

Zur Geochemie der Wässer im Tauernntunnel

Von C. JOB und G. MUTSCHLECHNER¹⁾

Die Austrittspunkte von Quellen an der Erdoberfläche sind meist geologisch vorgezeichnet. Trotzdem ist es ein mehr oder weniger zufälliges Zutagetreten komplizierter, weitverzweigter, im Berginneren zirkulierender Wassersysteme. Das oberflächennah abfließende Quellwasser kann auf mannigfache Weise verändert werden, besonders dort, wo es durch inhomogen zusammengesetzte Schuttmassen oder über solche läuft. Aber auch die den Quellweg säumende Vegetation mit ihren tierischen Bewohnern kann die Zusammensetzung des Wassers beeinflussen. Viele kleinere Quellen sind nur Folgequellen eines höher am Berg austretenden und ein- oder mehrmals versickernden und wieder erscheinenden Wassers. Vom Geschehen an der Oberfläche kaum beeinflußt und die Zusammensetzung des durchlaufenen Gesteins besser zum Ausdruck bringend, ist der Chemismus der unterirdisch, in Stollen und Tunnels austretenden Wässer, die gleichfalls als Quellen bezeichnet werden.

Im Rahmen einer weit ausgreifenden Wassererkundung im Gasteiner Raum wurde auch der lange und tief in das Gebirge eingreifende Tauernntunnel untersucht. Dieser zweigleisige, in den Jahren 1903 bis 1907 erbaute Haupttunnel der Tauernbahn verbindet die Bahnhöfe Böckstein in Salzburg und Mallnitz in Kärnten. Mit 8551 Meter Länge bildet er den derzeit längsten unterirdischen Aufschluß der östlichen Zentralalpen. Der Tunnel unterfährt den verkehrsbehindernden Hauptkamm der Hohen Tauern. Er ist somit ein Kammtunnel oder Gebirgs-scheidentunnel. Nahe westlich unterhalb der Gamskarl-Spitze (2832 m ü. A.) verläuft der Gebirgskamm über einem vom Nordportal fast 5 km entfernten Punkt der Tunnelachse auf 2678 m Höhe. Das Nordportal liegt 1173, das Südportal 1221 m hoch. Der Scheitelpunkt (Gefällsbruch) und die Wasserscheide befinden sich bei Tunnelkilometer 5,93 (Ring 605) bzw. 5,96 (Ring 610) bereits 1 km auf Kärntner Gebiet in 1225 m Höhe. Der Nullpunkt des Tunnels am Nordportal liegt bei Bahnkilometer 34,636. Die Tunnelröhre ist in zahlreiche Abschnitte, sogenannte „Ringe“, gegliedert, deren Numerierung am Nordportal beginnt und mit Ring 870 (Bahnkilometer 43,186) beim Südportal endet.

¹⁾ Aus dem Forschungsinstitut Gastein der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Vorstand Univ.-Prof. Dr. F. SCHEMINZKY. Mitteilung Nr. 355.

Die einzelnen Ringe sind 6 bis 14 m lang und durchwegs deutlich an der westlichen Tunnelwand numeriert. Das erleichtert sehr wesentlich die rasche Orientierung sowie die Kennzeichnung und Wiederauffindung der Entnahmestellen von Wasserproben.

Die Verfasser hatten Gelegenheit, den Tunnel mit Genehmigung der Österreichischen Bundesbahnen in einer relativ verkehrssarmen Zeit während der Nacht vom 24. auf 25. September 1968 in seiner ganzen Länge zu begehen und Wasserproben einzuholen. Herr Bahnmeister Franz BELZL schuf die nötigen Voraussetzungen und organisierte den raschen und reibungslosen Ablauf. Ihm und dem begleitenden Partieführer ZWENIG sind die Verfasser für Auskünfte und Mithilfe zu Dank verpflichtet.

Der geologische Aufbau

Aus der Gegend von Gmünd im obersten Liesertal (Kärnten) erstreckt sich eine granitische Gesteinsmasse über Rotgülden im Ursprungsgebiet der Mur und über den Hölltorkogel im Nordwesten des Ankogels halbmondförmig gegen das Gasteiner Tal. Dieser zu Gneis gewordene Gesteinszug wird in der geologischen Literatur als Hölltor-Rotgülden-Kern bezeichnet (Ch. EXNER, 1949, 1956, 1957; F. ANGEL & R. STABER, 1952). Zwischen dem Hauptkamm der Tauern und dem Mallnitzer Tauernental erweist sich der Hölltor-Rotgülden-Kern als ein 3000 m mächtiges, walzenförmiges Gebilde mit NNO-streichender und unter einem Winkel von 30 Grad nach SSW neigender Faltenachse. Nahe westlich von Mallnitz taucht dieser walzenförmige Teilkörper des Hochalm—Ankogel-Massivs nach Süden unter. Die aus Gneisgranit und granitischem Gneis bestehende helle Masse wird von dunkleren, schieferig ausgebildeten Gesteinen der „Schieferhülle“ ummantelt, die dem Seebachtal nördlich von Mallnitz entlangziehen. Es handelt sich um verschiedene Phyllite, Quarzite, Glimmerschiefer und Plagioklasgneise.

Zwischen Bockstein und Mallnitz wurde der Gneiskern samt seiner in Resten erhaltenen Hülle mit dem Tauernntunnel durchbohrt. Leider mußte dieser gewaltige unterirdische Aufschluß, der erstmals einen Einblick in das Innerste der Zentralalpen bot, vollständig ausgekleidet werden, so daß er heute vom gewachsenen Fels praktisch nichts mehr zeigt. Man ist deshalb auf die Berichte beim Vortrieb, damals entnommene Gesteinsproben und auf die Verhältnisse auf der Gebirgsoberfläche angewiesen. Vom Norden nach Süden folgen: 330 m Schutt, 370 m Forellengneis, 1580 m feinkörniger Granitgneis, 5531 m porphyrischer Granitgneis, 224 m porphyrischer Gneisgranit, 496 m Glimmerschiefer und 20 m Schutt (Fig. 1).

Als *Forellengneis* wird ein feinkörniger Granitgneis mit dünnen, regelmäßig verteilten Muskowitflasern (und einzelnen Biotitschuppen) bezeichnet. Kalifeldspat, und zwar Mikroklin (bis 2 cm groß) und

Plagioklas halten sich mengenmäßig die Waage. Quarz ist reichlich vorhanden. Manchmal kommt rötlicher Granat und farbloser Epidot vor. Außerdem wurden nachgewiesen: Chlorit, Sagenit, Titanit, Apatit und Orthit. Das Gestein ist von Aplitgängen mit großen Biotitschuppen und von Quarzgängen durchzogen.

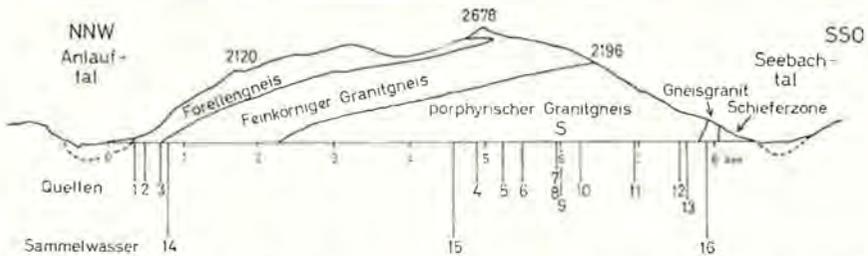


Fig. 1: Geologisches Profil durch den Tauern-tunnel mit Eintragungen der entnommenen Quellwässer (1 bis 13) und der Sammelwässer aus dem Sohlenkanal (14 bis 16). Maßstab 1 : 100.000.

Der feinkörnige Granitgneis ist ein glimmerarmes und eher massig entwickeltes Gestein. Der Kalifeldspat ist wiederum Mikroklin, der aber hier höchstens 1 cm groß ist. Beide Glimmerarten sind in gleichem Verhältnis vorhanden: Der Muskowit bildet kleine Fläsern, Biotitschuppen sind im Gestein verteilt. Dazu kommen Quarz, winzige Granate, Epidot, Chlorit, Sagenit, Erz, Titanit, Apatit und Zirkon. In großer Zahl durchsetzen leicht verschieferete Gänge und Adern von Pegmatit mit großen, bis 10 cm langen Feldspäten und mit Muskowitfädelchen von einigen cm Durchmesser das feinkörnige Gestein. Auch Plagioklas kommt in den Pegmatiten vor.

Diese fein- bis mittelkörnige Gesteinsart leitet allmählich vom Forellengneis in den porphyrischen Granitgneis über, der im Mittelabschnitt des Tunnels herrscht und ein flaseriges, mittel- bis grobkörniges Gestein darstellt. Zwischen Muskowitfläsern liegen, sperrig angeordnet, bis 5 cm lange Kalifeldspäte. Die Plagioklase sind relativ klein geblieben. Biotit kommt in kleinen Schuppen vor. Die weiteren Bestandteile sind Quarz, Epidot, Titanit, Granat, Apatit, Zirkon und, fein verteilt, Monazit. Dieses helle, saure Gestein umschließt in großer Zahl dunkle, basische, linsenförmige Gebilde und Schollen der verschiedensten Größen bis zur Dicke von mehreren Metern, die reichlich Biotit enthalten. Die hellen Gemengteile dieses Einschlußgesteins sind kleine Kalifeldspäte (Mikroklin) und ebensolche Plagioklase, Quarz und Muskowit. Außerdem fand man Epidot, Titanit, Apatit, Chlorit und Carbonat. Im porphyrischen Granitgneis stecken ferner Aplite und Pegmatite, in denen der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas vorherrscht. Im Pegmatit sind die Kalifeldspäte bis zu 10 cm lang. Die

Muskowite erreichen 2,5 cm. Zudem sind Biotit, Titanit, Epidot, Apatit und Carbonat enthalten. Auch Quarzgänge wurden beim Vortrieb angetroffen. Zwischen Kilometer 6,65 und 6,81 wurde ein „Großporphyrischer Granitgneis“ durchfahren.

Im südlichen Abschnitt des Tunnels geht der porphyrische Granitgneis durch Zurücktreten der Schieferung allmählich in ein Granitähnliches Gestein über. In diesem *porphyrischen Gneisgranit* erscheinen die großen Kalifeldspäte regellos verteilt. Auch Plagioklas und Quarz sind vorhanden. Der helle Glimmer tritt hingegen stark zurück oder fehlt überhaupt. Der Biotit bildet kleine Sechsecke. Als Nebengemengteile werden Granat, Epidot, Titanit, Apatit, Orthit und Zirkon angegeben. Ähnlich wie im porphyrischen Granitgneis kommen auch hier basische Einschaltungen sowie Aplit- und Pegmatitgänge vor.

Das südliche Tunnelende liegt in den *Glimmerschiefern* der Seebachzone (Seebach-Schiefer), die zu der hier angepreßten und verquetschten Schieferhülle der Tauern gehören. Im genaueren handelt es sich um Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Quarzit und graphitischen Schiefen, teilweise mit Granat und Hornblende.

Die Mächtigkeit der auf dem Tunnel lastenden Gesteinsmasse beträgt maximal 1455 m. J. STINI (1950) gibt sogar 1567 m an. Durch diese hohe Überlagerung ergab sich echter Gebirgsdruck mit Bergschlagerscheinungen. Nach dem Aussprengen des großen Stollenquerschnittes entstanden Spannungen im Gestein der nunmehr frei tragenden Decke. Durch Spannungsausgleich an der Firste und an den Wänden lösten sich unter heftigem Knall mehrmals große Felsplatten ab.

Wie bei anderen großen Alpendurchstichen wurden auch hier beim Vortrieb erhöhte Gesteinstemperaturen gemessen. An der Stelle größter Überlagerung wurden 22,4° C ermittelt. Als höchste Gesteinstemperatur wurde jedoch bei Kilometer 4,2 — in der Mitte der Tunnelstrecke — 23,9° C abgelesen. Damit hängt das Auftreten lauwarmer Tunnelwässer zusammen. J. STINI (1950) hat die geothermische Tiefenstufe zuletzt mit 49 m pro Grad C angegeben. Die Erdwärme müßte somit nach der Tiefe zu in Abständen von durchschnittlich 49 m um 1° C zunehmen. Aus dem Jahresmittel der Lufttemperatur (4° C) und der Temperaturzunahme infolge der Gesteinsüberlagerung kann die zu erwartende Gesteinstemperatur für jeden Punkt des Tunnels vorausberechnet werden (F. SCHEMINZKY & J. STINI, 1959). Die Berechnung ergibt für den Punkt der beim Tunnelvortrieb höchsten Gesteinstemperatur einen Erwartungswert von 26,9° C. Die tatsächlich ange-troffene Gesteinstemperatur lag aber nur bei 23,9° C. Im Gegensatz zu dem rund 2 km entfernten Bocksteiner Thermalstollen (Heilstollen) besteht hier im Tauerntunnel kein Wärmeüberschuß, sondern ein Wärmedefizit gegenüber der Berechnung, das wohl auf den unsicheren Wert der örtlichen geothermischen Tiefenstufe zurückzuführen ist.

Die hydrologischen Verhältnisse

Mit diesem 8,55 km langen Gebirgsdurchstich wurden zahlreiche Wege des unterirdisch gesammelten und zirkulierenden Wassers angeschnitten. In Spalten, Klüften und sonstigen Hohlräumen stehendes Wasser fand nun plötzlich einen Ausweg. Ursprünglich brachen in den Tunnel mehr als 300 Quellen ein, deren Daten in Berichten festgehalten sind (H. MACHE & M. BAMBERGER, 1914). Durch die notwendig gewordene Auskleidung der Felsröhre mit Steinen und besonders durch die in neuester Zeit erfolgende Verdichtung des gemauerten Gewölbes wurden einzelne Austritte unterbunden oder verlagert. Gegenwärtig dringt an zahlreichen Stellen Tropf- und Sickerwasser aus der Verkleidung. Vereinzelt gibt es aber auch stärkere Wasserzuflüsse, von denen einige gefaßt wurden. Sämtliche Wässer werden in einem zwischen den beiden Gleissträngen verdeckt laufenden, aber durch Schachteinstiege zugänglichen Sohlkanal gesammelt und zu den Tunnelportalen geleitet. Einige Quellen fließen direkt in den Sohlkanal aus. Manche Zuläufe sind vollständig verbaut und unzugänglich. Die Wasserscheide liegt bei Tunnel-km 5,96 bereits im südlichen Drittel der Tunnelröhre.

Wie man schon beim Vortrieb feststellen konnte, sind die Wasser-
austritte nicht gleichmäßig über die gesamte Tunnelstrecke verteilt. Wasserreiche Zonen befinden sich im nördlichen Abschnitt zwischen dem Nordportal und Tunnel-km 0,7 und im Südteil zwischen km 5,3 und dem Südportal. Die dazwischen liegende Strecke von rund 4,5 km Länge ist im Vergleich dazu praktisch trocken.

Die unterschiedliche Wasserführung ist durch die stoffliche Beschaffenheit und durch die Klüftung des Tunnelgesteins bedingt. Der Forellengneis zeigte sich beim Tunnelvortrieb gebankt und stark zerklüftet. Bankung und Klüftung verloren sich jedoch bergein. Der fein- bis mittelkörnige Granitgneis erwies sich als sehr kompakt und nur mehr örtlich stärker geklüftet und gequetscht. Er war meistens trocken. Dasselbe gilt auch von dem gleichfalls sehr kompakten porphyrischen Granitgneis des Mittelabschnittes. Erst gegen Süden zu erwies sich dieses Gestein stärker zerklüftet und gequetscht und war dann stellenweise feucht bis naß. Der südlich angrenzende Gneisgranit war geklüftet und meist naß. Die bis zum Südportal reichende Schieferzone wird als feucht bis naß beschrieben.

Als Hauptkluftrichtungen werden angegeben: NS mit 30° oder 80° Neigung nach O oder saigerer Stellung; NNO—SSW mit 30° Neigung nach OSO; NO—SW mit 60 bis 80° Neigung gegen SO; NNW—SSO mit 50 bis 70° Neigung nach WSW; NW—SO mit 80° Neigung nach NO oder saigerer Stellung. Wo die Klüftung fehlte, war der Tunnel beim Vortrieb „staubigtrocken“.

Ganz allgemein kann man sagen, daß der im Nordabschnitt das Dach bildende Forellengneis infolge seiner Klüftigkeit durchlässiger

ist als die Granitgneise. Diese sehr kompakten Gesteine sind weniger zerklüftet und infolgedessen wasserarm bis wasserfrei. Nur wo die Klüftung stärker ausgeprägt ist (Südabschnitt), führen auch sie Wasser. Der südliche Gebirgsabschnitt ist mechanisch stärker beansprucht und gestört. Deshalb brechen hier auch im Granitgneis mehr Wässer ein. Als sehr durchlässig erweist sich die Schieferzone.

Die beim Vortrieb ermittelte Gesteinswärme von maximal 23,9° C (in Tunnelmitte) führt auch zur Erwärmung der durchsickernden Wässer. Während des Baues konnte festgestellt werden, daß die Quelltemperaturen durchwegs niedriger als die des umgebenden Gesteins waren. Als höchste Quelltemperatur wurde seinerzeit bei km 4,96 (Ring 513) 21,2° C abgelesen. Die höchste Wassertemperatur hatte in unserer Untersuchung der Austritt bei Tunnel-km 6,09 (Ring 622) mit 18° C. Vor fast sechs Jahrzehnten wurden hier 19,4° C gemessen. Der Unterschied könnte durch die starke Durchlüftung der Tunnelröhre infolge des dichten Zugverkehrs (zeitweise 6 Züge gleichzeitig im Tunnel) bedingt sein.

Ergebnisse der hydrochemischen Untersuchungen

Die im Tauerntunnel austretenden Quellen führen Tagwässer aus Niederschlägen, die durch ein kompliziertes System von Klüften in die Tiefe gelangt sind. Je langsamer dieses Eindringen vor sich geht, um so größer ist die Erwärmung und die Aufnahme von Stoffen aus dem umgebenden Gestein. Einige Bestandteile werden bereits an der Gebirgsoberfläche gelöst, andere erst auf dem Weg durch die Tiefe. Nach den geologischen Verhältnissen (Fig. 1) durchlaufen die Wässer zwei verschiedene Gesteinszonen: Die Wässer Nr. 1 bis 3 passieren den Forellengneis des nördlichen Tunneleinganges, alle übrigen den porphyrischen Granitgneis, den der Tunnel zwischen km 2,28 und 7,81 durchörtert.

Die chemische Zusammensetzung (Tabelle 1 und Fig. 2) läßt erkennen, daß die Quellen Nr. 1 bis 3 schwach mineralisierte gewöhnliche Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer mit nur geringen Mengen von Na-, Mg-, Sulfat- und Fluorid-Ionen liefern. Diese Wässer unterscheiden sich in chemischer Hinsicht nur unbedeutend, so daß sie als eine einheitliche Gruppe anzusehen sind. Ihr Gehalt an gelösten ionisierten Stoffen (584 $\mu\text{val/l}$) und an gelöster Kieselsäure (4,4 mg/l) nimmt tunnel-einwärts etwas zu²⁾. Ihre mittlere Austrittstemperatur beträgt 6,6° C. Auch die drei südlichsten Quellen (Nr. 11 bis 13) führen schwach mineralisierte Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer (436 $\mu\text{val/l}$) und unterscheiden sich chemisch trotz des anderen Durchgangsgesteins (porphyri-

²⁾ Die Konzentrationsangaben dieses Abschnittes sind Mittelwerte aus der Kationen- und Anionen-Summe einzelner oder in Gruppen zusammengefaßter Wässer.

Tabelle 1: Tauertunnelwässer: Austrittsstellen der Quellen 1 bis 13 bzw. Entnahmestellen der Sammelwässer 14 bis 16; Austrittstemperaturen ($^{\circ}\text{C}$), Wasserstoff- (pH) und Redox-Exponent (rH) bei 20°C , Ionenkonzentrationen in μval pro Liter; S_K bzw. S_A bedeuten die Summe der Kationen bzw. Anionen. Kieselsäure (H_2SiO_3) in mg pro Liter.

Nr.	Ring	km	$^{\circ}\text{C}$	pH	rH	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	S_K	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	F ⁻	S_A	H ₂ SiO ₃
1	50	0,35	7,0	8,4	28,6	48	10	438	76	5	577	0	52	383	14	449	3,6
2	64	0,48	7,0	8,7	28,2	40	6	518	52	3	619	0	26	493	30	549	4,2
3	85	0,68	6,0	7,9	28,1	51	7	579	52	1	690	0	38	559	28	625	5,3
4	509	4,93	17,0	8,4	28,6	473	28	804	82	0	1387	0	490	715	140	1345	11,4
5	539	5,26	17,0	8,2	27,7	469	18	836	55	0	1378	0	580	655	161	1396	11,3
6	557	5,44	16,0	8,1	28,0	478	25	964	76	0	1543	0	707	650	168	1525	10,3
7	608	5,95	12,5	8,2	27,9	81	9	482	27	0	599	0	111	378	54	543	4,5
8	608	5,95	12,5	8,2	27,4	74	7	490	42	0	613	0	145	372	54	571	4,5
9	622	6,09	18,0	8,6	29,7	334	24	695	77	2	1132	0	464	488	133	1085	8,3
10	648	6,34	12,0	8,8	31,1	90	9	639	70	3	811	0	274	453	53	780	5,0
11	714	6,99	10,0	9,0	29,5	45	10	422	49	2	528	0	52	363	30	445	3,3
12	777	7,63	10,0	9,1	31,2	31	5	358	41	8	443	0	44	312	27	383	2,8
13	787	7,72	7,0	9,2	31,7	34	5	374	25	0	438	0	30	322	32	384	2,5
14	97	0,80	13,0	7,8	29,2	526	42	1061	57	3	1689	0	628	886	161	1675	12,7
15	477	4,61	16,5	7,8	28,2	478	31	920	59	0	1488	0	639	750	143	1532	12,0
16	807	7,93	12,0	8,6	29,3	94	9	518	89	0	710	0	103	428	63	594	4,7

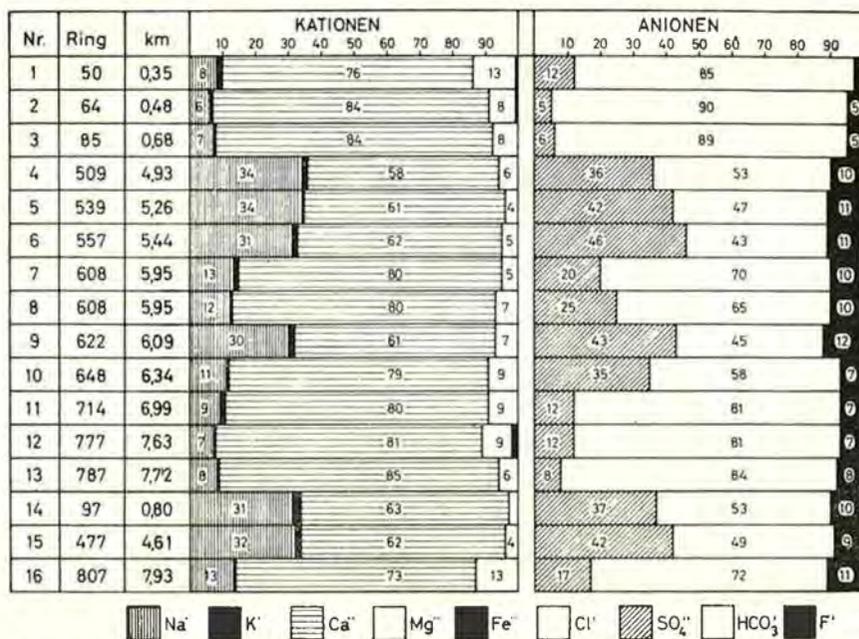


Fig. 2: Ionenverteilung der Tauerntunnelwässer in $\mu\text{val}/\text{l}$.

scher Granitgneis) nicht wesentlich von der Nordgruppe (Nr. 1 bis 3). Ihre Austrittstemperatur ist im Durchschnitt höher ($9,0^\circ\text{C}$). Auch der Wasserstoffexponent (Mittel 9,1) und der rH-Wert (Mittel 30,6) ist etwas höher als in den nördlichen Quellwässern (8,3 bzw. 28,3).

Die tiefer im Tunnel aus kompaktem porphyrischem Granitgneis entspringenden lauwarmen (Mittel $17,0^\circ\text{C}$) Wässer (Nr. 4, 5, 6 und 9) sind stärker mineralisiert ($1348 \mu\text{val}/\text{l}$). Hier treten die Ca-Hydrogenkarbonat-Ionen zurück und die Na- bzw. Sulfat-Ionen stärker hervor. Gleichzeitig steigt auch der Fluorid- und Kieselsäure-Gehalt auf durchschnittlich $150 \mu\text{val}/\text{l}$ bzw. $10,3 \text{ mg}/\text{l}$ an. pH- und rH-Werte liegen im Durchschnitt etwas tiefer als in den tagnahen südlichen Tunnelwässern, unterscheiden sich aber von den nördlichen, aus dem Forellengneis kommenden Wässern nicht signifikant.

Mitten unter diesen mineralreicheren tiefen Bergwässern treten zwei Wasseradern (Nr. 7 und 8) aus, die deutlich kühler sind ($12,5^\circ\text{C}$) und in Konzentrationen ($582 \mu\text{val}/\text{l}$), Ionenverteilung und Kieselsäuregehalt weitgehend den tagnahen Tunnelwässern gleichen. Beide Quellen werden von einem einzigen starken Wassereintrich gespeist, der anscheinend trotz ansehnlicher Gebirgsüberlagerung mit kurzer Durchgangszeit eine Klüftungs- und Zerrüttungszone passiert. Die Quelle 10

nimmt in chemischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen diesen und den übrigen Tunnelwässern ein (Mineralgehalt 795 $\mu\text{val/l}$).

An drei Stellen wurden Sammelwässer aus dem Sohlkanal entnommen. Bei Tunnel-km 4,6 entsprach die Konzentration des Sammelwassers (Nr. 15, 1115 $\mu\text{val/l}$) annähernd den Quellwässern dieses Tunnelgebietes, während 800 m vom Nordportal (Nr. 14) ein höherer Gehalt an gelösten ionisierten Stoffen (1684 $\mu\text{val/l}$) gefunden wurde, was dafür spricht, daß irgendwo zwischen diesen beiden Entnahmestellen stärker konzentrierte Wasserzuflüsse vorhanden sind. Die Hauptmenge der mineralreicheren tiefen Bergwässer läuft nach Norden ab. Von der Wasserscheide (Tunnel-km 5,96 bzw. Ring 610) nach Süden fließt ein mineralärmeres Sammelwasser (Nr. 16, 652 $\mu\text{val/l}$) ab, das chemisch den äußeren Tunnelwässern ähnlich ist.

Schlußfolgerungen

Die Herkunft der wichtigsten in den Tunnelwässern gefundenen Inhaltsstoffe läßt sich aus dem Mineralbestand der darüber lagernden Gesteinsmassen ableiten. Das Na und das K stammen aus Kalifeldspäten (Mikroklin und Adular) und aus den Plagioklasen (Albit und Anorthit), wobei durch gegenseitige Vertretung einzelner Elemente Mischglieder vorkommen. Auch Perthite (Durchwachungen beider Feldspäte) sind bekannt. Hingegen kommt der sehr widerstandsfähige und deshalb schwer zersetzbare Hellglimmer (Muskowit) als Kaliumlieferant wohl kaum in Betracht. Ca kann der Kalkfeldspat (Anorthit) abgegeben haben. Karbonate wurden im porphyrischen Granitgneis nachgewiesen. Mg dürfte vom dunklen Glimmer (Biotit) oder vom Chlorit herrühren. Das Eisen kommt aus den Pyriten und Markasiten, weniger aus dem widerstandsfähigen Biotit. Das Sulfat läßt sich aus der Verwitterungszone beziehen, wo sulfidische Erze durch den in Wasser gelösten Luftsauerstoff in lösliche Sulfate umgewandelt werden. Fluor ist ein im Gasteiner Raum weitverbreiteter Spurenstoff.

Die Bildungsweise dieser Wässer und die für ihre chemische Zusammensetzung verantwortlichen Vorgänge sind noch kaum bekannt. Die oberflächennahen Gerinne des Gasteiner Raumes führen meistens sehr schwach mineralisierte Ca-Hydrogenkarbonat-Wässer, die, wie die vorliegende Studie zeigt, ohne sehr wesentliche Änderung ihrer Zusammensetzung auch in größere Tiefe vordringen können, wenn Klüftungs- und Zerrüttungszonen einen raschen Durchgang durch das Gebirge ermöglichen (Wasser Nr. 7 und 8). Die ganz anders zusammengesetzten tiefen Bergwässer entstehen anscheinend nur beim langsamen Durchsickern feiner Spalten und Risse. An ihrer endgültigen Bildung sind mehrere Vorgänge beteiligt: Neben einfachen physikalischen Lösungsprozessen, die nach unseren bisherigen Erfahrungen allerdings meist schon in der Verwitterungszone zur Sättigung führen, sind es vor allem die langsamer ablaufenden chemischen Vorgänge, die all-

mählich neue Lösungsmöglichkeiten schaffen und dadurch die unterschiedliche Zusammensetzung verschieden rasch durchfließender Wässer bedingen. Das aus der Bodenkrume in die Tiefe geführte Kohlendioxyd greift nicht nur Karbonat-, sondern auch Silikatgesteine an, wodurch — wie bisher unveröffentlichte Auslaugversuche ergeben haben — nicht nur Kieselsäure, sondern auch Na- und Fluorid-Ionen vermehrt in Lösung gehen. Der O₂-Gehalt der versickernden Niederschlagswässer oxydiert unlösliche sulfidische Erze zu löslichen Sulfaten, wobei die gelösten Schwermetall-Ionen gegen Feldspat-Alkalien ausgetauscht und als Silikate ausgefällt werden. Ablagerungen brauner Eisensilikate waren an mehreren Quellaustritten zu beobachten. Auch Erdalkalien werden nach und nach gegen Alkalien ausgetauscht. Die berglein steigende Temperatur beschleunigt alle diese Vorgänge und erhöht die Konzentration der Wässer wahrscheinlich auch durch zunehmende Verdampfung.

Tabelle 2: Konzentrierungsfaktoren der verschiedenen Ionen in den inneren Tauerntunnelwässern (Nr. 4—10) und in den Sammelwässern (Nr. 14—16). Die Faktoren geben an, wieviel mal die Konzentrationen in diesen Wässern größer sind als in den Wässern des südlichen Tunnelausganges (Nr. 11—13), deren mittlere Konzentrationen in der 1. Zeile in $\mu\text{val/l}$ (Ionen) bzw. in mg/l (H_2SiO_3) angegeben sind.

Nr.	Na'	SO ₄ ''	Ca''	HCO ₃ '	F	H ₂ SiO ₃
11—13	37	42	385	332	30	2,9
4	12,8	11,7	2,0	2,2	4,7	3,9
5	12,7	13,8	2,2	2,0	5,4	3,9
6	12,9	16,8	2,5	2,0	5,6	3,6
7	2,2	2,6	1,3	1,1	1,8	1,6
8	2,0	3,5	1,3	1,1	1,8	1,6
9	9,0	11,0	1,8	1,5	4,4	2,9
10	2,4	6,5	1,7	1,4	1,8	1,7
14	14,2	14,9	2,8	2,7	5,4	4,4
15	12,9	15,2	2,4	2,3	4,8	4,1
16	2,5	2,5	1,3	1,3	2,1	1,6

Wenn man den Mineralgehalt der langsamer versickernden inneren Tunnelwässer mit jenem der rascher durchsickernden äußeren Tunnelwässer vergleicht, zeigt sich, daß die Konzentrationen einiger Bestandteile ziemlich gleich stark zugenommen haben. Aus der Tabelle 2 läßt sich herauslesen, daß die Anreicherung von Ca und Hydrogenkarbonat bzw. Na und Sulfat, weiters von Fluorid und Kieselsäure zwar nicht

exakt, aber doch weitgehend parallel erfolgt ist. Die Zunahme des Ca- und Hydrogenkarbonat-Gehaltes ist vielleicht einfach die Folge einer teilweisen Abdestillation von Wasser durch die höhere Temperatur im Berginnern. Die Auflösung der Na- und Sulfat-Ionen beginnt wahrscheinlich mit der Oxydation der sulfidischen Erze zu Sulfaten, an die sich ein Austausch von Schwermetall-, insbesondere Eisen-Ionen, gegen die Na-Ionen der Feldspäte anschließt. Dieser Austausch scheint in einigen Wässern (6, 9, 10), die auch durch einen geringen Kieselsäuregehalt auffallen, nur teilweise vollzogen. Kieselsäure- und Fluoridgehalt könnte dadurch verknüpft sein, daß das Fluor zumindest teilweise im Gestein als Fluorsilikat vorliegt und daher bei der Auflösung ebenso wie die Kieselsäure anfällt. Die Fluorsilikate zersetzen sich sehr rasch im Wasser zu Fluoriden und Kieselsäure.

Abschließend muß darauf hingewiesen werden, daß die vorstehenden Betrachtungen über die Bildung der chemischen Zusammensetzung der Tauerntunnel-Wässer derzeit noch sehr hypothetisch sind. Wenn man nur das Bewiesene gelten läßt, so ist zuzugeben, daß unsere Kenntnisse heute immer noch nicht viel weiter reichen als der zweifellos richtige, aber doch recht orakelhafte Ausspruch des Älteren Plinius: „tales sunt aquae, qualis terra per quam fluunt.“

Literatur

- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm—Ankogel-Gruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 13, Wien 1952 (mit geologischer Karte des Ankogel—Hochalm-Gebietes 1 : 50.000).
- EXNER, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 93, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50.000. Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1956.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1957.
- MACHE, H. & BAMBERGER, M.: Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauerntunnels und über die Gasteiner Therme. Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. IIA, 123, Wien 1914.
- SCHEMINZKY, F. & STINI, J.: Die Überschußwärme im Thermalstollen (Pasel-Stollen) von Badgastein/Böckstein, ihre Ausbreitung im Gebirge und ihre Herkunft (zugleich ein Beitrag zur Methodik der Bestimmung der Sollwärme in Stollen und Tunneln). Geologie und Bauwesen, 24, 1959.
- STINI, J.: Tunnelbaugeologie. Springer-Verlag, Wien 1950.

Summary

The Tauern Tunnel between Böckstein (Salzburg) and Mallnitz (Carinthia), which was built from 1903—1907, is with its length of 8551 m, at present the longest subterranean exposure of the Eastern Central Alps. Its northern mouth is 1173 m, the southern 1221 m above sea level, its overlying beds are up to 1500 m thick (fig. 1). The tunnel crosses, from north to south, 330 m detritus, 370 m "Forellen"-gneiss, 1580 m granite gneiss, 5531 m porphyric granite gneiss, 224 m porphyric gneiss granite, 496 m glimmer schist and 20 m detritus.

In the middle of the tunnel the rock temperature is 23.9° C, the geothermic gradient is stated as being 49 m per ° C. The highest water temperature was measured at km 4.96 (21.2° C).

The water outflows depend on the jointage of the rock. Generally the "Forellen"gneiss occurring in the northern section is more strongly jointed and more permeable than the granite gneisses. The schist zone proved highly permeable.

With regard to the chemism of the waters, various groups can be distinguished: The springs no. 1, 2 and 3 (fig. 2) carry little mineralized Ca-hydrogene carbonate waters (up to 580 µval/l) with negligible quantities of Na-, Mg-, sulphate-, and fluoride-ions; so do the southernmost springs no. 11—13.

Those waters that rise more deeply in the tunnel from the compact porphyric granite gneiss (no. 4, 5, 6, 9) are more strongly mineralized (about 1350 µval/l), receding Ca-hydrogene carbonate ions give way to Na- and sulphate ions, the fluoride and silicic acid content is higher, too (about 150 µval/l and 10.3 mg/l respectively). In the midst of this group there are two outflows (no. 7 and 8) whose mineralization is again very negligible; they are confined to a joint zone.

Investigations showed that the more slowly passing chemical processes take effect (besides simple physical solution processes most of which come to pass already in the weathered material) only with the slow infiltration into fine fissures and clefts down to more considerable depths. The CO₂ which is carried from the subsurface into the depth affects not only carbonate, but also silicate rock, which results in the dissolution not only of silicic acid, but Na- and fluoride-ions as well. The O₂-content of the infiltration waters oxydates insoluble sulphidic ores into soluble sulphates. These processes are accelerated by the temperature, which increases towards the interior of the mountainous body.

Anschriften der Verfasser:

Univ.-Dozent Dr. C. JOB,
Balneologisches Institut der Universität Innsbruck, Schöpfstraße 41,
A-6020 Innsbruck

Univ.-Dozent Dr. G. MUTSCHLECHNER,
Geologisches Institut der Universität Innsbruck, Innrain 30a,
A-6020 Innsbruck