

Beitrag zur Kenntnis der Thermalwässer von Warmbad Villach

Von H. ZOJER (Graz)

Inhalt:	Seite
1. Die naturräumlichen Verhältnisse	153
1.1. Der geologische Rahmen	153
1.2. Die Thermalwasseraustritte	155
2. Das Grundwasser zwischen Warmbad Villach und der Gail	157
2.1. Das Pegelnetz	157
2.2. Die Grundwasserbewegung	158
2.3. Die Temperatur des Grundwassers	159
3. Die chemisch-physikalischen Parameter der Quellwässer	161
3.1. Die Ionenverteilung	161
3.2. Isotopenmessungen	164
4. Die Anwendung von Geothermometern zur Berechnung von Primärtempe- raturen im Untergrund	167
4.1. Methodische Voraussetzungen	167
4.2. Geothermometerberechnungen für den Thermalwasserkörper von Warmbad Villach	167
Zusammenfassung	168
Literatur	169
Summary	170

1. Die naturräumlichen Verhältnisse

1.1. Der geologische Rahmen*

Die Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse im weiteren Bereich von Warmbad Villach erfolgte unter Verwendung der Unterlagen von J. STINY (1937), N. ANDERLE et al. (1972), H. HOLLER (1976) und F. KAHLER (1978a, b).

Der Großraum von Villach stellt gegenüber seiner Umrahmung ein Senkungsfeld dar. Den Hauptteil der Basis dürften kristalline Gesteine aufbauen, die nördlich von Villach bei den Vassacher Seen obertägig aufgeschlossen sind. Die westliche Begrenzung des Beckens durch die Triasgesteine des Drauzuges ist wohl erwiesen, die genaue Lage der Triasgesteine in der Tiefe aber nicht bekannt.

* Die in den Figuren nicht vorkommenden Eigennamen sind der Österreichischen Karte, Blatt 200 (Arnoldstein) und Blatt 201 (Villach), zu entnehmen.

Tektonisch wird das Gebiet um Villach durch drei große Störungslinien geprägt: Die Gegendstörung, die Drautallinie und die Gailtalstörung. Besonders die beiden letzteren haben im Westraum von Villach eine Reihe von sekundär-parallelen Störungen bewirkt, die zweifellos die unterirdische Entwässerung des Dobratschmassivs mitbestimmen.

Die Basis des Dobratsch bilden an seiner Westseite die unterkarbonen Schiefer von Nötsch. Sie werden von Permoskythsandsteinen bzw. -konglomeraten und in weiterer Folge von Werfener Schichten überlagert, die jedoch an der Ost- und Südostseite der Villacher Alpen nicht oberflächlich ausstreichen. Die tiefste Einheit sind hier westlich des Gailknies anstehende Gutensteiner Kalke, die durch ihr Nordeinfallen zur Basis des Villacher Senkungsfeldes hin gerichtet sind. Ihre Hochlage am Südrand der Graschelitzen bewirkt hier auch ein Ansteigen der Grenze zu den hangenden Wettersteinkalken. Diese Karbonatgesteine der Trias bauen in einer mächtigen Folge die Ostabdachung des Dobratsch auf. Sie fallen im N bei Pogöriach steil nach N ein, während weiter im S, im Bereich des Pungart und Gräflach, ihre Schichtflächen etwas flacher gegen NE und manchmal auch gegen E geneigt sind. Die tieferen Lagen der Wettersteinkalke zeigen öfters auch einen dolomitischen Habitus.

Der großen Gailtalstörung, den Dobratsch-Südabfall bestimmend und weiter im E zum Paaker See weisend, folgt im N parallel der Bleiberger Bruch. Dazwischen können eine Reihe weiterer paralleler tektonischer Linien verfolgt werden, wie etwa nördlich der Graschelitzen, oder solche, die im weiteren Bereich von Warmbad Villach die Anlage nach W führender Furchen bestimmen. Der Ostabfall des Dobratsch wird durch mehrere N-S-Störungen zerlegt, was sich in einer morphologischen Abstufung der Oberfläche gegen das Villacher Becken hin äußert. Örtlich können diese Störungen geringe Richtungsabweichungen aufweisen, wie etwa die Anlage Federaum-Warmbad, die die Graschelitzen vom Hauptmassiv des Dobratsch abschneidet. Von besonderer Bedeutung ist in diesem Bereich eine SE-NW gerichtete tektonische Linie. An ihr liegen die Thermalwasseraustritte von Warmbad Villach, und sie bewirkt das endgültige Abtauchen der Triasgesteine unter die jungen Anlandungen des Villacher Beckens.

Im N des Untersuchungsgebietes, im Quellgraben des Hungerbaches, sind jungtertiäre Schichten obertägig aufgeschlossen. Sie bestehen aus zum Teil verkitteten Rotlehmen. Diese im allgemeinen inhomogenen Lockersedimente wurden 1977 durch vier Bohrungen südsüdöstlich des Warmbader Kurbezirkes unter quartären Gailablagerungen angefahren und beweisen, daß die ehemalige Erosionsbasis mindestens 45 m unter der heutigen Oberfläche gelegen sein muß.

Über den Rotlehmschichten in der Gailniederung lagern junge Kiese und Sande. Relikte der pleistozänen Verschüttung sind unter anderem die Schotterterrasse der Napoleonwiese und der Schießstätte. Sie überdeckt hier die Triaskalke, die mit ihren beachtlichen Reliefunterschieden örtlich am Terrassenabfall anstehen. Die Karbonatgesteine grenzen an der oben erwähnten Störung direkt an die rezenten Schotter der Gail und weiter in der Tiefe an die jungtertiären Ablagerungen.

Um die Felsoberfläche unter den Lockergesteinsablagerungen zu verfolgen, begann F. WEBER (1973) mit der Aufnahme dreier seismischer Profile im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. H. JANSCHKE setzte diese Messungen in den Jahren 1974 und 1976 südlich anschließend fort.

Die den Talboden der Gail bis zu 25 m überragende Terrassenflur der Napoleonwiese und Schießstätte wird in ihrem nördlichen Teil im Hangenden von etwa 20 m mächtigen Lockersedimenten (Kiesen und Sanden) aufgebaut. Ihre Basis, die Wettersteinkalke, fällt hier gegen W ein, wobei H. JANSCHKE einen oberflächennahen Zusammenhang zwischen den Austritten des Maibachls und der Warmbader Quellen

ausschließt. Durch die seismischen Messungen wurde auch die Lage des markanten Ostrandabbruches nordwestlich des Hallenbades exakt erfaßt, knapp östlich davon muß der Felsuntergrund bereits in mindestens 80 m Tiefe verlaufen. So erreicht auch eine Bohrung unmittelbar am Ausgang des Steinbruchgrabens, die bis 477 m Seehöhe abgeteuft wurde, nicht das Festgestein.

Im südlichen Teil der Napoleonwiese, wo die Kalkobergrenze deutlich nach S abfällt, wurde eine Überlagerung durch Lockersedimente von ca. 45 m errechnet. Somit taucht hier das Festgestein bereits unter die heutige Talflur der Gail ab.

Als sehr aussagekräftig muß der Versuch von H. JANSCHKE gewertet werden, den aufgrund der seismischen Messungen ermittelten Verlauf der Felsoberkante in Linten absoluter Höhe darzustellen. Sehr deutlich kommt dabei der durch die Bruchstörung bedingte Steilabfall an der Ostkante des Dobratschmassivs zur Geltung, ebenso die allgemeine Verflachung der Felsoberfläche im Südteil der Napoleonwiese gegen das Zillerbad hin, während im N die Wettersteinkalke wohl etwas zu abrupt und zu tief abtauchen, um durch die seismischen Profile erfaßt zu werden. Somit ergibt sich gegen NE, gegen das Zentrum des Villacher Beckens hin, eine beachtliche Einsenkung der Basis.

1.2. Die Thermalwasseraustritte

Die heute gefaßten Thermalquellen im Kurbereich (Fig. 1) liegen vom Hallenbad des Warmbader Hofes ausgehend entlang der Kadischen Allee in einer Linie nach S. Bei einer Gesamtschüttung von 30–200 l/s liegt die Temperatur etwa zwischen 24 und 29° C.

Direkt am Boden des Kurbeckens tritt die **Hallenbadquelle** aus. Sie entspringt nicht punktförmig, sondern aus einer Sandüberlagerung, obwohl auch hier bevorzugte Aufströmungsbereiche festzustellen sind. Allerdings kann die Lockersedimentüberlagerung nicht bedeutend sein, zumal die bergseitige Wand des Hallenbades auf Festgestein gegründet wurde. In diesem Bereich entspringt auch die sogenannte **Außenquelle** aus einer minimal mächtigen sandigen Deckschicht. Auch sie wird dem Hallenbad zugeleitet. Die mittlere Schüttung beider Austritte dürfte zwischen 50 und 80 l/s liegen, extreme Schwankungen (nach F. KAHLER) zwischen 10 und 120 l/s. Die Wassertemperatur beider Quellen schwankt zwischen 28 und 29° C.

Die **Freibadquelle** entspringt direkt aus dem Wettersteinkalk. Sie wird durch einen Schacht erschlossen, an dessen Basis sich Sand abgelagert hat. Auffallend sind hier die etwas größeren Temperaturunterschiede, die etwa bei 2° C liegen (25–27° C). Sie weisen auf eine geringfügige Beimengung von in unmittelbarer Nähe versickertem Niederschlagswasser hin. Die Minimalschüttung der Quelle liegt unter 10 l/s, der Maximalwert über 50 l/s.

Nur wenige Meter weiter südlich liegt die gefaßte **Neue Quelle**. Sie entspringt aus einer steil in die Tiefe abtauchenden Felsscholle. Ihre Schüttung ist mit 3 l/s relativ gering, die Temperatur mit 24,3–25,1° C niedriger als bei den vorher angegebenen.

Durch einen Schacht aufgeschlossen ist die **Zillerbadquelle**. Auch sie tritt direkt aus dem Fels aus, der hier neben dem steilen Abtauchen gegen E in seiner Oberfläche auch – wie die seismischen Messungen gezeigt haben – leicht nach S einfällt. Die Schüttung dieser Quelle im Literbereich ist gering, die Temperatur mit wenigen Zehntelgraden unter 26° C nur geringen Schwankungen unterworfen.

Die südlichste der dauernd fließenden Thermalquellen ist die **Tschamerquelle**, die in einem im Feinsand errichteten Schacht gefaßt ist. Zwar wurden die Wettersteinkalke nicht erreicht, doch ist der Quellaustritt sicher – wie die anderen auch – an die N-S-Störung gebunden, die jedoch durch das Einfallen der Kalke unter der Napo-

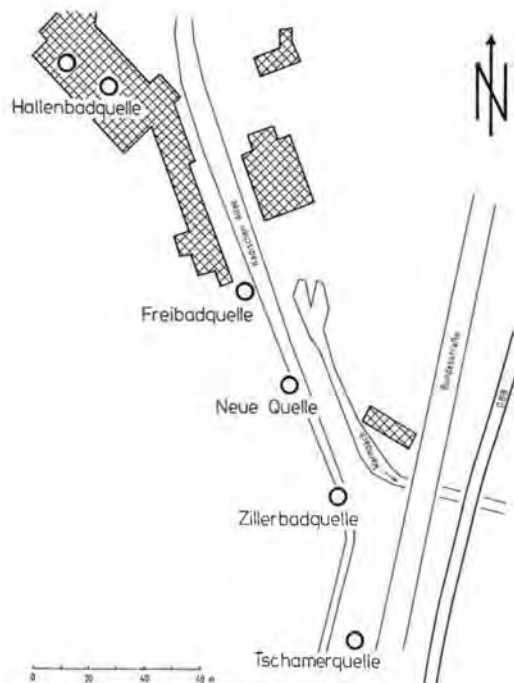


Fig. 1: Die Lage der gefaßten Thermalquellen von Warmbad Villach.

leonwiese nach S an der Oberfläche nicht mehr sichtbar ist. Die Quelle schüttet 3–5 l/s, ihre Temperatur schwankt zwischen 24,8 und 26 ° C.

Neben diesen gefaßten Austritten sind noch die episodisch fließenden Gerinne der Waltherhofquelle und der Parklöcher zu erwähnen.

Die Nordbegrenzung der Napoleonwiese und Schießstätte bildet der Steinbruchgraben, wo episodisch warme Quellen – in den Randlagen auch kalte – austreten und als sogenanntes **Maibachl** abfließen. Sie wurden erstmals von J. STINY (1937) aufgenommen. Er kartierte über 40 Austritte und unterzog ausgewählte von ihnen in der ersten Aprilhälfte 1936 einer Dauerbeobachtung von Temperatur und Schüttung. Die Quellen springen auf die Schneeschmelze und auf heftige Niederschläge an und erreichen zusammen eine Schüttung von über 450 l/s, wobei die Temperatur bei einigen Austritten 28 ° C übersteigen kann. Die wärmsten und gleichzeitig mengenmäßig stärksten Zutritte liegen im Bereich der beiden Quelltümpel. Anlässlich einer Begehung am 25. April 1979 wurde hier eine maximale Temperatur von 27,6 ° C gemessen. Gegen W hin, hohlwegaufwärts, werden die Wasserzutritte immer kälter. An der obersten sichtbaren Quelle ergab eine Temperaturmessung am selben Tag 23,9 ° C. Neben kleinen warmen Zutritten unterhalb der Quelltümpel entspringt unmittelbar

daneben eine kalte Quelle (Temperatur am 25. April 1979: 14,9° C), die einen Einblick in das differenzierte Entwässerungssystem dieses Raumes vermittelt.

Sehr selten ist der **Hungerbach** aktiv, der weiter im N aus konglomeratischen Schichten entspringt. Er kann kurzfristig eine Schüttung von knapp 100 l/s erreichen. Die stark schwankende Temperatur (20–27° C) geht mit den Fluktuationen der Schüttung einher.

2. Das Grundwasser zwischen Warmbad Villach und der Gail

Östlich der Graschitzen verändert die Gail ihren vom Ursprung an W-E gerichteten Lauf und wendet sich nach N, um sodann nach wenigen Kilometern in die Drau zu münden. Die Enge von Müllnern bringt daher auch für das seichtliegende Grundwasser eine Änderung der äußeren Bedingungen, zumal der tektonisch vorgeprägte Talverlauf nach E über den Faaker See in das Rosental gerichtet ist. Es besteht daher ein berechtigter Grund zur Annahme, daß nur wenig flußparalleles Grundwasser durch die Enge von Müllnern nach N fließt, und das unterirdisch in den jungen Sedimenten gespeicherte Wasser zwischen Warmbad Villach und der Gail hauptsächlich von den Ostausläufern des Dobratsch stammen muß.

2.1. Das Pegelnetz

Der Hydrographische Dienst für Kärnten hat schon vor etlichen Jahren ein Grundwasserbeobachtungsnetz im Gebiet zwischen Warmbad Villach und der Gail eingerichtet, wobei der Spiegel und die Temperatur des Grundwassers gemessen werden. Fig. 2 stellt einen Lageplan der Beobachtungsstellen dar. Diese Abbildung

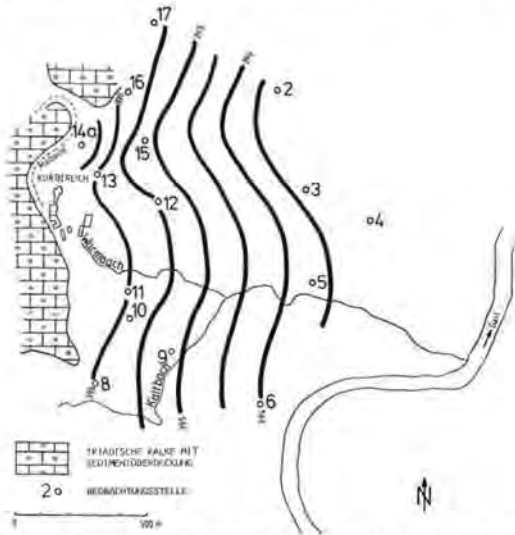


Fig. 2: Grundwasserisohypsenplan (in m Sh) zur Zeit eines Hochstandes (4. September 1966).

enthält auch den Verlauf des Ostrandes der Wettersteinkalke im Bereich der Kurzone, um die Lage der Quellaustritte (s. Fig. 1) räumlich zu den Beobachtungspunkten des Grundwassers in Beziehung zu setzen, deren westlichste Aufschlüsse die Bohrungen 13 und 14a sind. Weiter im E liegen auf einer annähernd N-S-verlaufenden Linie die Bohrungen 9, 10, 11, 12 und 15, während die östlichsten Sonden (Nr. 3, 4, 5 und 6) in der Nähe der Gail abgeteuft wurden.

2.2. Die Grundwasserbewegung

Aus dem 10jährigen Beobachtungszeitraum 1965–1974 des Grundwasserstandes lassen sich sowohl markante Maxima als auch Minima herauschälen. So wurde als **Grundwasserhochstand** der 4. September 1966 gewählt (Fig. 2). In dieser Zeit führte der Kaltbach Hochwasser, und auch das Maibachl sowie der Hungerbach wiesen beachtliche Schüttungen auf. Das Grundwasser floß generell nach E zur Gail ab und dies ohne eine besondere Differenzierung der Grundwassergleichen in ihrem N-S-Verlauf. Dies dokumentiert sich in einem einheitlichen Gefälle des Grundwassers von knapp 3‰ nach E, wo die Gail die Vorflut bildet.

Diesem Maximum wurde mit dem 2. Februar 1971 ein **Grundwassertiefstand** gegenübergestellt (Fig. 3), wobei sich bei diesem Stand eine stark unterschiedliche Grundwasserbewegung einstellte. Zu jener Zeit führte der Kaltbach kaum Wasser, weiter im N flossen nur die Warmbader Thermalquellen oberflächlich ab. Diese Situation widerspiegelt sich auch im Verlauf der Grundwasserisohypsen. So erfolgt vom Abfluß des Warmbaches ausgehend eine Anreicherung des Grundwasserfeldes, die sich gegen E merklich verringert. Eine Wasserabgabe vom Warmbach führt vornehmlich nach NE, was durch das Trockenfallen des Maibachls verursacht wird, so

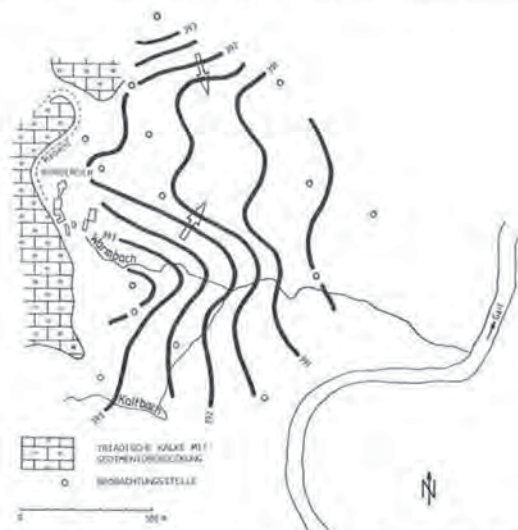


Fig. 3: Grundwasserisohypsenplan (in m Sh) zur Zeit eines Tiefstandes (2. Februar 1971).

daß sich ein Grundwasserspiegelunterschied zwischen dem Beginn des Warmbaches und dem Austritt des Steinbruchgrabens in das Gailtal von fast 2 m ergibt. Weiters erhält dieser östlich der Bohrung 14a vom unmittelbaren Hinterland im W kaum angereicherte Grundwasserbereich – durch ein äußerst geringes Grundwassergefälle gekennzeichnet – einen Zustrom auch von N.

Die Ursache des bei Niederwasserstand besonders in der Nähe des Kontaktes zum Karbonatgestein unterschiedlichen Zustromes liegt in der Herkunft des Grundwassers. So wird das Thermalwasser unmittelbar am Ostrand der Wettersteinkalke hochgedrückt, und ein Teil (der andere tritt in Form der Thermalquellen aus) gelangt so von hier in die obersten, besser wasseraufnahmefähigen Grundwasserschichten, um dann nach E abzufließen. Dieses Strömungsbild muß sich auch auf die thermische Beschaffenheit des Grundwassers auswirken. Es müßte sich daher – vereinfacht ausgedrückt – im Grundwasser ein nahezu **horizontaler Wärmetransport** von W nach E einstellen, der eine Thermalwassererschließung im Grundwasserfeld westlich der Gail praktisch ausschließt.

2.3. Die Temperatur des Grundwassers

Neben den Schwankungen des Grundwasserspiegels – sowohl zeitlich als auch räumlich – gibt vor allem die Grundwassertemperatur Aufschluß über hydrothermale Prozesse im Aquifer. Dies vor allem deshalb, weil im Laufe eines Jahres unterschiedliche Wassermengen mit unterschiedlicher Temperatur von Warmbad Villach nach E strömen. Relativ konstant dürfte jene Wassermenge und Temperatur sein, die direkt im Warmbader Quellbezirk in den Grundwasserkörper eindringt, im Gegensatz zum S (Kaltbachgraben) und N (Steinbruchgraben), wo starke Schwankungen aller hydrologischen Parameter auftreten. So ist als Vergleich in Fig. 4 der Temperaturgang des Grundwassers (in Monatsmitteln) bei den Pegeln 12, 15, 14a und 4 in den Jahren 1973 und 1974 dargestellt. Die Bohrung Nr. 12 (vgl. Fig. 2) liegt im direkten Abströmungsbereich der Grundwasseranreicherung aus der Kontaktzone zu den Wettersteinkalken, während das Überwasser der Quellen als Warmbach weiter im S abgeführt wird. Knapp südlich des Steinbruchgrabenausganges ist die Bohrung 14a situiert, während die Temperatur der Bohrung 4 den Jahresgang des Grundwassers im östlichen und südöstlichen Grundwasserfeld repräsentiert, der nicht mehr unmittelbar mit den Thermen zusammenhängt.

Die höchste Temperatur stellt sich erwartungsgemäß im Bohrloch 12 ein, wo sie im Hochsommer der beiden beobachteten Jahre auf etwa 23° C anstieg. Bemerkenswert ist bei dieser Sonde eine zweite Temperaturspitze im Mai, die wohl auf das Herausdrücken eines Warmwasserpolsters im Zuge der Schneeschmelze zurückzuführen ist. Der Temperaturabfall im Winter läßt sich aus der Abkühlung im oberflächennahen Bereich und möglicherweise durch eine geringere Anreicherungsrate von Warmwasser erklären. Die Bohrung 4 weist nur mehr einen geringen Einfluß thermaler Zuströme auf. Sie gibt stark gedämpft und leicht verzögert den Jahresgang der Bohrung 12 wieder.

Die Temperaturspitze bei der Bohrung 14a fällt jeweils in den Herbst. Dabei fällt auf, was schon aus den Aufzeichnungen von E. REMY (1973) hervorgeht, daß ein erhöhter Abfluß des Maibachs erst stark verzögert zu einem Anstieg der Grundwassertemperatur bei der Sonde 14a führt. Die **Temperaturspitze** fällt zeitlich **nicht** mit einem **Hochstand** des Grundwasserspiegels (aus einer Anreicherung aus dem Steinbruchgraben) zusammen. Eine – allerdings eher unwahrscheinliche – Erklärung dafür wäre, daß durch das Austreten der Maibachquellen ein Kaltwasserpolster nach E gedrängt wird und erst stark verzögert die Temperatur bei der Bohrung 14a ansteigt.

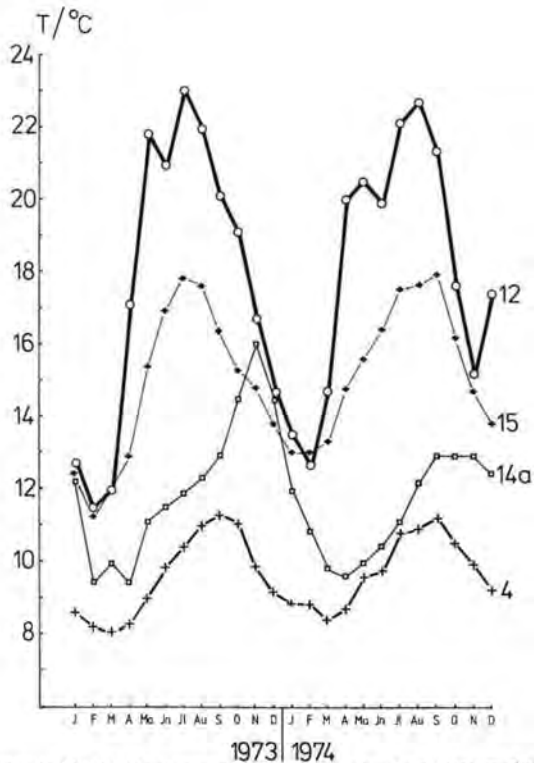


Fig. 4: Monatsmittel 1973/74 der Temperatur bei ausgewählten Grundwassermeßstationen zwischen Warmbad Villach und der Gail (Lage s. Fig. 2).

Die zweite Möglichkeit äußert sich in einem parallel mit der Aktivierung der Warmwasseraustritte des Maibachls verlaufenden Kaltwasserstrom aus dem Steinbruchgraben. So ist der **Einfluß des Warmwassers im Frühjahr** auf diesen Teil des Aquifers nur von **geringer Bedeutung**, da die Schneeschmelze (= Aktivierung des Maibachls) nur durch einen leichten Knick (Mai 1973) in der ansteigenden Kurve erkennbar ist, während das Temperaturmaximum im November mit den heftigen Niederschlägen Ende September zusammenhängen dürfte. Gleichzeitig mit diesem Schluß zeichnet sich auch ein Modell der Warmwasserübersprünge des Maibachls zur Zeit der Schneeschmelze ab. Durch den Kaltwasserpolster aus infiltriertem Schmelzwasser der Villacher Alpe wird in bevorzugten Aufstiegsbahnen **Warmwasser emporgedrückt** und fließt als Maibachl ab. **Gleichzeitig** strömt seitlich auch **Kaltwasser** nach SE in das Gailtal ab (kleine Kaltwasseraustritte im Steinbruchgraben!) und verhindert so z. B. einen deutlichen Temperaturanstieg bei der Bohrung 14a, zumal das Oberflächenwasser des Maibachls nach S in den Kurbereich abgelei-

tet wird. Auf der anderen Seite vermag eine **höhere Versickerungstemperatur** als bei der Schneeschmelze, wie etwa bei Regenfällen im Spätsommer und Herbst, sehr wohl die Thermik des Grundwassers bei der Bohrung 14a zu beeinflussen (vgl. auch Daten von E. REMY über den Abfluß des Maibachs und der Temperatur in der Bohrung 14a aus dem Jahre 1970). Fig 4 beweist auch die in Fig. 3 dargestellte Grundwasserbewegung: Die Bohrung 15 liegt noch im Einflußgebiet der Thermalquellen, da ihre Ganglinie parallel mit jener der Bohrung 12 und nicht der Sonde 14a verläuft.

3. Die chemisch-physikalischen Parameter der Quellwässer

3.1. Die Ionenverteilung

Die Analysen über die chemische Zusammensetzung der Thermalwässer von Warmbad Villach wurden von F. KAHLER (1978b) zusammengefaßt. Eigene Untersuchungen der Hallenbad-, Freibad-, Zillerbad- und Tschamerquelle sowie der Neuen Quelle (Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , Cl^-) wurden im November 1978, Februar, April und Mai 1979 durchgeführt. Zusätzlich erfolgten Analysen der Römerquelle im Herbst 1978 und Frühjahr 1979 sowie von Austritten des Maibachs und dessen Gesamtabfluß im Frühjahr 1979*.

Die Wässer der Warmbader Thermalquellen zeigen grundsätzlich keine gravierenden chemischen Unterschiede. Sie sind durchwegs von einem **Calcium-(Magnesium)-Hydrogencarbonattyp**, wobei das HCO_3^- mit über 90% der Anionensumme besonders auffällt. Eine Meßreihe dieses Anions ist in Tabelle 1 angeführt.

Tab. 1: HCO_3^- -Messungen (in meV/l) an den Warmbader Thermalquellen (ältere Werte aus der Karbonathärte berechnet).

Datum	Hallenbad- quelle	Freibad- quelle	Neue Quelle	Zillerbad- quelle	Tschamer- quelle
1861	5,96				
1928	6,36	6,30			
1936	6,0-7,0	5,6-6,4		5,7-6,3	4,8-5,8
7. 10. 1959	6,81	6,61		6,61	6,49
1965	6,18	5,84		5,89	
20. 10. 1970	6,43	6,17	6,18	6,07	6,07
20. 11. 1978	5,49	5,31	4,98	5,11	5,30
9. 2. 1979		5,56	5,63	5,90	6,29
6. 4. 1979		5,95		5,99	4,56
25. 4. 1979			5,61		
9. 5. 1979		5,56		5,61	5,47

Betrachtet man den Gang des HCO_3^- -Gehaltes, der durchaus als repräsentativ für die Gesamtmineralisierung angesehen werden kann, zwischen November 1978 und Mai 1979 stellen sich doch beachtliche Unterschiede bei den einzelnen Quellen ein. Den stärksten Schwankungen ist die Tschamerquelle unterworfen. Nach einem Anstieg im Hochwinter fällt die Konzentration Anfang April um ca. 1,5 meV/l und steigt im Mai wieder an. Bei den anderen Quellen stellt sich ein Abfall erst im Mai und außerdem in einem nicht so starken Maße ein. Die Minderung des Lösungsinhaltes ist wohl auf eine Beimengung von geringer mineralisiertem Wasser zurückzuführen, sie

* Für die Ausarbeitung von chemischen Analysen bin ich den Herren Dr. J. GOLDBRUNNER und A. EDER zu Dank verpflichtet.

geht mit einem Absinken der Temperatur einher, wie schon Messungen von J. STINY (1937) gezeigt haben.

Die jahreszeitlichen Veränderungen bestimmter Ionen äußern sich auch im Cl/HCO_3 -Verhältnis (Fig. 5), wo die Bandbreiten dieser beiden Anionen in der oben angeführten Meßperiode dargestellt sind. Dabei kommt klar zum Ausdruck, daß die Cl/HCO_3 -Beziehung der Thermalquellen im November 1978 und Februar 1979 in einem relativ schmalen Bereich liegt. So sind in diesen beiden Zeiten die beiden hydrochemischen Parameter bei allen Quellwässern zusammengedrängt. Auf der anderen Seite weisen aber beide Felder als Ganzes stark unterschiedliche Konzentrationen auf. Zwischen November 1978 und Februar 1979 nimmt sowohl der Cl^- - als auch der HCO_3^- -Gehalt zu, wobei der Freibadquelle der geringste, der Neuen und der Tschamerquelle der höchste Anstieg in der Mineralisation zukommt. Die Ursache für diese Konzentrationszunahme liegt wohl im längeren Kontakt des Wassers mit dem Gestein in einer Zeit geringen Bergwassernachschubes von der Oberfläche her, da die Niederschläge im Winter zum Großteil als Schnee gebunden sind.

Zwischen diesen beiden Relationsflächen liegen die Bereiche der Probenahme vom April und Mai 1979. Die starke Streuung der Meßwerte gibt Zeugnis über die unterschiedlichen Auswirkungen der Schneeschmelze in zeitlicher Hinsicht.

Die Interpretation der chemischen Analysen bei den Warmbader Quellen führt zu grundsätzlichen Schlußfolgerungen, die sich in zwei Punkten zusammenfassen lassen:

1. Die im Detail etwas differenzierte Mineralisierung der Quellwässer ist das Ergebnis einer lokal unterschiedlichen Beimengung von kaltem Infiltrationswasser.
2. Größere Unterschiede im Chemismus der Wässer treten im jahreszeitlichen Gang auf (Fig. 5), wobei die Betrachtung der Zeitspanne zwischen dem Herbst über den

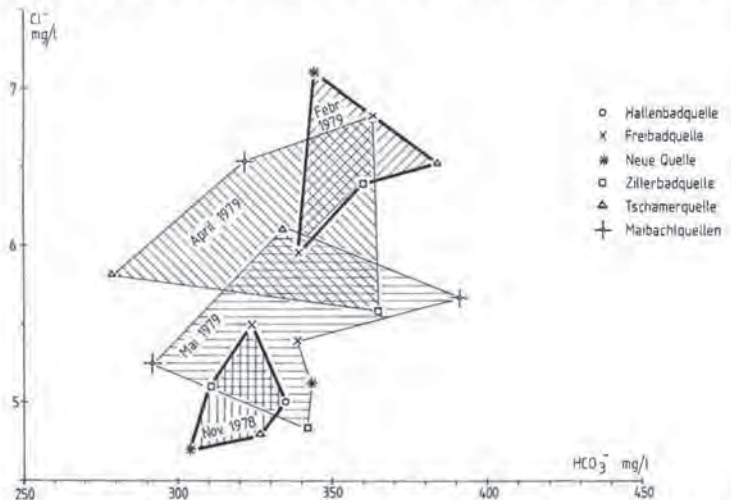


Fig. 5: Das Cl/HCO_3 -Verhältnis (in mg/l) der Warmbader Thermalquellen zwischen November 1978 und Mai 1979.

Winter bis zur Schneeschmelze im Frühjahr durchaus aufschlußreich ist. So bringt das Maß der Beimengung von kälteren im Bergleib gespeicherten Wässern eine Aussage über die Durchmischung des Aquifers mit sich. Die maximale Mineralisierung fällt dabei durchwegs in den Februar oder April. Demgegenüber liegt das Konzentrationsminimum fast überall im November, lediglich der Tschamerquelle ist ein Minimum im April eigen, woraus sich wiederum eine ungleichmäßige Beimengung von Kaltwasser bei den verschiedenen Quellen ableiten läßt.

Der Lösungsinhalt der Wässer steht auch in Beziehung zur Wassertemperatur, wobei sich nicht alle Ionen in gleichem Maße für eine optimale Aussage eignen. Fig. 6 zeigt das Verhältnis der Wassertemperatur zum HCO_3^- -Gehalt. Da sich der Aquifer in einem karbonatischen Gestein befindet, eignet sich das Hydrogencarbonat gut für einen Temperaturvergleich. Die Änderung des T/ HCO_3^- -Verhältnisses über etwa 20 Jahre (1959–1978) wurde in diese Darstellung miteinbezogen, wobei die Probenahme und Temperaturmessung jeweils im Oktober–November erfolgte. Dadurch konnten die jahreszeitlichen Schwankungen ausgeschlossen werden. Der Jahresgang ist lediglich in der Bandbreite alter Messungen (von J. STINY) enthalten. In diesem Fall wurde der Milliäquivalentgehalt des Hydrogencarbonats aus der Karbonathärte errechnet.

Bei allen Quellwässern geht zwischen 1959 und 1978 bei gleichzeitig sinkender Temperatur der Hydrogencarbonatgehalt merklich zurück. Möglicherweise haben der technische Ausbau der Quellen und das damit verbundene leichtere Austreten des Wassers das Temperatur-Chemismus-Gleichgewicht beeinflusst, wobei die generelle Beimengung von kälterem Wasser langsam, aber kontinuierlich zunehmen konnte. So ist der Temperaturabfall ebenso wie der HCO_3^- -Rückgang über die 20jährige Beob-

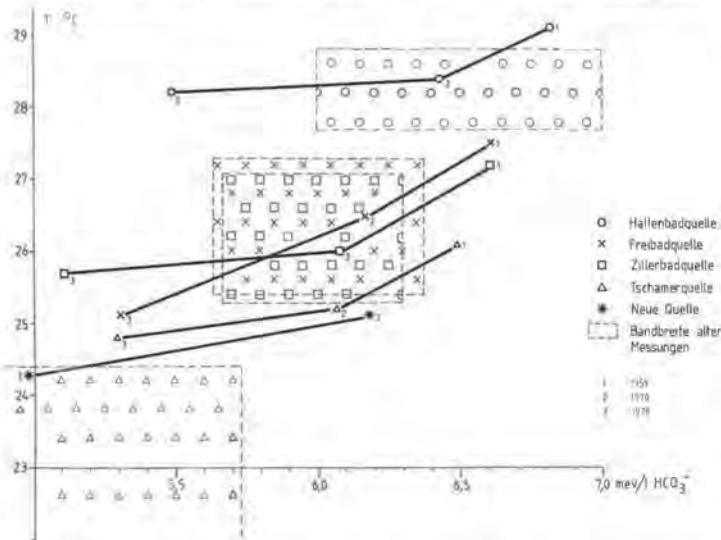


Fig. 6: Das Temperatur/ HCO_3^- -Verhältnis der Warmbader Thermalquellen 1959, 1970 und 1978.

achtungszeit durchaus gleichförmig. Daraus ist ersichtlich, wie überlegt zum Beispiel eine Tiefbohrung in das bestehende System eingebunden werden müßte, ohne gravierende Veränderungen im **Temperatur-Schüttung-Chemismus-Gleichgewicht** hervorzurufen.

Neben diesem generellen Abfall sind in Fig. 6 auch direkte Unterschiede zwischen den einzelnen Quellwässern erkennbar. So besitzt die Hallenbadquelle immer die höchste Temperatur, im Gegensatz zur Neuen Quelle und der Tschamerquelle, deren Temperatur am tiefsten liegt. Wiederum ist dies ein Indiz für die etwas unterschiedliche Beimengung kälteren Wassers und für bevorzugte Aufstiegsbahnen des primären Thermalwassers aus der Grenzfläche der Wettersteinkalke zum anliegenden Tertiär.

3.2. Isotopenmessungen

Aus dem Bereich von Warmbad Villach wurden von ausgewählten Wässern zwischen November 1978 und Mai 1979 mehrmals Proben entnommen und auf ihren Tritium-, Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt untersucht. Die Meßwerte stammen vom Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Wien.

Die **atmosphärische Herkunft der Warmbader Thermalwässer** wird in Fig. 7 bestätigt. Alle erhaltenen Meßdaten liegen auf der D-¹⁸O-Geraden, die durch das Verhältnis

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

ausgedrückt wird. Diese klare Deuterium-Sauerstoff-18-Beziehung schließt eine Isotopenfraktionierung aus, die eine Änderung der Steigungszahl 8 hervorrufen würde. Damit stammen die Wässer weder von einem offenen, der Verdunstung ausgesetzten System, noch bewirkt die Aufwärmung im Untergrund eine Änderung des oben ange-

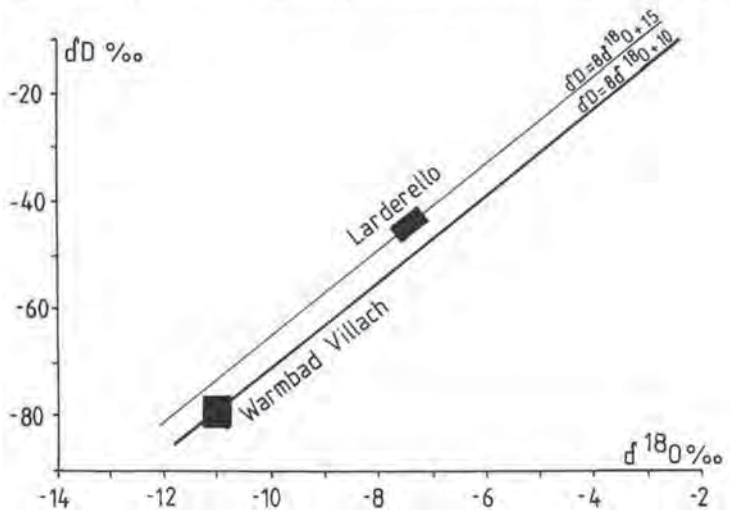


Fig. 7: Das D/¹⁸O-Verhältnis der Thermalwässer von Warmbad Villach (zum Vergleich Lardarello/Mittelitalien).

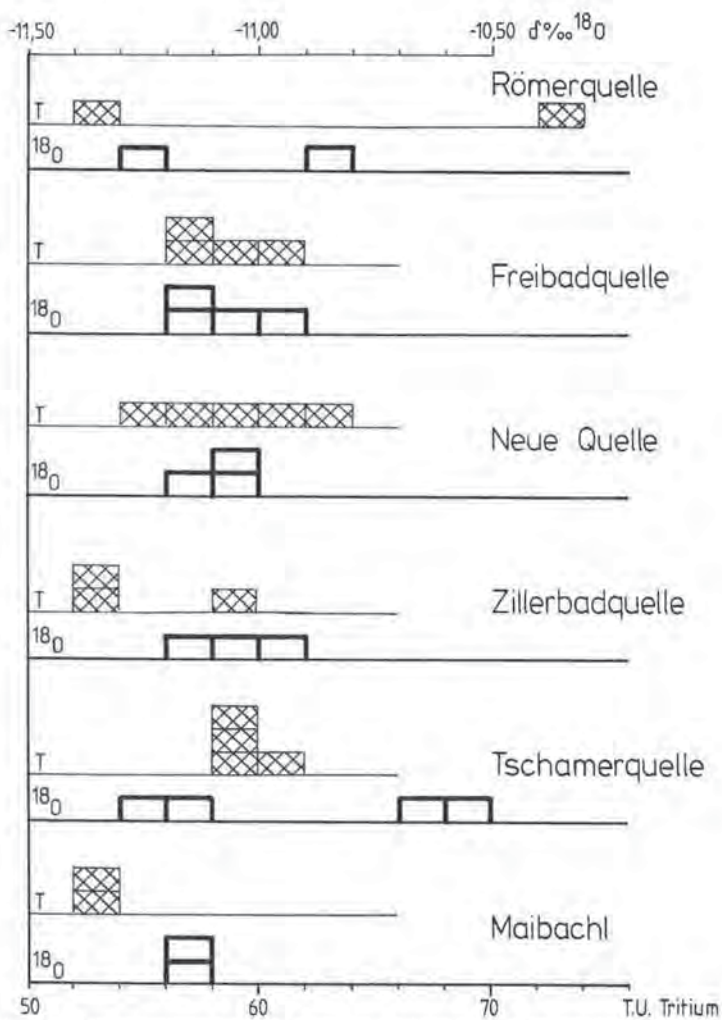


Fig. 8: Die Häufigkeitsverteilung von Tritium und Sauerstoff-18 der Warmbader Quellwässer zwischen November 1978 und Mai 1979.

fürten Isotopenverhältnisses. Es muß daher eine durchgehende Zirkulation von der Oberfläche ausgehend bis zur Basis des Aquifers erfolgen. Neben diesen Aspekten kommt klar zum Ausdruck, daß sich die mittlere Höhe des Einzugsgebietes der untersuchten Wasser nicht wesentlich unterscheidet.

Eine feststehende D-¹⁸O-Beziehung mit einem Beibehalten der Steigungszahl 8 ergibt sich auch in anderen geothermischen Gunstgebieten. Als Beispiel hierfür bietet sich Larderello/Mittelitalien an, wo die Isotopenwerte von Thermalwässern auf einer parallel zur Bezugsgeraden von Warmbad Villach liegenden Linie mit einem Deuteriumexzeß von +15 aufgereicht sind, was dem mediterranen Klimabereich entspricht. Auch Untersuchungen in anderen geothermischen Zonen geben eine Bestätigung für die Stabilität des D-¹⁸O-Verhältnisses auf der entsprechenden klimatischen Bezugsgeraden, während eine unterirdische Aggregatsänderung in Wasserdampf eine ¹⁸O-Anreicherung mit sich bringt, demgegenüber das Deuterium in der Konzentrationszunahme deutlich zurückbleibt, manchmal sogar stagnieren kann (C. PANICHI et al., 1974).

Eine gewisse isotopehydrologische Differenzierung der untersuchten Wasser bringt die Häufigkeitsverteilung von Tritium und Sauerstoff-18 (Fig. 8). Allerdings können die für diese Darstellung etwas spärlichen Meßergebnisse nicht für eine lückenlose Eingliederung aller Wasser garantieren. Die kaum unterschiedlichen und schwankenden Tritiumwerte weisen auf eine Herkunft der Thermalwässer aus einem **einheitlichen unterirdischen Primärreservoir** hin. Lediglich bei der kalten **Römerquelle** sind die Isotopenwerte stärker gestreut und widerspiegeln etwas gedämpft den jahreszeitlichen Rhythmus. Allerdings geben die relativ niedrigen Tritiumkonzentrationen Zeugnis über eine gewisse unterirdische Speicherung auch des kalten Bergwassers. Schon daraus ist eine direkte **Übertragung der Wassertemperatur** aufgrund der **Tritiumwerte** für das thermale Tiefenwasser (vor der Beimengung von Kaltwasser) **nicht zulässig**.

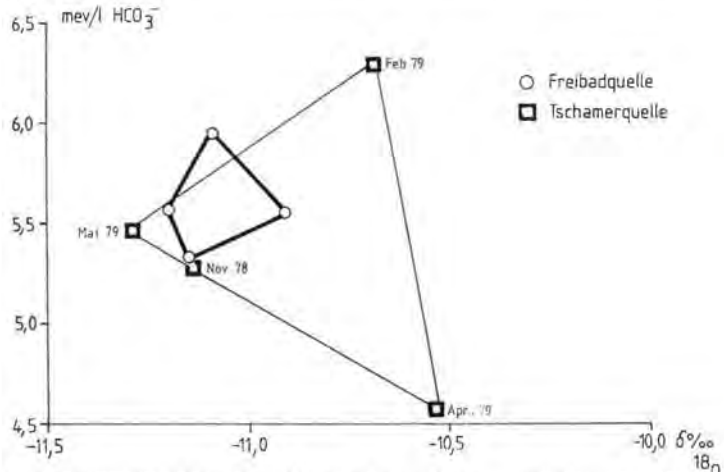


Fig. 9: Das HCO_3^- /¹⁸O-Schwankungsfeld der Freibad- und Tschamerquelle (November 1978–Mai 1979).

Während die Tritiumwerte aller Thermalquellen ziemlich einheitlich sind ($53-63 \pm 3$ T. U.), fällt in der ^{18}O -Häufigkeitsfrequenz die **Tschamerquelle** heraus, wobei die stärkeren Schwankungen auf eine größere Kaltwasserbeimischung zurückzuführen sind. Der ^{18}O -Gehalt steigt bei dieser Quelle vom November 1978 bis Anfang April 1979 kontinuierlich an und fällt dann im Mai 1979 deutlich ab. Kaum Schwankungen stellen sich hingegen bei den übrigen Wässern im selben Beobachtungszeitraum ein. Damit ist der Tschamerquelle sowohl ein uneinheitlicher Sauerstoff-18- als auch chemischer Jahresgang eigen. Aber auch innerhalb der beiden Vergleichsparameter ist **keine Konformität** gegeben, wie Fig. 9 zeigt, wo das ^{18}O - HCO_3 -Schwankungsverhältnis der Tschamerquelle jenem der Freibadquelle gegenübergestellt ist. Generell muß man annehmen, daß zur Zeit der Schneeschmelze durch den Verdünnungseffekt der HCO_3^- -Gehalt sinkt. So hat bereits J. STINY (1937) bei der Tschamerquelle, die in einem wärmeren und einem kälteren Quellast gefaßt ist, eine eindeutige Beziehung zwischen Karbonathärte und Temperatur in der oben angeführten Weise festgestellt.

4. Die Anwendung von Geothermometern zur Berechnung von Primärtemperaturen im Untergrund

4.1. Methodische Voraussetzungen

Die Löslichkeit der Minerale beim Austausch Wasser – Gestein bildet im Austausch Wasser – Gestein eine Grundlage für die Berechnung von thermalen Primärtemperaturen. Das in den Gesteinsverband eindringende Wasser verändert seine Beschaffenheit durch Lösung in Anlehnung an seine neuen Umgebungsverhältnisse, bis sich ein Equilibrium Gestein – Wasser einstellt. Die regional unterschiedlichen geothermischen Systeme bezüglich ihrer Entstehung und Struktur bedingen auch eine unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Wässer, woraus sich für die Berechnung der Temperatur einige Voraussetzungen ableiten lassen:

- temperaturbedingte Reaktionen im Aquifer,
- Wasser – Gestein – Equilibrium,
- schneller Wassertransport vom Reservoir zum Austritt.

Daraus ergeben sich verschiedene chemische Indikatoren für die Erfassung unterirdischer Temperaturen in Warmwassersystemen, die von D. E. WHITE (1974) zusammengefaßt wurden: SiO_2 -Gehalt, Na-K-Verhältnis, Mg-Ca-Verhältnis, Na-K-Ca-Verhältnis.

Neben chemischen Beziehungen eignen sich auch Isotopenverhältnisse für die Berechnung unterirdischer Temperaturen (C. PANICHI et al., 1979; J. C. BAUBROM et al., 1979), wobei Geothermometer in Verbindung mit den Isotopen Kohlenstoff-13, Deuterium, Sauerstoff-18 und Schwefel-34 verwendet werden.

4.2. Geothermometerberechnungen für den Thermalwasserkörper von Warmbad Villach

Im Gegensatz zu den idealisierten Geothermometerberechnungen muß in Warmbad Villach berücksichtigt werden, daß das aus einem Tiefenaquifer aufsteigende Thermalwasser seine Abkühlung nicht allein durch die gradientenbedingte Verminderung der Formationstemperatur zur Erdoberfläche hin, sondern durch Beimengung von rezentem Kaltwasser abgekühlt wird.

Für die theoretische Berechnung des Kaltwasseranteils am austretenden Mischwasser wird der Tritiumgehalt des Wassers verwendet, wobei man von der Annahme

ausgeht, daß das primäre Thermalwasser tritiumfrei ist. Daraus kann der Kaltwasseranteil (in %) berechnet werden:

$$K\% = \frac{100 (C_t - C_{tk})}{C_t - C_k}$$

C_t = Konzentration des Thermalwassers

C_{tk} = Konzentration des Mischwassers

C_k = Konzentration des Kaltwassers

Im Bereich von Warmbad Villach muß man allerdings berücksichtigen, daß auch das Kaltwasser über einen längeren Zeitraum gespeichert wird und daher gegenüber dem Niederschlag einen deutlich niedrigeren Tritiumgehalt aufweist. Allein dieser Umstand schließt eine direkte Anschätzung der Tiefentemperatur aus dem Tritium-Temperaturverhältnis aus. Trotzdem ergibt sich bei der Verwendung mehrerer Inhaltsstoffe eine relativ gute Übereinstimmung des prozentuellen Kaltwasseranteiles:

Tritium	69%
SiO ₂	72%
Chlorid	78%

Diese Werte sind durchaus mit den Badgasteiner Thermalwasseruntersuchungen vergleichbar, wo C. JOB & J. ZÖTL (1969) einen Kaltwasseranteil bei der tiefstliegenden Quelle von 77% errechnet haben.

SiO₂-Geothermometer: Hier wird von der aus den chemisch-isotopenhydrologischen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnis ausgegangen, daß alle Thermalwässer einem einheitlichen Tiefenreservoir entstammen und lediglich durch eine unterschiedliche Beimengung von Kaltwasser gekennzeichnet sind. Um die Primärtemperatur zu berechnen, muß vorerst die SiO₂-Wert im Tiefenaquifer geschätzt werden, da der Kieselsäuregehalt beim Quellaustritt infolge Verdünnung durch die Beimischung von Kaltwasser mitbestimmt wird. Aufgrund der Berechnung des Kaltwasseranteils ist es nun möglich, den SiO₂-Gehalt des Primärwassers zu bestimmen. Er liegt im Tiefenaquifer zwischen 28 und 32 mg/l.

Auf der Basis des Quarz-Equilibriums zwischen Wasser und Gestein (A. H. TRUESDELL, 1976) läßt sich die **Primärtemperatur** mit 75–80° C berechnen. Nimmt man lediglich den maximalen SiO₂-Gehalt bei den austretenden Quellen (ca. 9 mg/l), so ergibt sich eine T_{SiO_2} von 35–40° C. Der hohe errechnete Temperaturwert des Primärwassers ist praktisch jedoch nicht mit der nutzbaren Temperatur gleichzusetzen, da die Beschaffenheit und Lage des Aquifers selbst im Detail nicht bekannt ist, doch dürfte bei richtiger Ansetzung einer Tiefbohrung **Thermalwasser mit etwa 40° C** durchaus gewonnen werden.

Na-K-Ca-Geothermometer: Obwohl diese Methode für die Berechnung von Tiefentemperaturen weniger in Festgesteinen, vielmehr in Lockersedimenten angewandt wird, wurden auch auf dieser Grundlage Berechnungen angestellt (Temperaturen zwischen 75 und 88° C). Allerdings gibt die Literatur aufgrund dieser Geothermometer etwas zu hohe Werte an.

Zusammenfassung

– Die warmen Wässer im Kurbereich und im Steinbruchgraben entstammen einem einheitlichen Tiefensystem.

- Bei hohem Grundwasserstand erfolgt eine gleichmäßige quantitative Anreicherung des seichtliegenden Aquifers zwischen Warmbad Villach und der Gail von den Ausläufern der Villacher Alpe.
- Die thermische Anreicherung des seichtliegenden Grundwasserkörpers vollzieht sich von der an der Kalk-Tertiär-Grenze verlaufenden Störung in oberflächennahe Schichten vornehmlich horizontal.
- Die maximale Temperatur des Grundwassers am Ausgang des Steinbruchgrabens fällt nicht mit einem Grundwasserhochstand zur Zeit der Schneeschmelze zusammen. Im Frühjahr wird vielmehr ein Kaltwasserpfropfen vom Steinbruchgraben nach E in das Gailtal gedrängt, dessen obertägige Anzeichen die kleinen Kaltwasserzutritte im Ostteil des Grabens darstellen. Gleichzeitig - über diesem kalten Polster aufgleitend - tritt Warmwasser in den Quelltümpeln des Maibachls über.
- Wärmeres Wasser aus dem Steinbruchgraben strömt nur dann in den Grundwasserkörper der Gail ein, wenn die Versickerungstemperatur der Niederschläge relativ hoch ist (Sommer- und Herbstregen).
- Damit wird auch bewiesen, daß thermisch aktive Auftriebszonen nur entlang der Quellen im Kurbereich und episodisch im Gebiet der Quelltümpel des Steinbruchgrabens gelegen sind.
- Alle Wässer (kalte, warme, Auftriebe des Maibachls) sind von einem Ca-(Mg)-HCO₃-Typ; die örtlich und zeitlich etwas differenzierte Mineralisierung der Thermalwässer ist der Ausdruck einer etwas unterschiedlichen Beimengung kalter Infiltrationswässer.
- Auch die kalten Wässer werden über eine längere Zeit unterirdisch gespeichert. In diesem Zusammenhang muß z. B. ein niedriger HCO₃-Wert nicht unbedingt die Schneeschmelze signalisieren, sondern weist auf den Einfluß älterer Kaltwässer hin, was durch die stabilen Isotope bewiesen wird.
- Die Beimengung von Kaltwasser im Zuge des Thermalwasseraufstieges im Bereich des Wettersteinkalkes zu den östlich angrenzenden Lockersedimenten ist aufgrund der vorliegenden Untersuchungen relativ hoch. Sie dürfte nach unten kontinuierlich abnehmen.
- Die Anwendung von Geothermometern zur Berechnung der Primärtemperatur beschränkt sich hauptsächlich auf das SiO₂-Equilibrium. Die Verwendung stabiler Isotope führt nur bei Dampfexhalationen zu realistischen Werten, Tritium kann hier keine Anwendung finden, da auch Kaltwässer (Römerquelle) länger im Untergrund gespeichert sind.

Literatur

- ANDERLE, N. et al.: Warmbad Villach. Unveröff. hydrogeol. Gutachten, Wien 1972.
- BAUBROM, J. C. et al.: Recherches géochimiques sur les eaux thermales d'Amélie-les-Bains (Pyrénées Orientales) et de Plombières-les-Bains (Vosges). *Isotope Hydrology* 1978, Wien 1979.
- HÖLLER, H.: Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. *Car. II*, 86, Klagenfurt 1976.
- JANSCHKE, H.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen in Warmbad Villach zum Zweck der Erkundung der Felsoberkante. Unveröff. Bericht, Ferlach 1974.
- JANSCHKE, H.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen in Warmbad Villach. Unveröff. Bericht, Ferlach 1976.
- JOB, C. & J. ZÖTL: Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers. *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 21, Graz 1969.
- KAHLER, F. (mit H. JANSCHKE): Vorschlag zu einer 300-m-Tiefbohrung am Südrand des Thermalvorkommens von Warmbad Villach zur Feststellung, ob höher temperiertes Thermalwasser vorhanden und gewinnbar ist. Unveröff. Bericht, Klagenfurt 1978 (a).

- KAHLER, F.: Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. Raumordnung in Kärnten, 10, Klagenfurt 1978 (b).
- PANICHI, C. et al.: Oxygen and hydrogen isotope studies of the Larderello (Italy) geothermal system. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Wien 1974.
- PANICHI, C. et al.: Use of the isotopic geothermometers in the Larderello geothermal field. Isotope Hydrology 1978, Wien 1979.
- STINY, J.: Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. Jahrb. Geol. Bundesanst., 87, Wien 1937.
- TRUESDELL, A. H.: Geochemical techniques in exploration. Proc. UN Symp. Development and Use of Geothermal Resources 1975, San Francisco 1976.
- WEBER, F.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen bei Warmbad Villach. Unveröff. Bericht, Leoben 1973.
- WHITE, D. E.: Geochemistry applied to discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. Geothermics, UN Geothermal Symp. 1970, Pisa 1974.

Summary

- The thermal water of the curative area ("Warmbad Villach") and the "Steinbruchgraben" originates from a common geothermal system.
- At high groundwater level a constant quantitative enrichment of the shallow aquifer between Warmbad Villach and the Gail river from the Eastern slope of the Villacher Alpe is taking place.
- The thermal alimentation of the shallow aquifer discharges from a fault at the border between limestones and clastic sediments. It occurs near the surface mainly horizontally.
- The maximum temperature of the groundwater at the issue of the "Steinbruchgraben" does not coincide with the high groundwater level during the melting time. In spring time a plug of cold water is pushed from the "Steinbruchgraben" to the Gail valley, which is indicated by some small springs in the Eastern part of the trench. At the same time - gliding up on this cold basis - thermal water discharges upstreams.
- Thermal water from the "Steinbruchgraben" only discharges directly into the Gail valley, when the infiltration temperature of the precipitation is relatively high (rainfall in summer and autumn).
- From this it is proved, that active thermal vertical zones are located only along the spring-line in the recovery area and episodically in the "Steinbruchgraben".
- All waters (cold and thermal) are typical Ca-(Mg)-HCO₃-mineralized. The sometimes different ion content of the thermal waters is an expression of a variable mixing with cold infiltration water.
- Also cold waters are stored in the underground for a longer time. So low HCO₃-values should not always be combined with the melting time but shows to an influence of older cold waters. This is proved by stable isotopes.
- The mixing with cold water of the thermal fluid during its vertical flow at the limestone contact to clastic sediments is rather high. The cold intrusion will decrease by depth.
- The application of geothermometers for the calculation of aquifer temperatures is limited mainly to the SiO₂-equilibrium. The use of stable isotopes only at vapour exhalations shows realistic values. Tritium cannot be applied, because also cold waters (Römerquelle) are stored for a longer time in the underground.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Hans ZOJER, Institut für Geothermie und Hydrogeologie am Forschungszentrum Graz, Elisabethstraße 16, A-8010 Graz.