden und diese Strecke bis dorthin außerdem mehrmals von kleinen Vorflutern durchzogen ist, käme nur die Höhe westlich von St. Anna am Lindenberg (740 m) in Frage. Von hier käme aber auch nur ein Input aus der Zeit der Spätherbst- bis Spätwinter-Niederschläge in Betracht.

Da die Infiltrationsrate als sehr gering angenommen werden darf (Gründe: Geologischer Aufbau, Brunnenbeobachtung, ^3H -Quell-Ganglinie), wird versucht, den prozentuellen Input mit Hilfe der Leitfähigkeitswerte abzuschätzen (C. Job, 1970). Dabei wird angenommen, daß die maximale Leitfähigkeit des Quellwassers während eines Jahres der Leitfähigkeit einer langfristigen Komponente entspricht und jede Unterschreitung von diesem Maximalwert durch den Zutritt von mineralärmeren jungen Wässern zustande kommt. Zur prozentuellen Berechnung der jungen Wässer muß diesen ein Leitfähigkeitswert zugeteilt werden (für die Hart-Quelle ist aus Beobachtungen ein Wert von ca. 100 μS anzunehmen).

Aus dem höchsten Leitwert (y), dem Durchschnitts-Leitwert (z) und dem Leitwert der rezenten Wässer (x) ergibt sich aus der Mischungsformel $ax + (1-a)y = z$ die prozentuelle Infiltration rezentier Wässer. Für die Hart-Quelle errechnet sich bei einem Höchst-Leitwert von 240 μS , einem Durchschnittsleitwert von 234 μS und dem Leitwert für rezente Wässer von 100 μS aus dieser Formel eine Infiltrationsrate von 4% im Jahresdurchschnitt — passend zu dem gleichmäßigen Verlauf der ^3H -Kurve.

Die Angabe der MVZ nach dem Exponential-Modell erscheint hier

nicht sinnvoll, da der ^3H -Gang der Quelle eher dem „piston-flow“-Modell entspricht.

Sowohl die höheren ^3H -Quellwerte, als auch vor allem die tieferen ^3H -Werte können aber nicht ausschließlich durch die vergangenen Herbst- oder Frühjahrsniederschläge entstanden sein (bei einer geringen Niederschlagsmenge und einer niedrigen Infiltrationsrate kann die Umsatzrate nicht das Ausmaß von 100% erreichen, um das angenommene Speichervolumen von 3000 m³ völlig neu zu füllen). Demnach muß die MVZ größer als ein Jahr sein.

Durch die Zunahme der ^3H -Konzentration in den Herbst-, Winter- und Frühjahrsniederschlägen, mit einem Maximum im Jahre 1963, ist sie sogar größer als zehn Jahre. Mit Hilfe des rezenten Anreicherungs-faktors (4%) für das Speichervolumen, mit den ^3H -Niederschlags- und Quell-Werten, läßt sich die MVZ auf 20 bis 25 Jahre schätzen.

Eine ^{14}C -Messung (M. A. GEYH) ergab, daß die älteste Komponente des Quellwassers etwa 2400 Jahre alt ist.

2. 3. 4. Die Gaasbach-Quelle (Nr. IV; Fig. 9)

Wie die Hart-Quelle, so tritt auch die Gaasbach-Quelle Nr. IV im Tertiär des Passailer Beckens aus. Sie entspringt als Schichtquelle in 645 m Höhe. Die mittlere Höhe ihres Einzugsgebietes wird mit 665 m, die Fläche des Einzugsgebietes mit ca. 180.000 m² angenommen.

Die Probennahme erfolgte am Quellmunde, allmonatlich vom 20. Februar 1970 bis zum 30. April 1971. Gemessen wurden: Tritium, in der Zeit der Probennahme, Deuterium vom 20. Februar 1970 bis zum 29. September 1970 (Tab. 7), die Schüttung und die Wassertemperatur vom 27. Juni 1970 bis zum 30. April 1971 (Tab. 8).

Tab. 7: Tritium-, Deuterium- und Leitfähigkeitswerte der Gaasbach-Quelle.

Datum	T. U.	$\delta D \text{ ‰}$	elektrolytische Leitfähigkeit μS bei 16° C
20. 2. 1970	349 ± 19	-58,9	
20. 3. 1970	253 ± 14	-73,9	
20. 4. 1970	309 ± 17	-66,2	
24. 5. 1970	332 ± 18	-64,7	
27. 6. 1970	295 ± 16	-73,6	
27. 7. 1970	275 ± 15	-79,3	
29. 8. 1970	298 ± 16	-63,8	
29. 9. 1970	293 ± 16	-65,0	
30. 10. 1970	268 ± 14		246
28. 11. 1970	255 ± 13		231
28. 12. 1970	270 ± 14		243
28. 1. 1971	230 ± 12		217
28. 2. 1971	291 ± 15		263
27. 3. 1971	254 ± 13		235
30. 4. 1971	266 ± 14		234

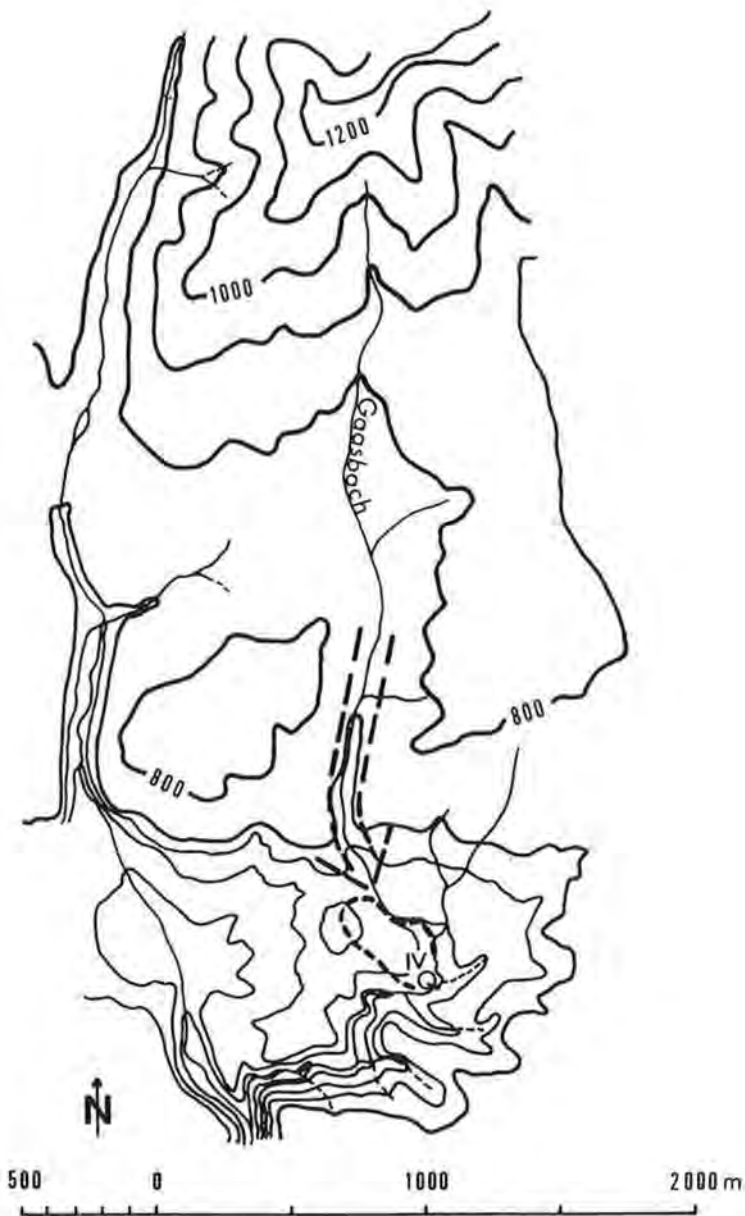


Fig. 9: Das Einzugsgebiet der Gaasbach-Quelle, Grenze des orographischen Einzugsgebietes strichliert. Pfeil = vermutliche Erweiterung des Einzugsgebietes. IV = Gaasbach-Quelle.

Tab. 8: Wassertemperatur und Schüttung der Gaasbach-Quelle.

Datum	Temp. ° C	Schüttung l/s
27. 6. 1970	11,8	0,01
27. 8. 1970	14,3	0,07
29. 9. 1970	13,5	0,02
30. 10. 1970	10,85	0,02
28. 11. 1970	8,6	0,02
28. 12. 1970	2,6	0,005
28. 1. 1971	2,5	0,01
28. 2. 1971	2,8	0,01
28. 3. 1971	3,6	0,02
30. 4. 1971	6,65	0,02
27. 5. 1971	8,5	
30. 6. 1971	11,4	

Für die Gaasbach-Quelle ergibt sich aus der Meßreihe ein mittlerer Tritium-Wert von 283 T. U. Das Mittel aus den δD -Werten beträgt $-68,2\%$. Die Berechnungen des δD -Wertes für die mittlere Höhe von 665 m ergaben -62% . Obwohl dies um $6,2\%$ höher ist als der Durchschnittswert, kann der Wert von -62% als richtig betrachtet werden, da die niedrigen Werte über -70% den Durchschnittswert stark herunterdrücken (Tab. 7).

Sowohl im Ablauf der Tritium- als auch der D-Quell-Ganglinie (Fig. 10) zeigen sich größere Schwankungen. Dies jedoch nicht nur zur Zeit der Schneeschmelze, sondern auch während des Beobachtungsjahres. Bei Heranziehung der δD -Werte, der Niederschlags- und Schüttungswerte, läßt sich eine stärkere Infiltration von Wässern auch in den Sommermonaten vermuten.

Neben diesen Einzeldifferenzen ist ein genereller Abfall der 3H -Ganglinie von 349 T. U. im Februar 1970 auf 266 T. U. im April 1971 erkennbar. Mit dem Abfall des 3H - und D-Gehaltes der Quelle im Februar (von 349 T. U. auf 253 T. U. bzw. von $-58,9\%$ auf $-73,9\%$) und dem Ansteigen der mittleren Lufttemperatur über den Gefrierpunkt, zeigt sich der Beginn der Schneeschmelze, die Infiltration von rezenten, tritium- und deuteriumarmen Wässern.

Der starke Abfall des δD -Wertes von $-58,9\%$ auf $-73,9\%$ kann nun zweierlei aussagen:

- entweder wird dieser Abfall durch den Temperatureffekt (bei gleichbleibender mittlerer Höhe des Einzugsgebietes von 665 m) erreicht, oder
- er ist eine Folge des Höheneffektes, d. h., dieser tiefere Wert spiegelt ein neues, höheres Einzugsgebiet wider.

Bei gleichbleibendem Einzugsgebiet ist ein Absinken des D-Gehaltes um 15% auf Grund des Temperaturwechsels (Sommer—Winter) nicht anzunehmen. Würde man hingegen für den Höheneffekt mit -2% pro 100 m rechnen, so erhielte das neue Einzugsgebiet eine mittlere Höhe

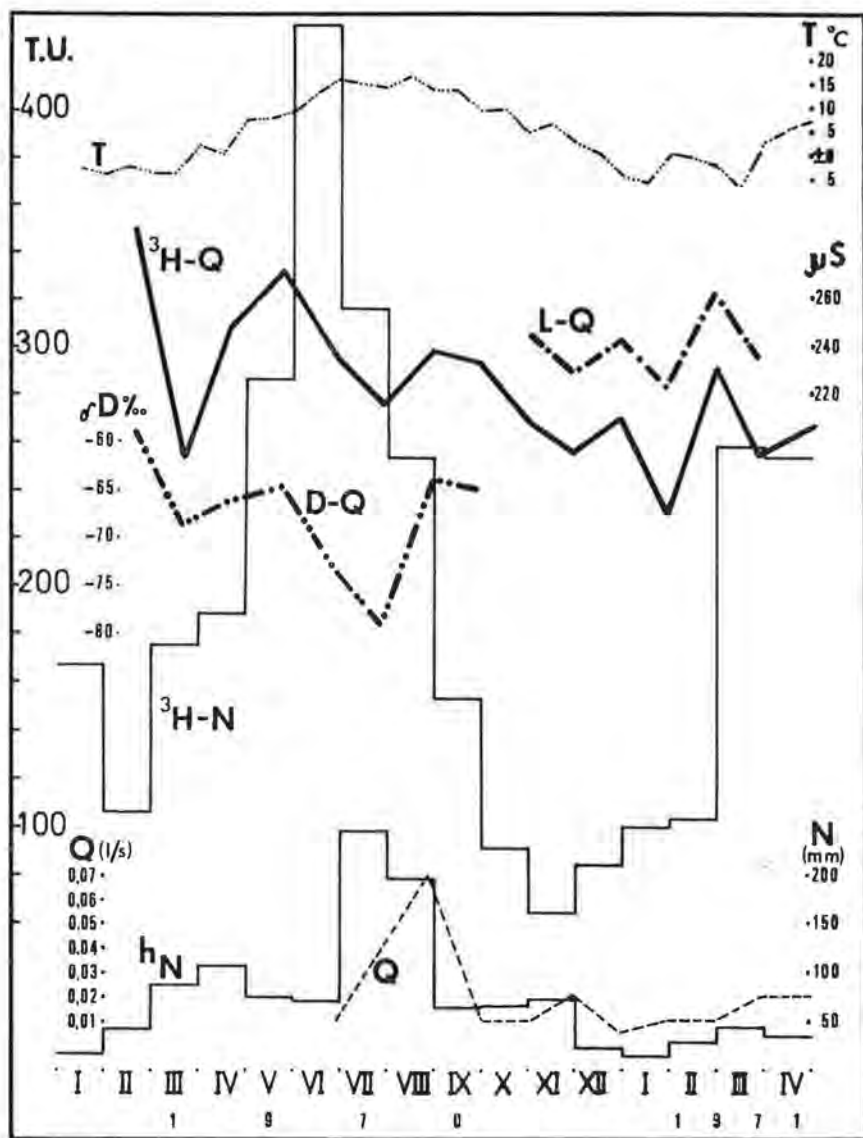


Fig. 10: Die Ganglinien der Schüttung (Q), Niederschlagshöhe (h_N), der Tritiumwerte des Niederschlages (³H-N) und der Gaasbach-Quelle (³H-Q), der Deuteriumwerte der Quelle (D-Q), der elektrolytischen Leitfähigkeit des Quellwassers (L-Q) und der Lufttemperatur (T).

von 1420 m. Auch diese Annahme ist unmöglich, da die angrenzenden nördlichen Bergketten in 1237 m Höhe gipfeln. Hinzu kommt noch die Abgrenzung des orographischen Einzugsgebietes, das im Norden sicherlich seine Grenze an der Kontaktzone Tertiär/Grundgebirge (Metadiabase) findet.

Mit dem erstmaligen Aufscheinen des niedrigen δD -Wertes zur Zeit der Schneeschmelze ist folgender Schluß möglich: Da der Abfall der D-Konzentration um 15‰ weder ausschließlich auf den Temperatureffekt noch auf den Höheneffekt zurückzuführen sein kann, müssen in diesem Falle beide Komponenten beteiligt sein.

Bedenkt man weiters, daß bei dieser Quelle, trotz ihrer geringen Schüttung (durchschnittlich 0,02 l/s), d. h. trotz einer geringen Fließgeschwindigkeit, dennoch ein so schnelles Absinken des δD -Wertes erfolgte, so müßte ein rascher Zubringer aus größerer Höhe gefunden werden. Dieser ist im Gaasbach gegeben, der 3H -armes und D-niedriges Schmelzwasser rasch aus größeren Höhen in das untere Einzugsgebiet der Quelle und zu den Kontaktstellen des Baches mit dem Grundwasserleiter heranbringt. Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes des Baches von ca. 1100 m, der D-Abfall durch die Wintertemperaturen und der (unbekannte) Mischungsgrad des Oberflächenwassers mit dem Grundwasser könnten den δD -Wert von $-73,9\text{‰}$ ergeben.

Aus diesen vorangegangenen Folgerungen wird deutlich, wie nützlich und zielführend neben der klassischen Methode die gezielte Anwendung der natürlichen Isotope in Hinblick auf die Bestimmung des Quelleinzugsgebietes und dessen mittlere Höhe sein kann. Es zeigt sich darüber hinaus, daß auch in nicht verkarstungsfähigen Gebieten das hydrologische Einzugsgebiet nicht unbedingt dem orographischen Einzugsgebiet gleichzusetzen ist.

Gegenüber den niedrigen März-Werten mit ihrem speziellen Ursprung müssen die höheren Februar-Werte, vor allem wegen des hohen δD -Wertes, ihren Ursprung in wesentlich tieferen Bereichen haben. Da aber selbst bei einer Tieferverlegung des Einzugsgebietes der Wert von $-58,9\text{‰}$ eine mittlere Höhe unterhalb der orographisch ermittelten Höhe ergeben würde, muß neben dem Höheneffekt auch wieder der Temperatureffekt berücksichtigt werden. Dies bedeutet, daß jene Niederschläge, die in der mittleren Höhe von 665 m gefallen sind, wollen sie den Wert $-58,9\text{‰}$ erbringen, in sommerlich/herbstlicher Zeit gefallen sein müssen.

Dieser δD -Wert von $-58,9\text{‰}$ stimmt (zieht man den Meßfehler hinzu) auch mit dem Februar-Wert der Hart-Quelle überein, wodurch sich die Annahme einer eher herbstlichen Infiltration in einer mittleren Höhe von 665 m festigt.

Der Abfall des D-Pegels von rund 20‰ sowie der Abfall des 3H -Pegels von 349 T. U. auf 253 T. U. = 27%, geben zu folgender Berechnung Anlaß:

Niederschlag vom 1. November 1969 bis 15. Februar 1970

November: 107,9 mm

Dezember: 51,7 mm

Jänner: 16,6 mm

1. bis 15. Februar: 33,6 mm

= gewogenes ^3H -Mittel: 112 T. U.

Summe: 209,8 mm

Die auf die angenommene Fläche des Einzugsgebietes von 180.000 m² gefallene Niederschlagsmenge beträgt demnach 37.764 m³.

Aus der Berechnung ergibt sich für den Tertiärbereich eine Infiltrationsrate von 6 bis 7%. Diese Infiltrationsrate würde bei einem Speichervolumen von 6000 m³ den ^3H -Gehalt von 345 T. U. auf 253 T. U. senken.

In den Monaten April und Mai (in dieser Zeit hatte die Schneeschmelze und das damit verbundene MHW des Gaasbaches ihr Ende gefunden) erhöht sich wieder der Deuterium- und der Tritium-Pegel. Die δD -Werte lassen erkennen, daß die Anteile des Oberflächen-Wassers im Grundwasserkörper immer mehr zurückgehen und daß mit dem Rückgang dieser Komponente die Wässer aus der mittleren Höhe von 665 m (höchstwahrscheinlich noch Sickerwasser aus der Zeit der Schneeschmelze) den Hauptanteil der Quellschüttung übernehmen. Die Wässer des tieferen Einzugsgebietes zeichnen sich durch ihren ^3H -reicheren Gehalt aus (um 350 T. U.) und lassen somit auch auf eine längere Speicherzeit schließen.

Aus der gemeinsamen Betrachtung von Abfluß- und Isotopenaufzeichnungen ist daher zu entnehmen, daß bei Niederwasser des Gaasbaches keine oder nur geringe Wassermengen an den Grundwasserkörper abgegeben werden, andererseits dürfte der Grundwasserleiter durch den Druck der Hochwassermassen größere Mengen Bachwasser aufnehmen. Daß dies so ist, dafür sprechen die folgenden δD - und ^3H -Werte des Juni und Juli.

Im Juli zeigt die ^3H -Ganglinie der Quelle mit 275 T. U. einen Wert, der gut mit dem ^3H -Wert des Juli-Niederschlages übereinstimmt. Das bedeutet auf jeden Fall eine Infiltration von Juli-Niederschlägen. Wie groß jedoch die Infiltrationsrate dieser Juli-Niederschläge ist, ist schwer zu sagen, da der ^3H -Abfall des Juli mit einem allgemeinen ^3H -Abbau des Reservoirs zusammenfällt.

Woher dieses Niederschlagswasser (besser die Hauptkomponente) stammt, darüber geben die δD -Werte Auskunft. Mit steigender Intensität der Niederschläge und mit der Zunahme des Gaasbach-Abflusses gelangt, wie bereits erwähnt, prozentuell immer mehr Bachwasser (angezeigt durch das Abfallen der δD -Quellwerte) aus Einzugsgebieten mit einer größeren mittleren Höhe in den Grundwasserkörper. Dies kann vor allem solange geschehen, solange der Grundwasserkörper im unteren Einzugsgebiet noch ungesättigt ist.

Vermindert sich, wie angenommen, der D-Gehalt um 2‰ pro 100 m Höhenzunahme, so bedeuten —79,3‰ bei einer Ausgangshöhe von 665 m und einem δD -Ausgangswert von —62‰ eine neue Höhe von 1500 m. Da, wie bereits gesagt, Höhen von 1500 m im Einzugsgebiet des Gaasbaches nicht aufscheinen, neben dem Höheneffekt zu dieser Zeit aber auch nicht der Temperatureffekt geltend gemacht werden kann (Temperaturmittel zu dieser Zeit: ca. + 15° C), ist es fraglich, wie dieser tiefe Wert zustande kam. Eine Möglichkeit bestünde in der Änderung der D-Abnahme mit der Höhenzunahme pro 100 m von 2‰ auf 3‰. Da die Hänge des Gaasbacheinzugsgebietes durchwegs südexponiert sind, wäre eine Änderung des Höheneffekts vielleicht aus diesem Grunde möglich. Damit läge der δD -Ausgangswert für die mittlere Höhe von 665 m bei —63,6‰ und der δD -Wert von —79,3‰ ergäbe eine mittlere Höhe von 1190 m. Außerdem bringen Einzelniederschläge (und diese verursachen einen starken Oberflächenabfluß) viel extremere δD -Werte als die Monatsmittel.

Im folgenden Monat August steigt sowohl der 3H - als auch der D-Pegel (letzterer sogar sehr stark) wieder an, obgleich im August reichlich Niederschläge fallen (196 mm). Der δD -Wert steigt von —79,3‰ auf —63,8‰, und dies, obwohl zuerst eine Hochwasserwelle mit anschließendem anhaltendem MHQ sich den Gaasbach hinabwälzte. Aus dem Ansteigen des 3H -Pegels und aus dem höheren δD -Wert (Anstieg um 15,5‰) kann folgender Schluß gezogen werden: Durch den gefallenen (Juli) und fallenden (August) Niederschlag erhielt der Grundwasserkörper (dieser mit der mittleren Einzugsgröße von 665 m) seine Sättigung. Von diesem Zeitpunkt an konnte auch durch den Druck der Hochwassermassen keine oder eine nur unbedeutende Wassermenge an den Grundwasserleiter abgegeben werden (durch die geringe Fließgeschwindigkeit im Leiter wird außerdem die Aufnahmefähigkeit an den Kontaktstellen sehr herabgesetzt).

Vom August an fiel der Tritium-Pegel und erreichte im November mit 255 T. U. wieder den Wert des März. Dieser Abstieg kann eine Anlehnung an die 3H -Niederschlagskurve (allerdings in sehr gedämpfter Form) darstellen, wobei der 3H -Tiefstand im November besonders durch die Infiltration der tritiumarmen Herbstniederschläge zustande kommen konnte. Die Anreicherung mit rezenterem, mineralärmerem Niederschlagswasser — besonders im November — bezeugt auch der Meßgang der elektrolytischen Leitfähigkeit. Wurde im Oktober noch ein Wert von 246 μS gemessen, so fiel dieser im November auf 231 μS zurück. Im folgenden Monat Dezember nahm die Leitfähigkeit zu (243 μS), und mit ihr stieg auch der 3H -Pegel. Somit übernahmen wieder die älteren Speicherkomponenten den Hauptanteil an der Quellschüttung. Hierbei sei erwähnt, daß diese rezente Komponenten mengenmäßig nicht sehr groß sein können (bedingt durch die begrenzte Kapazität des geringmächtigen Grundwasserleiters), was auch

der Schüttungsgang während der Isotopen- und Leitfähigkeitsänderungen zeigt. Das folgende Auf und Ab des ^3H -Ganges ab Dezember kann unter Zuhilfenahme zweier Begleitmessungen interpretiert werden. Zuerst mittels des Temperatur-Ganges. Bei einem Vergleich beider Ganglinien wird sofort der An- und Abstieg des ^3H -Pegels mit dem Ab- und Anstieg der Werte der mittleren Lufttemperatur unter bzw. über 0°C vor Augen geführt, d. h., sinken die Temperaturen unter 0°C , so kommt wegen des Infiltrationstopps die Zehrung zur Wirkung, steigen die Temperaturen über den Gefrierpunkt, kann tritiumärmeres Niederschlags- wie auch Bachwasser eindringen und den Abfall der ^3H -Ganglinie bewirken.

Überprüft man diese Erkenntnis mit Hilfe der Leitfähigkeitswerte, so kommt man zu einem ähnlichen Schluß: fällt die Leitfähigkeit, so fällt der ^3H -Wert, nimmt die Leitfähigkeit zu — was nichts anderes bedeutet, als daß mineralreicheres Wasser austritt —, steigt auch der ^3H -Pegel.

Diese Leitfähigkeitsschwankungen werden herangezogen, um die Infiltration von rezentem Wasser prozentuell zu ermitteln. Mit einem Leitwert von $100\ \mu\text{S}$ für den kurzfristigen Abfluß (x) errechnete sich nach $ax + (1-a)x = z$ (Mischungsformel) eine prozentuelle Anreicherung (x) von ca. 15% , wobei y der höchste Leitwert (Februar 1971: $263\ \mu\text{S}$) und z das Mittel der Leitwerte ($238\ \mu\text{S}$) ist.

Bei der Gegenüberstellung der Februar—März-Infiltrationsrate von 6 bis 7% , errechnet mit Hilfe der ^3H -Werte, mit jener des 7-Monate-Durchschnittes von 15% , erscheint entweder der erste Wert zu niedrig oder der zweite zu hoch.

Meiner Meinung nach haben beide Werte ihre Richtigkeit. Der niedrige Prozentsatz wurde aus Werten errechnet, die sich beinahe ausschließlich auf das untere Einzugsgebiet beziehen und daher eine Inputrate ergeben, die eine Anreicherung durch den Gaasbach nur zu einem geringen Teil beinhaltet. Abgesehen vom niedrigen D-Gehalt, welcher bereits eine Anreicherung des Quellwassers durch Oberflächenwasser erkennen läßt, weisen der relativ hohe ^3H -Wert und der hohe δD -Wert (im Februar) auf Komponenten hin, die nur im unteren Einzugsgebiet vorkommen. Der tiefere ^3H -Februar-Pegel wird, wie auch der δD -Februar-Wert, ein Mischwert aus verschiedenen Wässern sein.

Der höhere Prozentsatz hingegen ergibt sich aus einer Reihe von Werten, in welcher die Komponente des Baches besser zum Ausdruck kommt als im Vergleich zweier Werte.

Will man mit Hilfe des Exponential-Modells eine Angabe über die MVZ geben, so muß man sich im klaren darüber sein, daß, sobald eine Anreicherung des Grundwasserleiters durch den Gaasbach erfolgt, die Bedingungen für das Exponential-Modell nicht erfüllt werden. Bei einer Umsatzrate von ca. 7% sowie ganzjähriger Infiltration

ergibt sich eine MVZ von etwa 15 Jahren, bei einer Umsatzrate von 45% (bei 6000 m³ Speichervolumen, 3700 m³ Niederschlag und 7% Infiltration) eine MVZ von 2 bis 3 Jahren, bei einer Umsatzrate von 95% (15% Infiltration) eine MVZ von etwa 1 Jahr.

Nach der von M. A. ГЕҀН durchgeführten ¹⁴C-Untersuchung wird diesem Quellwasser eine MVZ von 13 Jahren zugeschrieben und der Gesamtwasservorrat der Quelle mit 6000 m³ berechnet.

2. 3. 5. Die Passailer Quelle (Nr. V, Fig. 2)

Im Alluvium des Passailer Beckens liegt südlich von Passail, am Fuße des Hundsberg-Quarzitstockes, in 630 m Höhe ein Dränagewasseraustritt. Die Fläche des Einzugsgebietes ist hier schwer abzugrenzen, es dürfte sowohl die Ebene südlich der Ortschaft Passail als auch die NW-Hänge des Hundsberges erfassen. Proben wurden allmonatlich vom 21. Februar 1970 bis zum 28. Mai 1970 am Austritt entnommen. Diese wurden auf ihren Tritium- und Deuterium-Gehalt gemessen (Tab. 9).

Tab. 9: Tritium- und Deuteriumwerte verschiedener Quell- und Oberflächenwässer (siehe Text).

Datum der Probennahme	T. U.	δ D ‰
	Passailer Quelle	
21. 2. 1970	366 ± 20	—60,3
31. 3. 1970	320 ± 17	—64,6
28. 4. 1970	310 ± 17	—66,0
28. 5. 1970	412 ± 22	—66,6
	Weizbach/vor Weizklamm, WB	
30. 4. 1971	322 ± 17	
	Möderbach/Arzberg, MB	
30. 4. 1971	318 ± 17	
	Raab/Arzberg, RB	
30. 4. 1971	287 ± 15	
	Toberbach/ob Tober-Quelle, TB	
30. 4. 1971	305 ± 16	
	Toberbach/nach Tober-Quelle, TB	
30. 4. 1971	301 ± 16	
	Ehrenbauer/Rechberg Nr. 2, EbQ	
30. 4. 1971	320 ± 17	
	Rechberg Kg. Nr. 3, RQ	
30. 4. 1971	270 ± 14	
	Haselgraben, HQ	
9. 5. 1971	288 ± 15	
	Eibental, EQ	
9. 5. 1971	244 ± 13	
	Maierbauer Nr. 6, MQ	
9. 5. 1971	435 ± 22	
	Karner-Süd Nr. 4, K-SQ	
20. 6. 1971	473 ± 24	
	Hinterleiten Nr. 5, HiQ	
20. 6. 1971	296 ± 15	

Aus den acht Meßergebnissen ergibt sich für den Passailer Austritt ein mittlerer Tritium-Wert von 352 T. U. und $-64,4\%$ als Mittelwert der Deuterium-Werte. Die Berechnung des δD -Wertes für die mittlere Höhe seines Einzugsgebietes (640 m) ergaben $-61,5\%$.

Da eine vollständige Meßreihe über ein Jahr aussteht, sind die Werte, solange sie nicht eindeutig einem Ereignis zugeschrieben werden können, nur in Verbindung mit anderen Isotopen-Messungen an benachbarten Quellen zu interpretieren.

Als eine eindeutig erkennbare Auswirkung eines Ereignisses kann aus den wenigen Meßwerten die Schneeschmelze und die Infiltration von rezenten, tritiumärmeren Niederschlägen entnommen werden. Durch diese Infiltration gleicht sich der 3H -Pegel der Quelle bis zum April dem 3H -Gang des Niederschlages an und steigt ab April parallel mit letzterem steil an.

So wie bei den beiden anderen Tertiär-Quellen (Hart-Quelle und Gaasbach-Quelle) wurde auch bei dieser Quelle im Februar ein D-Pegel um -60% gemessen, ein Hinweis auf eine herbstliche Infiltration. Mit der Schneeschmelze und den Frühjahrsniederschlägen fallen die δD -Werte bis auf $-66,6\%$ ab. Diese δD -Werte widerspiegeln den Temperatureffekt bzw. Höheneffekt. Sie sind wahrscheinlich auf Wasser vom NW-Hang des Hundsberges (741 m) oder auf eine Verbindung mit dem Grundwasser der Raab, vielleicht sogar auf eine Mischung beider Komponenten, zurückzuführen.

Da eine Infiltrationsrate in Ermangelung der Einzugsfläche und mit ihr die Umsatzrate nicht abzuschätzen ist und eine Jahresmeßreihe fehlt, kann eine MVZ nur im Vergleich mit den übrigen Quellen geschätzt werden. Der Mittelwert des Passailer-Austrittes liegt nach dieser Schätzung zwischen jenem der Gaasbach-Quelle und jenem der Tober-Quelle. Es ist mit einer MVZ von etwa 4 bis 5 Jahren zu rechnen (vgl. Fig. 11).

Zuletzt zeigt Fig. 12 die Verteilung und Konzentration der 3H -Meßergebnisse dieser fünf besprochenen Quellen. Da die Austritte für das Untersuchungsgebiet als typisch bezeichnet werden können, vermitteln die gemessenen 3H -Werte sowohl die Schwankungsbreite der einzelnen Quellenbereiche als auch die Extreme der verschiedenen Verweildauer der Wässer im Untergrund. Für das Jahr 1970 lag das gewogene Mittel der Tritiumkonzentration in den Niederschlägen bei 188 T. U., für 1969 bei 236 T. U. (Niederschlag der Hohen Warte, Wien). Es liegen demnach die Meßergebnisse der Hart-Quelle unter, die der übrigen Quellen über diesen Mittelwerten. Jene Quellen, deren 3H -Gehalte über den Mittelwerten der Niederschläge liegen, müssen den Großteil ihrer Wässer aus Niederschlägen seit 1963 bezogen haben, während die Hart-Quelle mit durchschnittlich 100 T. U. sogar Wässer aus den fünfziger Jahren abführt. Wie weiters aus der Fig. 12 ersichtlich ist, würde eine Mischung der Wässer dieser Quel-

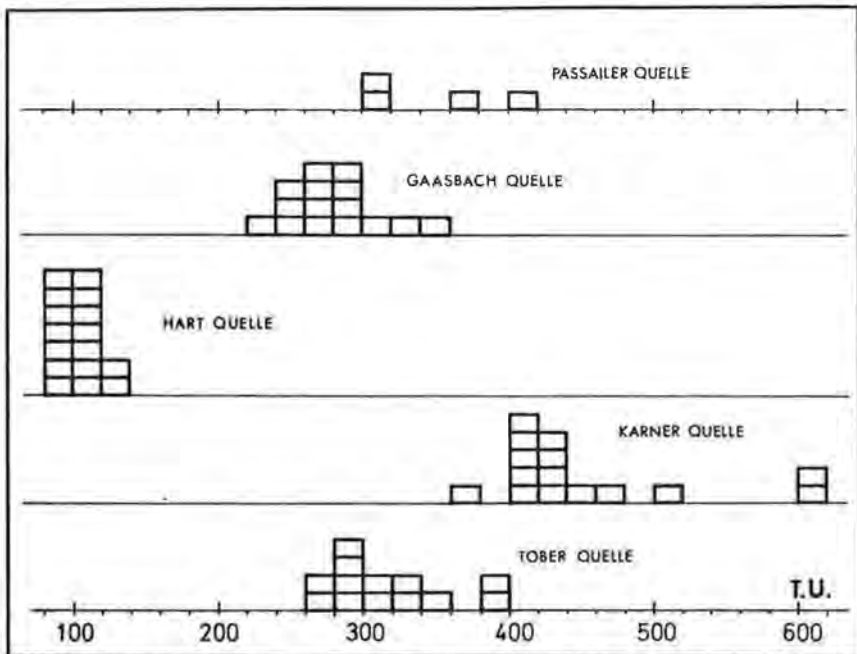


Fig. 11: Häufigkeitsdiagramm der Tritiumwerte. Jedes Rechteck drückt einen Meßwert aus.

len einen durchschnittlichen ^3H -Gehalt von ca. 300 T. U. haben. Bei einer ganzjährigen Infiltration der Niederschläge und einer Umsatzrate von ca. 30% würde dieser Wert unter Anwendung des Exponentialmodells eine mittlere Verweildauer von ca. 4 Jahren ergeben.

2. 4. Versuch einer Interpretation an einmaligen Isotopen-Meßergebnissen von weiteren Quell- und Oberflächengewässern und deren Einordnung in die Ganglinien der über Jahresfrist gemessenen Quellen

Am Ende der 14monatigen Meßreihe an vier ausgewählten Quellen (Fig. 12, 13) wurde zur Zeit eines NQ aus weiteren Quellen und auch aus Oberflächengewässern Proben gezogen (vgl. Fig. 2). Die Meßwerte zeigt Tab. 9.

Die Proben aus den Oberflächenwässern Weizbach, Raab und Morderbach wurden vor dem Eintritt in die Weiz- bzw. Raabklamm gezogen, also an jenen Stellen, von wo aus noch eine gute Übersicht über ihr Einzugsgebiet gegeben ist. Obwohl die drei Meßergebnisse keine sehr großen Unterschiede in ihren ^3H -Werten aufweisen, ist es dennoch im Vergleich mit jenen Quellen, die einer mehrmaligen und

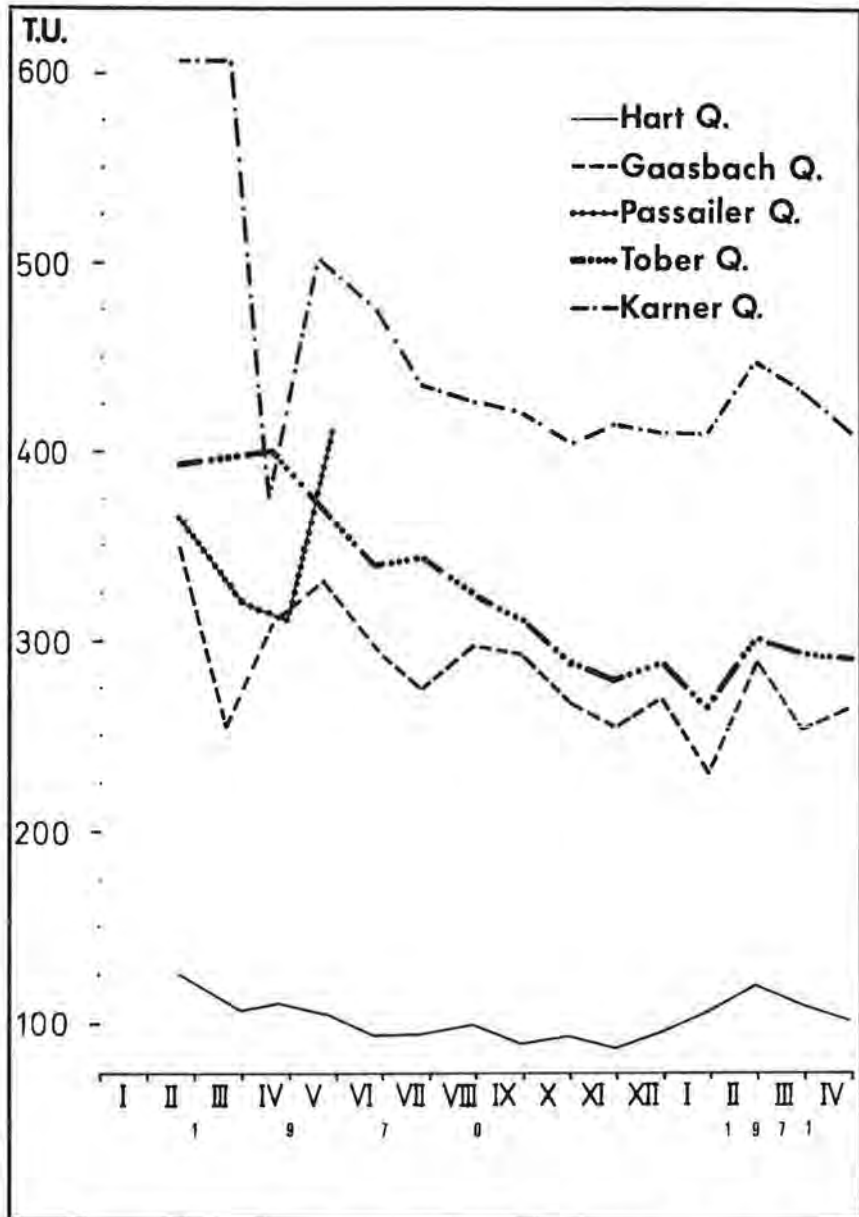


Fig. 12: Die Ganglinien des Tritiumgehaltes der Wässer der Hart-, Gaasbach-, Passailer, Tober- und Karner-Quelle.

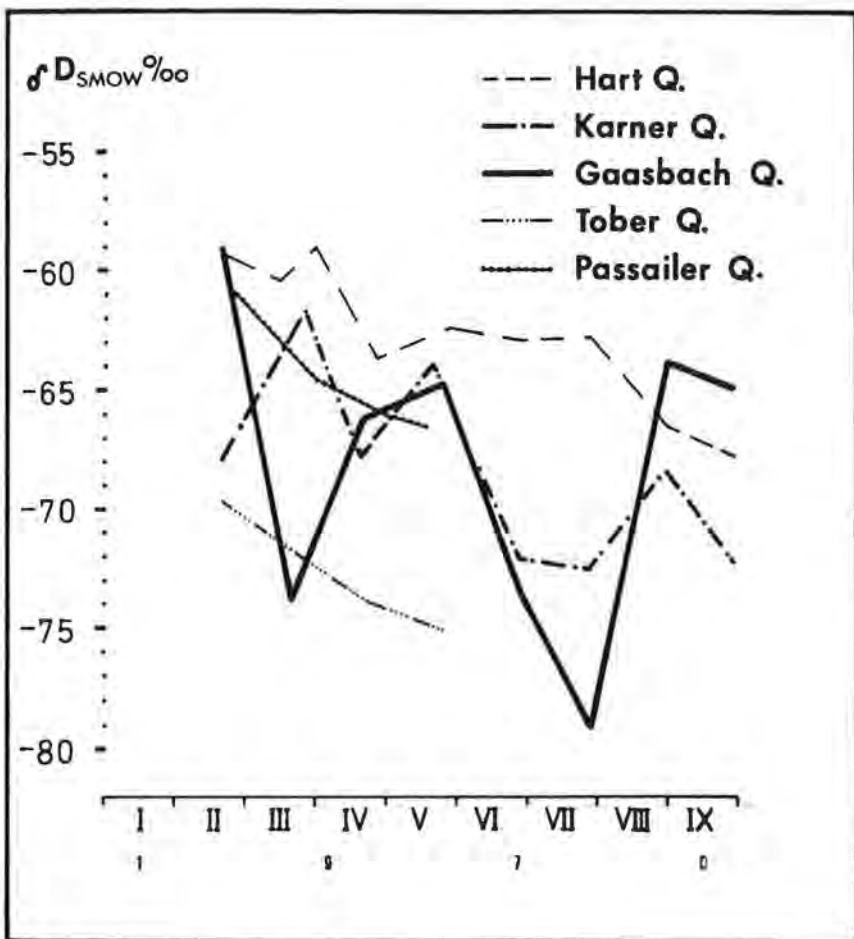


Fig.13: Die Ganglinien des Deuteriumgehaltes der Wässer der Hart-, Gaasbach-, Passailer, Tober- und Karner-Quelle.

einer einmaligen Messung unterzogen wurden, möglich, eine Aussage über den Wasserhaushalt der einzelnen Einzugsgebiete und somit des gesamten Raumes zu versuchen.

Schon bei der Besprechung von Fig. 11 wurde darauf hingewiesen, daß der durchschnittliche ^3H -Gehalt aller über das Jahr beobachteten Quellen ca. bei 300 T. U. liegt. Da diese Quellwässer aus Einzugsgebieten kommen, die für den Untersuchungsraum als repräsentativ angesehen werden können, müßte dieser Mittelwert auch für das NQ (d. h. den Trockenwetterabfluß) jener Oberflächengewässer gelten, die den

Untersuchungsbereich entwässern. Zieht man das Mittel aus dem Weiz-, Moder- und Raabbachwert (322, 318, 287 T. U.), so trifft dies auch tatsächlich zu.

Bei einer eingehenden Betrachtung von Fig. 14 fällt neben der Gleichheit der ^3H -Werte von Moder- und Weizbach auch der ähnliche geologische Aufbau ihrer Einzugsgebiete auf. Im Gegensatz dazu steht der niedrigere ^3H -Wert der Raab und der andersgeartete geologische Aufbau ihres Einzugsgebietes. Während der Moder- und Weizbach vor allem Areale der Ton- und Kalkschiefer-Fazies entwässern, dient die Raab hauptsächlich der Dolomit-Sandstein-Folge als Vorfluter.

Die Abflüsse aus den Tonschiefern und Metadiabasen im Einzugsgebiet der Raab dürften allerdings den ^3H -Wert der Raab-Proben etwas erhöhen. Der annähernd richtige Wert mag ungefähr bei 250 ± 20 T. U. liegen. Für alle drei Einzugsgebiete (Weizbach, Raab, Moderbach) sind die Areale des Schöckelkalkes, Quarzites und des Tertiärs von unbedeutendem Einfluß, da ihr Abfluß einen minimalen Prozentsatz des Gesamtabflusses ausmacht.

Was sich hier für den gesammelten Trockenwetterabfluß eines Bereiches mit einer Gesteinsdominante abzeichnet, wird auch in den ^3H -Meßergebnissen für die einzelnen Quellen ersichtlich. Deutlich heben sich in Fig. 14 auf Grund ihrer ^3H -Wertunterschiede die Quellen der Kalkschiefer- bzw. Dolomit-Sandstein-Folge im Norden von den hohen Quellwerten der Tonschiefer-Fazies im Westen, um den Rechbergkogel, ab. Wurden bei den Quellwässern des Tonschieferbereiches Werte von 300 bis über 400 T. U. gemessen, so fällt der ^3H -Gehalt mit Zunahme der kalkigen Komponente im Kalkschieferbereich auf ca. 300 T. U., wie z. B. bei der Haselgraben-Quelle (HQ, 288 T. U.) oder Tober-Quelle (II, 292, T. U.). Der relativ niedrige ^3H -Wert jener Quelle, die sich von den hohen ^3H -Werten der übrigen Rechbergkogel-Quellen abhebt, kann einerseits auf eine Veränderung in der Geologie ihres Einzugsgebietes, andererseits auf oberflächen-nahe Quellwässer hinweisen.

Eine typische Quelle der Dolomit-Sandstein-Folge ist die Eibental-Quelle (EQ) mit 244 T. U. Nahe an diesen Wert kommt auch die Gaasbach-Quelle (IV) mit 266 T. U. heran. Weiß man um ihr erweitertes Einzugsgebiet, so paßt dieser Wert gut zu dem ^3H -Pegel der Dolomit-Sandstein-Entwässerung mit ca. 250 T. U.

Mit Hilfe von Fig. 12 und 13 können ergänzend dazu weitere Aussagen gemacht werden. Aus diesen Figuren wird durch die Lage und den Verlauf der Ganglinien sofort eine Gruppierung ersichtlich, die noch an Aussagekraft gewinnt, ordnet man jeder Quelle ihr Einzugsgebiet mit seinem speziellen geologischen Aufbau und ihre mittlere Einzugsgröße zu.

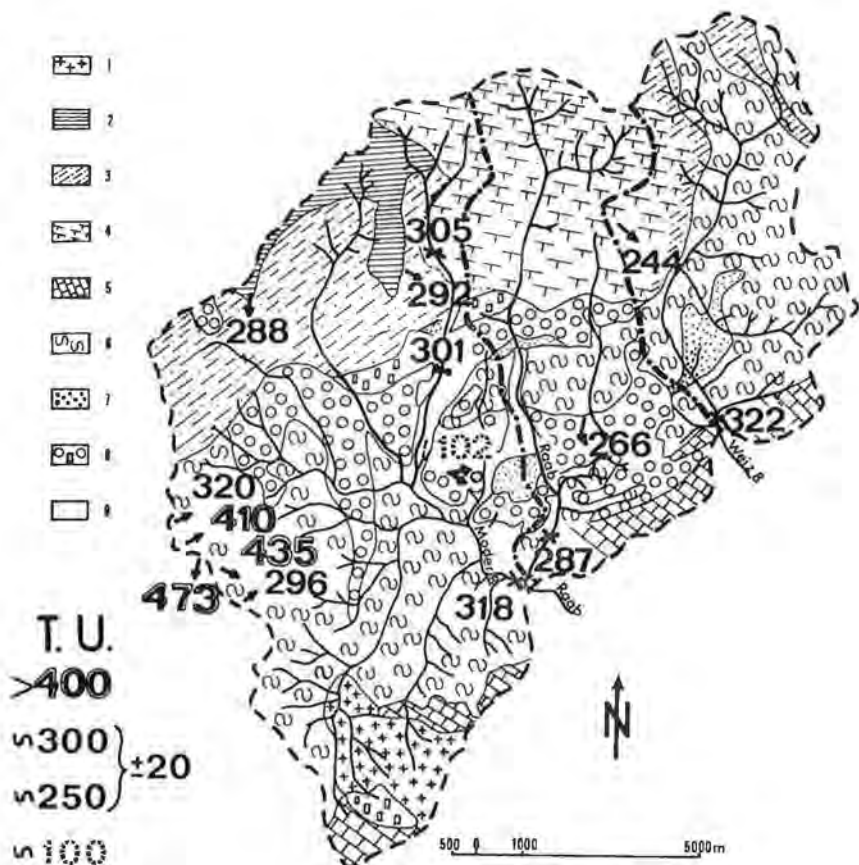


Fig. 14: Die Abhängigkeit des Speichervermögens vom geologischen Aufbau. 1 = Glimmerschiefer; 2 = Kalke des Mitteldevon; 3 = Kalkschiefer; 4 = Dolomit-Sandstein-Folge; 5 = Schöckel-, Striatoporen-Kalk; 6 = Tonschiefer, Tuffe, Metadiabase; 7 = Quarzit; 8 = Sedimente des Tertiärs; 9 = Talalluvionen.

Es wurde bereits erwähnt, daß die Gaasbach-Quelle auf Grund ihres ^3H -Gehaltes und ihres D-Verlaufes ein erweitertes Einzugsgebiet in der Dolomit-Sandstein-Folge haben muß. Bestätigt wird diese Zuordnung auch durch den Verlauf der Ganglinien der Tober- und Gaasbach-Quelle. Obwohl die Gaasbach-Quelle wie auch die Hart-Quelle im Tertiär austreten, hebt sich die Ganglinie der Hart-Quelle von den übrigen ab. Die Ganglinie der Gaasbach-Quelle verläuft hingegen beinahe parallel zur Tober-Quelle.

Auch die wenigen δD -Werte in Fig. 13 zeigen eine vergleichbare Absonderung bzw. Annäherung. Letzteres spricht für eine ähnliche

Höhe des Einzugsgebietes der Quellwässer. Das bedeutet also, daß das Gaasbach-Quellen-Reservoir die Quellwässer aus der Dolomit-Sandstein-Zone aufnimmt und abgibt und sich am Quellmund derselbe Schüttungsrhythmus widerspiegelt wie bei den typischen Quellen im Dolomit-Sandstein-Bereich.

Da die ^3H -Ganglinie der Gaasbach-Quelle die der Tober-Quelle kreuzt und immer im niedrigeren ^3H -Bereich verläuft, dürften die Infiltrationsbedingungen im Gebiet der Dolomit-Sandstein-Zone denen in der Kalkschiefer-Zone ähnlich sein, das Rückhaltevermögen des Dolomit-Sandstein-Bereiches ist jedoch geringer als das des Kalkschiefer-Areals. Deutlich abge sondert von diesen beiden mittleren Ganglinien verlaufen die der Karner- und der Hart-Quelle im hohen bzw. niedrigen ^3H -Bereich. Während alle Quellen auf die Schneeschmelze mit unterschiedlich hoher Intensität und noch verschiedenen Zeiten mit einem ^3H -Abfall und einem ausschließenden ^3H -Anstieg reagieren (1970 und 1971), ist ein Abfall der ^3H -Ganglinien über das Jahr nur bei der Karner-, Tober- und Gaasbach-Quelle zu beobachten. Das Verharren des ^3H -Ganges der Hart-Quelle in der Höhe von ca. 100 T. U., weiters das Fehlen wesentlicher Schwankungen im Ganglinienverlauf verraten eine lange Verweilzeit im Reservoir.

Die ^3H -Werte der Oberflächengewässer in Verbindung mit den ^3H -Werten der Quellaustritte führen zu folgenden Feststellungen: Da die Quellen (und auch die Raab) aus den Kalkschiefern und der Dolomit-Sandstein-Folge zur Zeit der Probenahme durchwegs ^3H -Werte unter 300 T. U., die beiden Bäche Weizbach und Moderbach jedoch ^3H -Werte über 300 T. U. zeigten, müssen die höheren ^3H -Werte aus den Abflüssen des Tonschiefer-Bereiches kommen. Für die Tonschiefer/Kalkschiefer-Areale des Weizbach-Einzugsgebietes erhält man im Zusammenhang mit dem Abflußverhältnis 1 : 4 (Dolomit-Sandstein-Folge/Kalk-Tonschiefer-Fazies) einen durchschnittlichen ^3H -Gehalt von 350 T. U. Für das Einzugsgebiet der Moder (Abflußverhältnis 1 : 5) einen durchschnittlichen ^3H -Gehalt von 325 T. U.

Nach dem Exponential-Modell ergibt sich bei einem durchschnittlichen ^3H -Gehalt von 340 T. U. und einer durchschnittlichen Umsatzrate von ca. 12% für das Tonschiefer-Areal eine MVZ von ca. neun Jahren. Für das Dolomit-Sandstein-Areal beträgt bei einem durchschnittlichen ^3H -Gehalt von 270 T. U. und einer angenommenen durchschnittlichen Umsatzrate von ca. 30% die MVZ etwa 3 bis 4 Jahre, für den Kalkschiefer-Bereich bei einer Umsatzrate von 20% und einem ^3H -Gehalt von durchschnittlich ca. 300 T. U. eine MVZ von ca. fünf Jahren.

Da die Tonschiefer etwa $\frac{1}{3}$ des Gesamtareals bedecken, ist diese Fähigkeit des Rückhaltes in bezug auf das Abflußregime und die Wasserversorgung ein äußerst wichtiges Kriterium.

Trotz der meist sehr geringen Schüttung ihrer Quellen können durch die Speicherfähigkeit (besonders wegen ihrer oft mächtigen Ver-

witterungsschwarte) große Schwankungen des Grundwasserabflusses aufgefangen werden.

Mit zunehmendem Anteil an Kalkarealen nimmt die Umsatzrate zu und die Fähigkeit des Rückhaltes ab. Die Infiltrationsrate steigt mit zunehmender Verkarstung und ist in der Dolomit-Sandstein-Folge etwa doppelt so groß wie in der Tonschiefer-Fazies. Da mit der Reinheit der Kalke auch das Volumen der Hohlräume und das hydrologische Einzugsgebiet einer Quelle um ein Mehrfaches gegenüber dem Tonschiefer-Bereich anwächst, übertrifft die Kapazität des Speichers — und damit die Ergiebigkeit der Quellen — jene des Tonschiefer-Areals bei weitem. In den Zeiten langer Zehrung sind die Quellen aus den Kalkarealen jedoch wesentlich größeren Schüttungsschwankungen unterworfen als die Tonschiefer-Quellen. Zu dieser Zeit übertrifft auch die Abflußspende des Tonschiefer-Bereiches die der Kalkschiefer/Dolomitstein-Fazies. Somit ist die Annahme, daß die Tonschiefer zu jeder Zeit die geringste Wasserführung aufweisen, im Untersuchungsgebiet nicht richtig.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen an den Quellen und Oberflächengewässern im Passailer Raum mit Hilfe der natürlichen Isotope ^{14}C , Tritium und Deuterium haben zur Klärung offener hydrologischer Fragen beigetragen. Es wurde versucht, Fragen des langfristigen unterirdischen Abflusses und der Infiltrationsrate zu klären und eine Aussage über die Höffigkeit des gesamten Passailer Raumes zu gewinnen. Zu diesen primären Problemen gesellten sich im Laufe der Ausarbeitung weitere Fragen, die zu Beginn der Untersuchung noch offenstanden, wie jene nach der exakten Abgrenzung der Quelleinzugsgebiete oder nach der Möglichkeit einer Grundwasseranreicherung durch ein Oberflächenwasser.

Durch die gleichzeitige Messung der Isotope Tritium und Deuterium sowie der Meßergebnisse von meteorologischen Vorgängen, der Schüttung und Leitfähigkeit, waren weitgehend gesicherte Aussagen möglich.

Literatur

- ANGEL, F.: Über gabbroide Kerne aus den Hochlantsch-Diabasem, Centralbl. Mineral. etc., Stuttgart 1931, S. 154—161.

- BATSCHKE, H.: Karsthydrologische Untersuchungsmethoden. *Geologica Bavarica*, München 1971, S. 132—166.
- BRINKMANN, R., K. O. MÜNNICH & J. C. VOGEL: ^{14}C -Altersbestimmung von Grundwasser. *Naturw.*, Berlin 1959, S. 10.
- CLAR, C.: Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. *Verh. geol. Reichsanst.*, Wien 1874, S. 62—65.
- CLAR, E., A. CLOSS & F. HERITSCH: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, Graz 1929, S. 3—28.
- GEYH, M. A. & J. MAIRHOFER: Der natürliche Carbon- 14 - und Tritium-Gehalt der Wässer. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 22, Graz 1970, S. 63—81.
- GILFILLAN, E. S.: The isotopic composition of sea water. *Journ. Am. Chem. Soc.*, Easton 1934, S. 406—408.
- HERITSCH, F.: Beobachtungen im Tertiär von Passail. *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, Graz 1915, S. 383—385.
- Beobachtungen im Tertiär von Passail. *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, Graz 1916, S. 110—161.
- Geologie der Steiermark. *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, Graz 1921, 224 S.
- IAEA: Isotopes in Hydrology. Vienna 1967, 738 S.
- Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Technical Reports Series No. 91, Vienna 1968, 211 S.
- Isotope Hydrology 1970. Vienna 1970, 898 S.
- JOB, C.: Die Verwendung atmosphärischen Tritiums und anderer Radionuclide zu hydrologischen Untersuchungen. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 22, Graz 1970, S. 215—230.
- JOB, C. & J. MAIRHOFER: Der Tritiumgehalt der Kalt- und Warmwässer im Gasteiner Raum. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 22, Graz 1970, S. 167—188.
- JOB, C. & J. ZÖTL: Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 21, Graz 1969, S. 51—115.
- LIBBY, W. E.: Radiocarbon Dating. 2nd ed. The University of Chicago Press., Chicago 1955.
- MAYRHOFER, J. & F. RADL: Ein Beispiel zur Feststellung von Grundwasserströmungen durch die „Ein-Loch-Methode“ und Tritiumanalysen. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 23, Graz 1971, S. 117—126.
- MOSER, H. & W. STICHLER: Die Verwendung des Deuterium- und Sauerstoff- 18 -Gehaltes bei hydrologischen Untersuchungen. *Geologica Bavarica*, München 1971, S. 7—35.
- OSCHGER, H. & U. SIEGENTHALER: Umgebungsisotope im Dienste der Hydrologie und Ausblick auf neue Methoden. Vortrag, gehalten bei der Informationstagung über „Isotopenmethoden in der Hydrologie“, München 1971, 36 S.
- PENECKE, K. A.: Vom Hochlantsch. *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, Graz 1889, S. 17 bis 28.
- Das Grazer Devon. *Jahrb. geol. Reichsanst.*, Wien 1894, S. 567—616.
- RAUERT, W.: Über Messungen von Tritium und Kohlenstoff- 14 bei hydrologischen Untersuchungen. *Geologica Bavarica*, München 1971, S. 34—74.
- SCHOTTERER, U.: Bericht über methodische Arbeiten zur Ermittlung von Verdunstungswerten im Neusiedlerseegebiet. BVFA, A. Nr. 2241/879-FF, Wien 1970, 56 S.
- VOGEL, J. C. & D. EHALT: The use of carbon isotopes in groundwater studies. *Radioisotopes in Hydrology*, IAEA, Wien 1963, S. 383—396.
- ZIMMERMANN, U. & J. ZÖTL: Deuterium- und Sauerstoff- 18 -Gehalt von Gasteiner Thermal- und Kaltwässern. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 23, Graz 1971, S. 127—132.
- ZÖTL, J.: Fossile Großformen im ostalpinen Karst. *Erdkunde*, XVIII, 2, Bonn 1964, S. 142—145.

Résumé

Les recherches sur les sources et les eaux de surface dans la région du Passail au moyen des isotopes naturelles ^{14}C , Tritium et Deuterium, ont apporté une réponse décisive hydrologique. Tout d'abord le problème de l'évaluation de l'écoulement souterrain a long terme et la définition de la capacité d'emmagasinement de toute la région du Passail.

A côté de ces problèmes de l'ère primaire, d'autres questions, inconnues au début, se sont posées au cours de nos travaux. Par exemple la délimitation exacte de l'aire d'alimentation des sources, ou encore l'augmentation des eaux souterraines par l'infiltration des eaux de surface.

Par la mesure avec les isotopes, le Tritium et le Deuterium, et en même temps avec les résultats des enregistrements des états météorologiques, de débit et de conductibilité, on a pu tirer des conclusions très valables.

Anschrift des Verfassers: Dr. Peter HACKER,
Auerspergasse 12, A-8010 Graz.