BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 407 - 422	Bern, 1982

DIE ANWENDUNG NATUERLICHER UND KUENSTLICHER TRACER IN EINEM HOCHALPINEN MEGNESITBERGBAU

J.E. Goldbrunner, P. Ramspacher, H. Zojer, J.G. Zötl, Graz/A

Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungszentrum Graz

H. Moser, W. Rauert, W. Stichler, München

Institut für Radiohydrometrie, GSF München/BRD

Abstract: To compare different hydrogeological methods in the field of application in the magnesite mine of Radenthein/Austria natural and artificial tracers have been used. The results represent a corresponding proof concerning the recharge areas and the underground storage of selected waters. Thus gave the possibility to establish an optimum drainage system in the mine.

1. Die geologischen Grundlagen

Die Magnesitlagerstätte an der Nordflanke der Millstätter Alpe ist zwischen altkristallinen Gesteinsserien eingeklemmt, die bergwärts als Glimmerschiefer ausgebildet sind, während im Liegenden in die Schiefer immer wieder karbonatische Lagen (Kalkmarmore) eingeschaltet sind. Die Form der Lagerstätte als ein talwärts umgebogener Keil weist auf Hangbewegungen hin, die bereits zu einer Zeit wirkten, als noch kein Magnesit abgebaut wurde. Relikte dieser durch die glaziale Talvertiefung hervorgerufene Bergzerreissung sind Verebnungen und Grosswülste nordöstlich der Millstätter Alpe sowie ein Doppelgrat. Die kleinen Mulden sind örtlich von Seen ausgefüllt.

Reaktiviert wurde der Talzuschub sowohl durch den schon seit längerem abgeschlossenen obertätigen Magnesitbergbau als auch durch die in der Folge in hohem Umfange ablaufenden Arbeiten unter Tage. Die durch den Abbau hervorgerufenen Hohlräume werden durch Gesteine des Hangenden des Magnesitzuges wieder aufgefüllt, wobei der blättrige Zerfall dieser Gesteine sicher die rezente Hangdeformation an der Oberfläche begünstigt. Sie ist in deutlichen Absackungen an der unteren Nordostflanke der Millstätter Alpe erkennbar.

2. Die Erfassung der Wasseraustritte

2.1 Die obertägig austretenden Quellen

Die Quellaufnahme im Hinterland des Magnesitbergbaues, die in der Zeit vom 25. bis 30. Juli 1978 durchgeführt wurde, brachte eine Differenzierung der Wasseraustritte in fünf Bereiche.

- Im gegenwärtig von massiven rezenten Bewegungen verschonten höchstgelegenen Gebiet sind Hinweise auf einen auf den Eisschurf zurückzuführenden Talzuschub unverkennbar. Schon in diesem hochgelegenen Areal ergeben allein die einfachen Feldmessungen erste Hinweise auf eine differenzierte unterirdische Entwässerung. Jene Quellen, die im steilen Hinterland der Absetzungen entspringen, weisen sowohl eine ausserordentlich niedere Wassertemperatur (unter 3,6°C) als auch eine niedrige elektrolytische Leitfähigkeit (unter 15 µS/20°C) auf (Quellennummer 28, 32, 36, 38).
  Höhere Quellwassertemperaturen treten dort auf, wo die Austrittsstelle relativ flach ist (besonders Nr. 39, 40) oder die Möglichkeit einer Anreicherung der Quellen von stehenden Oberflächenwässern her gegeben ist. Hier kann auch eine leicht erhöhte elektrolytische Leitfähigkeit Hinweise geben, was bei den Quellen 29, 30, 31, 33, 34 und 35 der Fall ist.
- Im Zerrungsbereich zwischen 1720 und 1850 m gelegen, finden sich sowohl Wasseraustritte als auch Versickerungsstellen. Letztere trifft man schon im obersten Zerrgebiet, wo ein Gross-

teil der oben angeführten Quellwässer versiegt.
Von den Quellen im Zerrungsbereich tragen die Wässer der Gruppe Nr. 14 - 16 aufgrund der höheren Temperatur und Leitfähigkeit Anzeichen sekundären Ursprungs, zumal auch hinsichtlich ihrer Schüttung ihr Einzugsgebiet eindeutig über die höchstgelegenen Zerrspalten hinausgehen muss. Sehr unterschiedlich sind die Feldparameter der Quellen 12, 13 und 17 - 21, wobei manche von ihnen wohl Folgeaustritte sind, während weiter im SE (Nr. 22, 23, 41) eine direkte Entwässerung aus dem Bergleib erfolgen dürfte.

- Der Tagbaubruch wird durch eine Reihe von Quellen von stark unterschiedlichem Charakter entwässert. Die grösste Quellgruppe entspringt an der Basis des nördlichen Tagbaues mit einer Gesamtschüttung von mehr als 30 l/s (Nr. 5, 6, 7). In ihrer Nähe tritt auch die Quelle Nr. 4 auf einer etwas höheren Etage aus. Stark unterschiedlich sind die Feldmesswerte bei den in verschiedenen Höhen im Südabschnitt des Tagbaues entspringenden Quellwässern. Höhere Temperaturen (zur Aufnahmezeit!) weisen auf einen nahen Oberflächeneinfluss hin, die hohe elektrolytische Leitfähigkeit der Wässer (über 400 Mikrosiemens) lässt wiederum ihr Einzugsgebiet in Magnesit- oder Dolomitlagen vermuten. Ihre genaue Einstufung wird wohl auch vom Verbrauch in den Tagbauetwagen etwas behindert.

- Die Quellen im Bereich des Nöringsattels werden nicht mehr vom Bergbau beeinflusst, sie versiegen im Schutt des Abraummaterials. Eine der Quellen bildet den Ursprung des Nöringbaches.

- Im SE-Bereich des Untersuchungsgebietes, etwa zwischem dem Hauptlager und dem Löschteich, treten einige Quellen aus, die sowohl noch im alten Bruchbereich liegen (25, 42-44) als auch im Gebiet darunter (26, 27, 45, 46), dem auch die Trinkwasserversorgung von Schwarzwald angehört. Alle diese Wässer erreichen Leitfähigkeitswerte um 200 Mikrosiemens.

Die Versickerung von Oberflächenwässern in nicht verkarsteten Gebieten ist entweder an offene Spalten und Fugen oder an Lockermaterial gebunden. Im Untersuchungsgebiet wurden 8 markante Ver-

sickerungsstellen aufgenommen. Am Nöringsattel strömen Gerinne von grösseren Höhen ab und versickern im dort angelagerten Schutt der Abraumhalden (E 1, E 2). Die weiteren Infiltrationspunkte liegen auf der Kälbergrön, wobei vier davon Oberflächenwasser im obersten Zerrspaltensystem aufnehmen (E 3 - E 6). Wie unterschiedlich die Lagerung der zerbrochenen Gesteinsmassen in diesem Bereich ist, zeigt E 7, wo am selben Hang ca. 30 m tiefer das Oberflächenwasser der Quellen Nr. 39 und 40 versickert. Die Quellen Nr. 14 - 16 bilden den Ursprung des sogenannten Wildbaches. Dieser versiegt in etwa 1780 m Höhe gänzlich (E 8), um etwa 50 Höhenmeter tiefer wieder auszutreten, allerdings mit einer geringeren Wasserführung. Weitere Versickerungen liegen im Südteil der Etage 10 (E 9).

2.2 Die Grubenwässer

Durch den Abbau unter Tag ist auch die Wasserzirkulation in der Grube Veränderungen unterworfen. Dies trifft umso mehr zu, als nicht nur die bergbautechnisch bedingten Hohlräume entstehen und damit ein künstliches Vorflutniveau geschaffen wird, sondern auch das durch den Talzuschub nachrückende Gebirge immer wieder einen Wechsel in der Wasserwegigkeit bewirkt.

Aus diesen Gründen ist grundsätzlich mit Verlegungen von Wasseraustritten im gesamten Grubenbereich zu rechnen. Dies bewirkt auch eine schwierige Interpretation der untertätigen Wasserbewegungen. Zur Orientierung ist auf das Lagerstättenprofil (Fig. 1) zu verweisen:

UN = Unterschneidniveau
AN = Abzugsniveau
8/1 = Nummer des Wasseraustrittes
DA = Damm
MW = Messwehr
Q = Querschlag
WSN = Wetterschacht Nord
Sch = Schacht

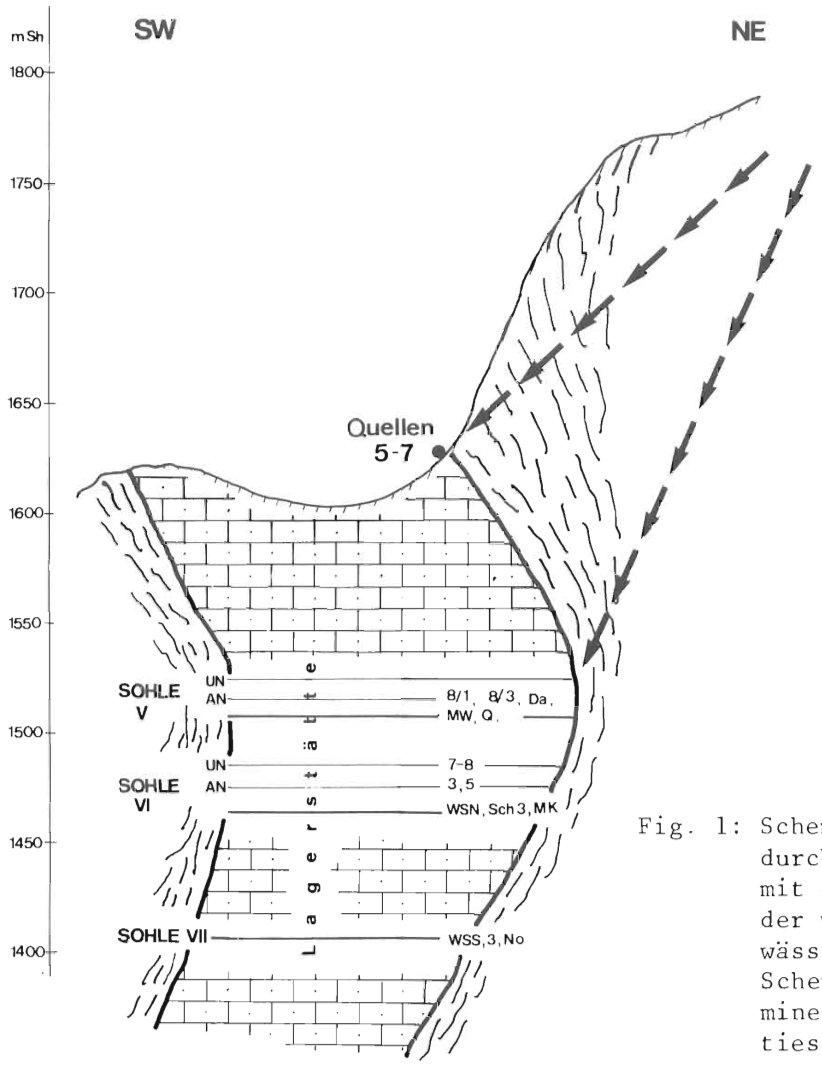


Fig. 1: Schematisches Profil durch die Lagerstätte mit einer Eingliederung der wichtigsten Grubenwässer.
Schematic profile of the mine including the localities of subsurface springs.

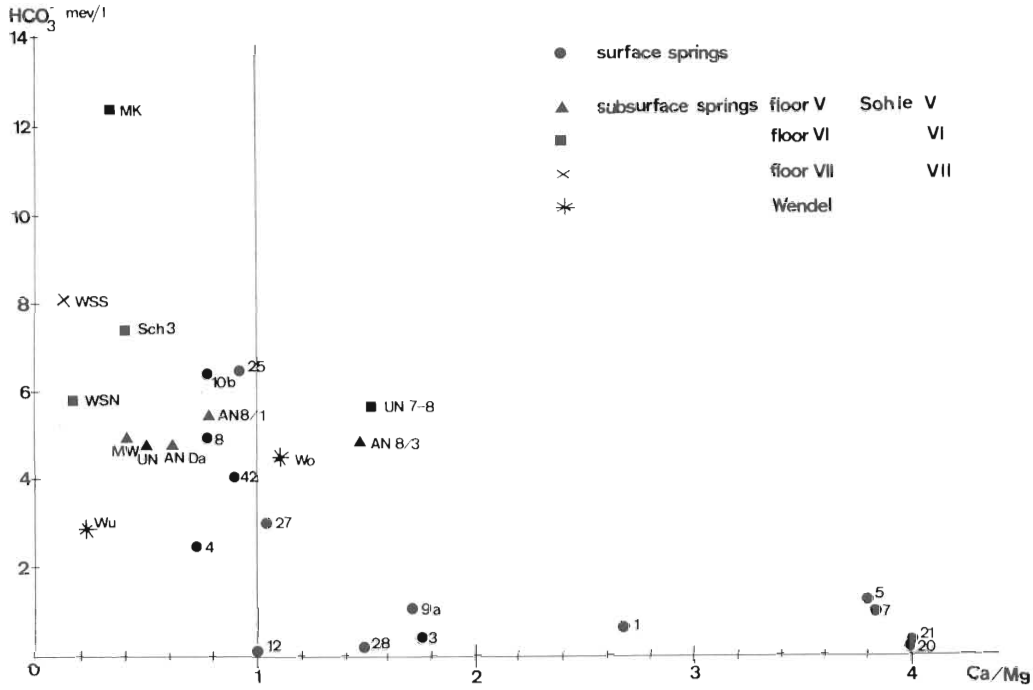


Fig. 2: Ca/Mg-Verhältnis in Beziehung zum HCO_3-Gehalt ausgewählter Wässer
Ca/Mg ratio versus the bicarbonate content of selected waters

MW = Maschinenkammer
WSS = Wetterschacht Süd
No = Nordstrecke

Sehr gering sind die Wassermengen, die auf Sohle V vom Unterschneidniveau des Versuchsblocks abströmen, sie waren ab dem Sommer 1978 nur mehr als stärkeres Tropfwasser erkennbar. Im Abzugsniveau des Versuchsblocks sind sowohl bei den Trichtern 1 und 3 des Querschlages 8 als auch auf dem Damm, der als Folge eines Grubenunglücks vom Jänner 1978 zwischen den Querschlägen 8 und 7 errichtet wurde, rege Wasseraustritte festzustellen.

Alle Wässer dieser Sohle werden im Niveau des Grundgleises durch zwei Messwehre erfasst.

Der nördliche Austritt von Grubenwässern auf der Sohle IV erfolgt beim Wetterschacht Nord. Seit dem Beginn der Untersuchungen fliessen auf dieser Sohle kontinuierliche Wassermengen aus dem Schacht 3 und aus einer Kluft bei der Maschinenkammer.

Die Sohle VII wird durch die sogenannte Wendel aufgeschlossen. Entlang des Förderstollens, der auch mit der Sohle VI verbunden ist, treten an beiden Ulmen Sickerwässer zu, von denen jeweils solche in der Nähe des Mundloches (Station 72) und solche knapp vor Erreichen der Sohle VII für hydrogeologische Untersuchungen herangezogen wurden. Vom Beginn der Untersuchungsperioden an erfolgte eine Beobachtung von Grubenwasser aus dem Wetterschacht Süd.

3. Die chemisch-physikalischen Eigenschaften der Wässer

3.1 Die Untersuchung der wichtigsten Leitionen

Sowohl für die Charakterisierung der obertätig austretenden Quellwässer als auch der Grubenwässer wurden als Leitionen die Erdalkalien Calcium und Magnesium und das Hydrogencarbonat als Anion herangezogen. Besondere Berücksichtigung fand dabei das Ca/Mg-Verhältnis, um eine wirkungsvolle Trennung zwischen Magnesitwässern und dem Berggrundwasser aus dem tauben Gestein zu erzielen. Eine Kontrolle des Erdalkaligehaltes bildet hierbei die

Konzentration von HCO_3^-, da als Anionenrest nur geringe Spuren an Sulfat und Chlorid auftreten.

Grubenwässer, die aus dem "Alten Mann" entspringen, der vornehmlich gebrochenes Material mit hohem Magnesitanteilen enthält, weisen eine - entsprechend der Lösungsbereitschaft des stark aufgearbeiteten Materials - hohe Anreicherung von Magnesium auf. Dem gegenüber vermindert sich der Magnesiumgehalt bei jenen Wässern, deren Einzugsgebiet in den bergseitig aufgeschlossenen kristallinen Schiefern liegt; sie gelangen wohl in erster Linie entlang der Kontaktzone Schiefer-Magnesit in die Grube (Fig. 1).

Eine hydrochemische Eingliederung von Grubenwässern und ausgewählten obertätigen Quellwässern vermittelt Figur 2 in einer Gegenüberstellung des Ca/Mg-Verhältnisses zum HCO_3^--Gehalt. Geringmineralisierten Wässern ist im allgemeinen ein Calciumübergewicht eigen (Nr. 12, 28, 3, 9a, 1, 31, 20, 5, 7). Sie stammen aus den höher gelegenen Einzugsgebieten, wo die Granatglimmerschiefer überwiegen und stehen nicht im Kontakt mit Magnesiumkarbonaten. Die höher mineralisierten obertätigen Wasseraustritte sind durch ein Ca/Mg-Verhältnis gekennzeichnet, das etwa zwischen 0,8 und 1 liegt. Der beachtliche Unterschied im HCO_3^--Gehalt (2,5 bis 6,5 mev/l) deutet auf einen nicht einheitlichen Kontakt mit Karbonatgesteinen hin. So ist besonders bei den Quellen Nr. 25, 10b, 8 und auch 4 mit vornehmlich stark magnesiumhältigen Gesteinen (Magnesit und Dolomit) in ihrem Einzugsgebiet zu rechnen, während die Quelle Nr. 27 hauptsächlich das Liegende der Lagerstätte (unter anderem auch Marmor) entwässert.

Bei den Grubenwässern ist eine generelle Zunahme der Mineralisierung mit der Tiefe festzustellen. Aus der Reihe fällt hier Mk (Sohle VI), in deren unmittelbaren Einzugsgebieten der "Alte Mann" besonders stark aufgearbeitet zu sein scheint und daher eine ausserordentlich hohe Lösungsbereitschaft zeigt.

Alle Grubenwässer mit einem Magnesiumübergewicht durchströmen vor ihrem Austritt über eine bestimmte, wenn auch unterschiedlich lange Strecke den "Alten Mann", wobei die Wässer der tiefe-

ren Sohlen infolge des in dieser Zone noch wirkungslosen Talzuschubes in stärker zerbrochene Gesteinsbereiche der Lagerstätte gedrängt werden. Aus diesen Gründen ist neben dem hohen Gehalt an Bikarbonaten auch der Magnesiumüberhang gegenüber dem Calcium beträchtlich. In Bereichen, wo im Sommer 1978 der Talzuschub besonders wirksam war (Sohle V), zeigt das Ca/Mg-Verhältnis der Grubenwässer deutliche Unterschiede in Abhängigkeit von der Lage der Austritte im Bezug zur Kontaktfläche kristalline Schiefer-Lagerstätte. Hier zeigt sich z.B. auf AN der Sohle V, dass Unterschiede auch auf engem Raum auftreten können. Die Proben AN/Damm und AN 8/1 weisen noch einen deutlichen Magnesiumüberschuss auf, während AN 8/3 - nur wenige Meter weiter bergseitig gelegen - bei ungefähr gleicher Konzentration von HCO_3^- ein klares Calciumübergewicht aufweist. Hier ist der Einfluss der bergseitigen Kontaktzone eindeutig nachweisbar.

Aussagekräftig ist auch die Betrachtung der chemischen Hauptkomponenten im jahreszeitlichen Vergleich. Die Beobachtungsperiode erstreckt sich vom Frühjahr bis zum Herbst 1978. Der eben noch im Frühsommer 1978 bei Sohle V AN 8/3 festgestellte Calciumüberhang ändert sich unmittelbar nach dem Trockenfallen des benachbarten Trichters 8/1. Hier werden die Wässer des "Alten Mannes" offensichtlich zu den benachbarten Austritten (8/3, Da) umgeleitet, zumal sich auch das Wasser aus dem Damm in seiner Beschaffenheit merklich zugunsten des Magnesiums ändert. Auf der anderen Seite führt der Querschlag 3 auf AN der Sohle VI ab Herbst 1978 jene Wässer ab, die in der Zeit vorher vom Messwehr (MW) der Sohle V entlang des Grundgleises dem Mundloch zuströmte und durch seinen hohen Mg-Anteil auffällt.

Aus den chemischen Analysen lässt sich der Einfluss der Schneeschmelze, der sich in einer Verminderung der Mineralisierung äussern müsste, nur sehr schwer ablesen. So steigt der Mineralgehalt bei den Wässern der Sohle V durchwegs an, was auf eine nicht unwesentliche Beimengung von länger gespeicherten unterirdischen Wässern zurückzuführen ist, während im Mittelfeld der Sohle VI (Sch 3, MK) doch eine deutliche Verringerung der Erdalkalienionensumme im Juni erkennbar ist. Dieses Absinken der Mi-

neralisierung geht - zumindest bei MK - mit einer Verschiebung des Ca/Mg-Verhältnisses zugunsten des Calciums konform.

3.2 Isotopenmessungen

3.2.1 Die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18

Die Probennahme für Isotopenuntersuchungen erstreckte sich in unregelmässigen zeitlichen Abstand vom 20.3.1978 bis zum 24.4.1979. Sie umfassten sowohl Grubenwässer als auch an der Oberfläche austretende Quellwässer.

Im Vergleich der beiden stabilen Isotope Deuterium und ^{18}O ergibt sich eine Bezugslinie, die in nachstehender Gleichung ausgedrückt werden kann:

$$\delta D = 8\ \delta\ ^{18}O + 12{,}7$$

Der Deuteriumüberschuss dieser Beziehung ist einem gewissen Einfluss des Niederschlages mediterranen Ursprungs gegeben. Der Höheneffekt schlägt insofern durch, als in Fig. 3 eine Beziehung der Höhe der Quellaustritte und dem ^{18}O-Gehalt zur Zeit der Probennahmen, das ist im Juli 1978, erkennen lässt. In diesem Diagramm sind lediglich die oberirdischen Wasseraustritte zusammengefasst. Es ist ersichtlich, dass generell eine Dreiteilung der Wässer entsprechend der Höhenstufen des Einzugsgebietes mit deutlich unterschiedlichem ^{18}O-Gehalt vorliegt. Ein besonders hochliegendes Einzugsgebiet besitzen die Quellen Nr. 39 und 28. Aus der generellen Höhenabhängigkeit der ^{18}O-Werte fallen allerdings zwei Gruppen (A, B) heraus. Bei den Quellen Nr. 31 und 35 ist ein ihrer Seehöhe entsprechend zu hoher ^{18}O-Gehalt erkennbar. Die Ursache dieses Herausfallens beider Quellwässer liegt in einer teilweisen Anreicherung dieser Wässer durch kleine Karseen, die als stehende offene Wässer dem Verdunstungseffekt und einer entsprechenden Isotopenfraktionierung unterliegen.

Ein anderes Phänomen zeigt die Quellgruppe B (Quellen Nr. 5, 7), deren Wasser eine für die Austrittshöhe von ca. 1600 m im Nordteil der Etage 10 im ehemaligen Tagbau eine für diese Höhenlage zu niedrige ^{18}O-Konzentration enthält. Dies bedeutet, dass ihr

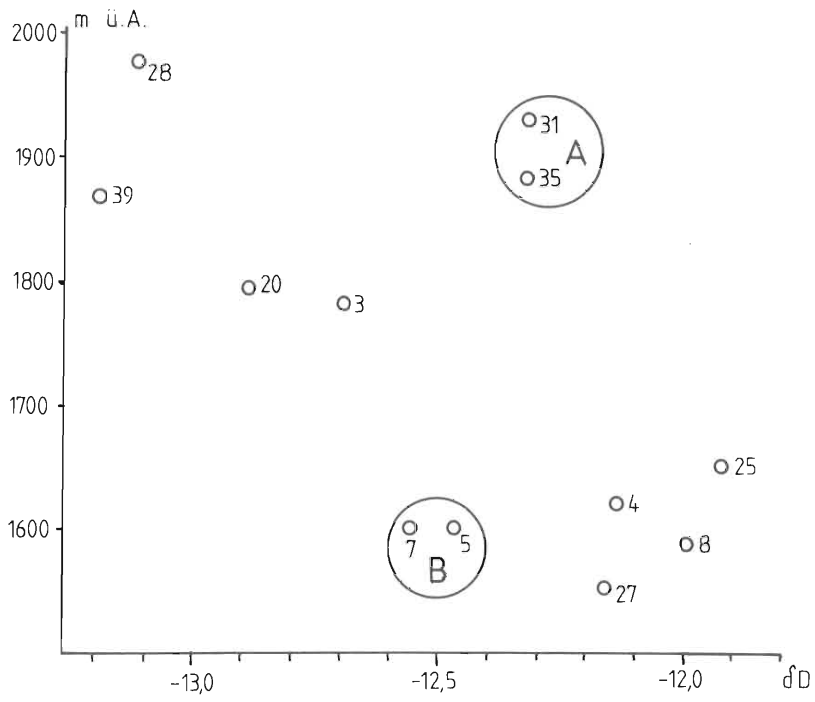


Fig. 3: Die Höhenlage der Quellaustritte in Beziehung zum Sauerstoff-18-Gehalt von Quellwässern (Juli 1978)

Relationship between the elevation and oxygen-18 content of surface springs (July 1978).

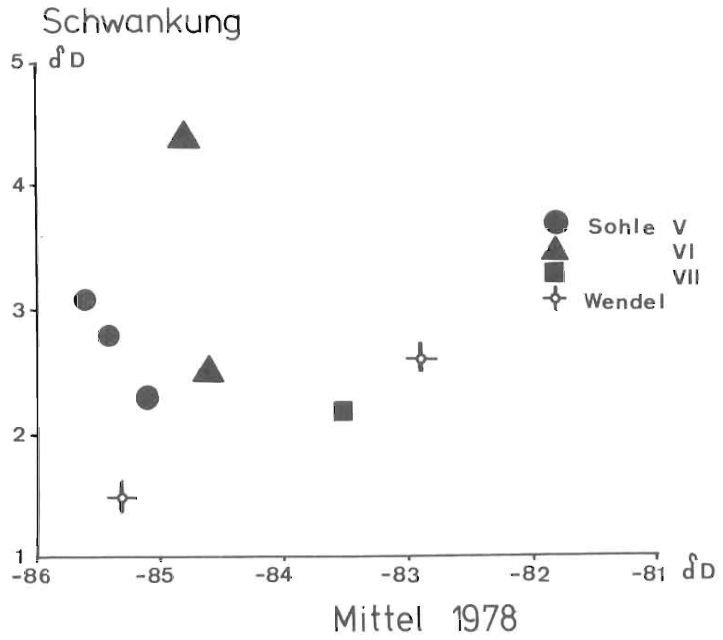


Fig. 4 : Das Jahresmittel 1978 des Deuteriumgehaltes von Grubenwässern und deren Schwankungsbreite

^{2}H-average and fluctuations of mine waters 1978

Einflussgebiet sehr hoch bis in die Gipfelregion hinaufreichen muss. Hier deutet sich an, dass durch hochliegende Quellen austretende Wässer, die in den obersten Zerrspalten versickern, bei diesen beiden Quellen wieder austreten können.

Neben diesen Aussagen über die isotopenhydrologische Einstufung der Quellwässer an der Nordostflanke der Millstätter Alpe lassen sich auch die Grubenwässer in ein bestimmtes Entwässerungssystem einordnen.

Fig. 4 zeigt eine Gegenüberstellung des ^{18}O-Gehaltes von Grubenwässern, wobei der Schwankung von 6 - 7 Messungen im Jahre 1978 den mittleren ^{18}O-Gehalt derselben Wässer im selben Zeitraum gegenübergestellt wurden. Die geringste Schwankung des ^{18}O-Gehaltes zeigt der Wasseraustritt in der unteren Wendel, dessen Einzugsgebiet zwar relativ hoch hinaufreicht, das Wasser in diesem aber gut durchmischt ist. Die grössten Schwankungen im ^{18}O-Gehalt besitzt das Grubenwasser des Schachtes 3 (Sch3) auf der Sohle VI; die Ursache ist in einer schnelleren Verbindung zur Oberfläche und einem schnelleren Einsickern von Niederschlägen zu suchen. Dazwischen liegen in der Schwankungsbreite die übrigen für diese Untersuchungen herangezogenen Grubenwasseraustritte. Der niedrigste mittlere ^{18}O-Gehalt ist den Grubenwässern der Sohle V eigen (zwischen -12,6 und -12,1 δ‰), was ein hochliegendes Einzugsgebiet der unterirdischen Wasseraustritte bedingt.

Im Gegensatz dazu liegt das Grubenwasser der Sohle VII (zwischen -11,9 und -12,1 δ‰), das den höchsten ^{18}O-Gehalt aufweist. Daraus lässt sich der Schluss ableiten, dass die tief im Bergleib austretenden Grubenwässer bei Sohle VII nicht oder nur im geringen Masse von dem in dem Bereich der Kälbergrönalm versickernden Oberflächenwässern angereichert werden. Im Gegensatz dazu dürfte der niedrige ^{18}O-Gehalt der Grubenwässer von der Sohle V sehr wohl auf eine Beeinflussung von Wässern aus einer grösseren Höhe hinweisen. Es ist daher aus diesem Diagramm zu schliessen, dass die im Bereich der obersten Zerrspalten versickernden Gerinne zum Teil in der Grube und hier auf der Sohle V austreten.

Diese Aussage wird auch durch den Jahresgang des Deuteriums von ausgewählten Wässern der Sohlen V, VI und VII bestätigt.

Bei einer gemeinsamen Interpretation der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Messungen ergibt sich eindeutig der Schluss, dass die Versickerung von Oberflächenwässern und Niederschlagwässern höherer Einzugsbereiche, die in die Grube eindringen, in erster Linie (solange es möglich ist), entlang des Kontaktes vor sich geht, und erst wenn eine Weiterverbreitung des Wassers entlang dieser Zone nicht mehr möglich ist, ein Eindringen in den "Alten Mann" erfolgt. Im Zuge der bergbautechnischen Massnahmen soll daher im Sinne der Sicherheit vor allem dem Wasser die Möglichkeit gegeben werden, sich frei an diesem Kontakt in die Grube zu bewegen, wobei generell verhindert werden soll, dass es sich im "Alten Mann" verteilen kann.

3.2.2. Tritium

Als günstig für die Interpretation der Tritiumdaten ist die Tatsache anzusehen, dass im Mai 1974 eine im Niederschlag ungewöhnlich hohe Tritiumkonzentration auftrat (Station St. Peter am Katschberg 470 T.U.).

Die meisten Wasserproben aus dem Grubenbereich zeigen Werte zwischen 90 und 125 T.U.; im Gegensatz dazu steht die Durchschnittstritiumkonzentration des Niederschlages der Jahre 1976/77/78 von 80 T.U.. Dies weist für den Hauptteil der Grubenwässer auf eine Verweilzeit von 2 - 3 Jahren hin, und zwar zeigt sich eine systematische Zunahme des Grundwasseralters von der Probennahmestelle Wendel oben (Wo) zu jenen auf den Sohlen V - VII. Es ist also auch aus den Tritiumuntersuchungen zu erkennen, dass auf den tieferen Sohlen der unmittelbare Einfluss von der Oberfläche abnimmt.

Niedrige Tritiumgehalte von ungefähr 20 T.U. fanden sich in Proben der Probennahmestelle Wendel unten (Wu). Dies lässt sich nur durch erhebliche Anteile von Wässern mit einem Alter von mehr als 25 Jahren erklären. Hinweise auf eine gute Durchmischung des Reservoirs dieses Wasseraustrittes lieferte schon die geringe Schwankung der ^{18}O und Deuterium-Gehalte in der Beobachtungsperiode.

4. Der kombinierte Markierungsversuch vom Sommer 1978

4.1 Vorarbeiten und Durchführung des Versuches

Aus Gründen, die in der möglichen Anreicherung von Wässern im Bruch- und Grubenbereich liegen, wurden für den kombinierten Markierungsversuch sechs Versickerungsstellen zur Eingabe von Markierungsstoffen ausgewählt

a) Nöringsattel Süd - E 1 (1660 m)

b) Nöringsattel Nord - E 2 (1660 m)

c) höchstliegende Zerrspalten - E 5 (1850 m)

d) alte Versickerungsstelle - E 7 (1820 m)

e) Wildbach - E 8 (1780 m)

f) Versickerung Etage 10 - E 9 (1600 m).

Die Eingabe der Markierungsstoffe erfolgte am 10. August 1978:

E 1: 1.000 kg KCl (7:15 bis 11:30 Uhr)
E 2: 7,5 kg Amidorhodamin G (11:45 bis 12:20 Uhr)
E 5: 4,9 kg Rhodamin FB (7:25 bis 8:00 Uhr)
E 7: 8 kg Uranin (8:00 bis 9:45 Uhr)
E 8: 10 kg Tinopal (9:00 bis 9:40 Uhr)
E 9: 1.500 kg NaCl (7:00 bis 12:15).

An der Versickerungsstelle E 9 wurde das NaCl kontinuierlich in den Untergrund eingebracht, da nur eine Teilversickerung des Oberflächenwassers über eine längere Strecke zum Zeitpunkt der Eingabe vorhanden war. Die Schwinden E 3, 4 und 6 wurden nicht beschickt.

Die Quellen an der Oberfläche wurden vorerst stündlich beprobt, später ging man auf weitere Zeitintervalle, in der Grube begann man im 8-stündlichen Rhythmus.

Alle Probennahmestellen wurden zur farbqualitativen Analyse mit Kohlesäckchen versehen, die in unregelmässigen Abständen mehrmals gewechselt wurden.

4.2 Die Messergebnisse

Ein quantitativer Nachweis sowohl des Uranins als auch Rhodamins konnte nur bei oberflächlichen Wasseraustritten gemessen werden. Der erste Nachweis einer Farbe ergab sich am 10. 8. 1978 um 18:00 Uhr bei W 1, das sind zehn Stunden nach der Einspeisung, die Spitze stellte sich am 11.8 um 11:00 Uhr ein, das sind 27 Stunden nach der Einspeisung. In Anbetracht der kurzen Entfernung zwischen der Einspeisung und der Messstelle von wenigen Metern ist dies eine relativ lange unterirdische Verweilzeit, die darauf hinweist, dass das Wasser vorerst in grössere Tiefen transportiert und dann in diesem stark zerbrochenen Bereich wieder herausgedrückt wird. Quantitative Messergebnisse lassen auch die Direktmessung bei den Quellen 5, 6 und 7 zu, wobei bei der Quelle Nr. 7 der grösste Farbnachweis mit etwa 6 mg/m^3 Uranin erfolgte. Generell ist allerdings festzustellen, dass die Spitze bei allen 3 Quellen zur selben Zeit erfolgte, nämlich am 3.8.79, das sind 23 Tage nach Einspeisung des Farbstoffes.

Ein eindeutiger Nachweis des eingegebenen Kochsalzes erfolgte bei der Messstelle Maschinenkammer auf Sohle VI im Mittelfeld der Grube, die obertägige Eingabestelle liegt direkt über diesem Wasseraustritt. Der Chloriddurchgang lässt erkennen, dass etwa Anfang Oktober, das ist ungefähr zwei Monate nach der Einspeisung, die Spitze erreicht wurde. Hingegen ist der Natriumdurchgang etwas verzögert, aber doch deutlich erkennbar, wobei im Frühjahr des Jahres 79 einige Schwankungen eingetreten sind. Es ist nicht eindeutig nachzuweisen, ob es sich um natürliche Schwankungen handelt. Das würde bedeuten, dass von der Etage 10 nur eine vertikale Fliessbewegung in den Untergrund erfolgt, die dann auf Sohle VI endet.

Auf der Sohle V ergaben die Uraninmessungen erste Nachweise dieses Farbstoffes im Abzugniveau beim Damm und beim Querschlag 8/ Trichter 3 in der Zeit zwischen 30.8. und 6.9.78, was einer unterirdischen Verweildauer von 20 bis 27 Tagen entspricht. Dieser Uraninnachweis war in der Folge bis zum 25. Oktober desselben Jahres zu beobachten, in der Probenserie zwischen 25.10. und

10.11.78 lag die Konzentration unter der Nachweisgrenze, in der folgenden Beobachtungszeit bis Anfang Dezember waren keine Uraninspuren mehr nachweisbar. Einen weiteren Nachweis ergaben die Uraninmessungen mit Hilfe von Kohlesäckchen beim Wehrquerschlag. Auf Sohle VI setzte ein eindeutiger Farbnachweis durch Uranin bei UN Querschlag 7 am 5.9.78 ein, der in der Folge durchgehend bis etwa 15.2.79 erkennbar war.

Zwischen Mitte Jänner und Mitte Februar 1979 war ausserdem auf Sohle VI im Abzugsniveau beim Schacht 3 bergwärts ein eindeutiger Uraninnachweis vorhanden. Damit war auf der Sohle VI ein Nachweis von Tracern aus dem Zerrungsbereich der Oberfläche nur im Nordfeld nachweisbar, während im Mittelfeld keine Uranin- oder andere Farbspuren nachgewiesen werden konnten. Im Mittelfeld wohl auch deshalb, weil nach Auflassen der Sohle V die Entwässerung eine Stufe in die Tiefe geführt wurde, wodurch jenes Wasser, das ursprünglich auf dieser Sohle auftrat, in der Folge (etwa ab Herbst 1978) auf Sohle VI zum Vorschein kam.

Die Ergebnisse des Markierungsversuches zeigen generell eine klare Bestätigung der Daten und Resultate, die aus den hydrochemischen und isotopenhydrologischen Interpretationen hervorgegangen sind. Sie beweisen aber, dass zur Bestätigung verschiedener Ergebnisse auch verschiedene Methoden notwendig sind, wodurch die Aussagekraft der Ergebnisse wesentlich erhöht wird. Es ist eindeutig bewiesen, dass die oberirdische Versickerung von Wässern bei den Zerrspalten in den verschiedenen Höhenbereichen unterhalb der Kälbergrönalm in direkter Verbindung mit den einzelnen Sohlen unter Tage stehen. In diesem Zusammenhang sei auf das Nordfeld verwiesen, wo sowohl ein Austritt der Wässer bei den darüberliegenden Quellen 5, 6 und 7 erfolgt, als auch bis zum Herbst 1978 auf Sohle V und auf Sohle VI ab diesem Zeitpunkt. Dies bedeutet, dass hier einerseits eine Wasserzirkulation entlang des Kontaktes in die Grube erfolgt, andererseits aber auch eine direkte Verbindung zu den oberirdisch austretenden Quellen vorhanden ist. Dies schliesst eine Verbindung zwischen den weiter unten austretenden Quellen und der darunterliegenden Sohle V bzw. VI aus.

5. Folgerungen

Die wichtigste Massnahme ist nach der Ableitung von Oberflächenwässern vor Erreichen der obersten Zerrspalten sicher die Aktivierung der Wasserwegigkeit unter Tage im Bereich des Kontaktes, wobei dadurch in erster Linie vermieden werden soll, dass Wässer aus der Kontaktzone in den "Alten Mann" und vom "Alten Mann" schliesslich in die Grube durchdringen können. Es ist von grösster Wichtigkeit, dass die Wasserwegigkeit am Kontakt so weit als möglich aufrechterhalten bleibt.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 423 - 434	Bern, 1982

ANWENDUNG DER MARKIERUNGSTECHNIK ZUR UNTERSUCHUNG DER ENTWAESSERUNGSFUNKTION EINES ERZGANGES

Günter Ackermann[+], Alfred Blinde[++], Ernst Fabian[+++] und Heinz Hötzl[+]

[+]Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe
[++]Institut für Boden- und Felsmechanik der Universität Karlsruhe
[+++]Schluchseewerk AG., Freiburg /Breisgau

Abstract: INVESTIGATIONS ON THE DRAINAGE FUNCTION OF AN ORE LODE BY MEANS OF TRACER TECHNIQUES

In the area of a planned storage reservoir in the Southern Black Forest the exposed granite is crossed by a cavernous ore vein. In order to assess the tightness of the lode crossing the barrage site, its permeability and its influence on the neighbouring rocks had to be investigated.
To detect the hydrogeologic conditions tracer tests were carried out with fluorescent dyes in this area which is well-developed through shafts, tunnels and many boreholes. In connection with artificial groundwater lowerings the drainage function of the ore lode could be detected and the effects of experimental sealing measures could be observed and assessed.

1. Einleitung

Die Markierungstechnik hat sich in der Hydrogeologie vor allem bei hohen Durchlässigkeiten des Untergrundes und großen Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers als eine erfolgreiche und

auch kostengünstige Untersuchungsmethode erwiesen. Die Methode wird daher dort, wo solche hydraulischen Verhältnisse gegeben sind, nämlich im Karst oder auch bei groben Porenaquiferen, in zunehmendem Maße eingesetzt.

In Grundwasserleitern mit geringen Durchlässigkeiten, wie in feinkörnigen Porenaquiferen, vor allem aber im Kluftgrundwasserleiter, hat die Markierungstechnik noch keine so große Anwendung gefunden. Nachteilig machen sich hier die meist sehr geringen Fließgeschwindigkeiten bemerkbar, die eine großräumige Untersuchung, z.B. im Hinblick auf die Abgrenzung eines Einzugsgebietes, unmöglich machen. Schon bei relativ geringen Entfernungen kann es zu Verweilzeiten im Untergrund von mehreren Monaten bis zu einem Jahr und mehr kommen. Die bei praktischen Problemen leider vielfach kurzfristig zu erstellenden Beurteilungen schließen solche Langzeitversuche von vornherein aus. Auch hat die Unterschätzung der geringen Abstandsgeschwindigkeit verschiedentlich zu negativen Versuchsergebnissen geführt und damit die Bereitschaft, diese Methode im Kluftaquifer einzusetzen, gemindert.

Auf der anderen Seite sind aber bereits zahlreiche Beispiele publiziert, bei denen auch unter diesen eingeschränkten hydraulischen Bedingungen die Tracermethode erfolgreich zur Lösung der offenen Fragen beigetragen hat. Unser Bericht über Untersuchungen in einem Granitbereich mit einem durchsetzenden Erzgang soll ein weiterer Beitrag dazu sein und die Möglichkeit des sinnvollen Einsatzes der Markierungstechnik im Kluftgrundwasserleiter gerade auch bei praktischen Fragestellungen aufzeigen.

2. Problemstellung

Die Kraftwerksgesellschaft Schluchseewerk AG plant im südlichen Schwarzwald im Rahmen ihrer Werksgruppe Hotzenwald den Bau des Jahresspeichers Lindau. Der im Tal des Schwarzenbaches, wenige Kilometer südöstlich von Todtmoos, geplante Stausee soll bei einem Nutzinhalt von etwa 70 Mio m^3 eine Fläche von 310 ha bedecken. Als Sperrenbauwerk ist ein Steinschüttdamm mit Oberflächendichtung vorgesehen.

Geologisch wird der Untergrund des Stauraumes im wesentlichen vom karbonischen Albtalgranit und von Gneisanatexiten der Todtmooser Gneismasse aufgebaut. Oberflächennah wird das Gebiet von quartären Lockersedimenten eingenommen. Im wesentlichen steht würmeiszeitliche Grundmoräne mit Mächtigkeiten von bis zu 1o m an. Erwähnenswert ist eine quartäre in situ Zergrusung des Albtalgranits. Das völlig aufgelockerte Material wird als "Berglesand" bezeichnet. Durch einzelne Bohrungen sind Berglesandmächtigkeiten bis zu 36 m bekannt.

Im näheren Bereich der Sperrenstelle wird der Granit von mehreren bis über 1oo m mächtigen WNW-SSE streichenden Granitporphyrgängen sowie von einem nahezu rechtwinkelig zur Dammachse angeordneten Erzgang durchsetzt. Das Gangmaterial dieses sogenannten Erzganges Hermann besteht im wesentlichen aus Quarz, grünlichem Flußspat sowie untergeordnet Beiglanz und Kupferkies. Auf die zuletzt genannten Minerale war im letzten Jahrhundert ein Bergbau umgegangen. Ein altes Stollensystem sowie mehrere Pingen zeugen noch davon. Bei den ersten Untersuchungen, gerade im Hinblick auf den alten Bergbau, wurde eine besondere Wasserwegigkeit und Durchlässigkeit des Erzganges festgestellt. Sie geht einerseits auf eine gangparallele Zerklüftung der unmittelbaren Begleitzone, vor allem aber auf die hohe Kavernösität des bis zu 2 m breiten Erzganges selbst zurück. Diese ist verursacht durch eine sekundäre Lösung der Flußspäte. Die dadurch entstandenen Hohlräume wurden nur teilweise durch jüngeren Quarz verfüllt.

Im Zusammenhang mit den schräg zum Erzgang angeordneten ebenfalls stärker geklüfteten Granitporphyrgängen bestand die Gefahr einer Um- bzw. Unterläufigkeit der Sperrenstelle. Da über die Vorflut des bis zu 1,7 km in den Stauraum hineinragenden Erzganges nichts bekannt war, stand nicht nur die Dichtheit der in Aussicht genommenen Sperrenstelle, sondern die Dichtheit des gesamten Stauraumes zur Diskussion. Für eine gesicherte hydrogeologische Beurteilung dieser Frage waren daher die hydraulische Tiefenwirkung und die zugehörige Vorflut des Erzganges, der Mechanismus der unterirdischen Entwässerung sowie das hydraulische Zusammenwirken von Erzgang und Granitporphyrgängen abzuklären.

3. Untersuchungsprogramm

3.1 Allgemeine hydrogeologische und geotechnische Untersuchungen

Im Laufe der nun über mehr als 2o Jahre gehenden Planung wurden verschiedene Untersuchungen vorgenommen, um die Dichtigkeit und Tragfähigkeit der in Aussicht genommenen Sperrenstelle zu prüfen. Zur genauen Erfassung der Untergrundverhältnisse wurden zunächst umfangreiche Sondierungen durchgeführt. Allein auf den Erzgang wurden 83 Bohrungen mit zusammen 5.8oo Bohrmetern abgeteuft. Zusätzlich wurden zwei bis zu 85 m tiefe Schächte bergmännisch aufgefahren sowie unter der Dammaufstandsfläche ein 66o m langer Stollen vorgetrieben, der auch später zu Kontrollzwecken verwendet werden soll (Fig. 1). Von einem parallel zum Erzgang angelegten Stollenast (Parallelstollen) wurden noch weitere Bohrungen auf dem Gang angesetzt, um die Verteilung und Veränderung der Wasserdrücke zu untersuchen. Begleitend wurden über die zuletzt genannten Bohrungen sogenannte Ablaufversuche durchgeführt.
Im Bereich der Verschneidung von Dammachse und Erzgang wurden erste Injektionsversuche ausgeführt. Hierbei wurde von der Oberfläche bzw. von Bohrnischen in einem Schacht über schräg angeordnete Bohrfächer Zement abgepreßt. Der dort bereits primär relativ dichte Gangabschnitt konnte durch diese ersten Injektionsmaßnahmen weiter abgedichtet werden, so daß beiderseits der Abdichtungszone Druckunterschiede von 3 bar und mehr auftreten.

Auf die Ergebnisse der hier angesprochenen Untersuchungen kann hier nicht im Detail eingegangen werden. Eine ausführliche Darstellung erfolgt an anderer Stelle (BLINDE, A., FABIAN, E., HÖTZL, H., 1982).

3.2 Markierungsversuche

Zur Abklärung der im Rahmen der Problemstellung aufgezeigten offenen Fragen hinsichtlich der unterirdischen Entwässerung wurden parallel zu Wasserauffüll-, Wasserabpreß- und Wasserablaufversuchen gezielte Markierungen vorgenommen.

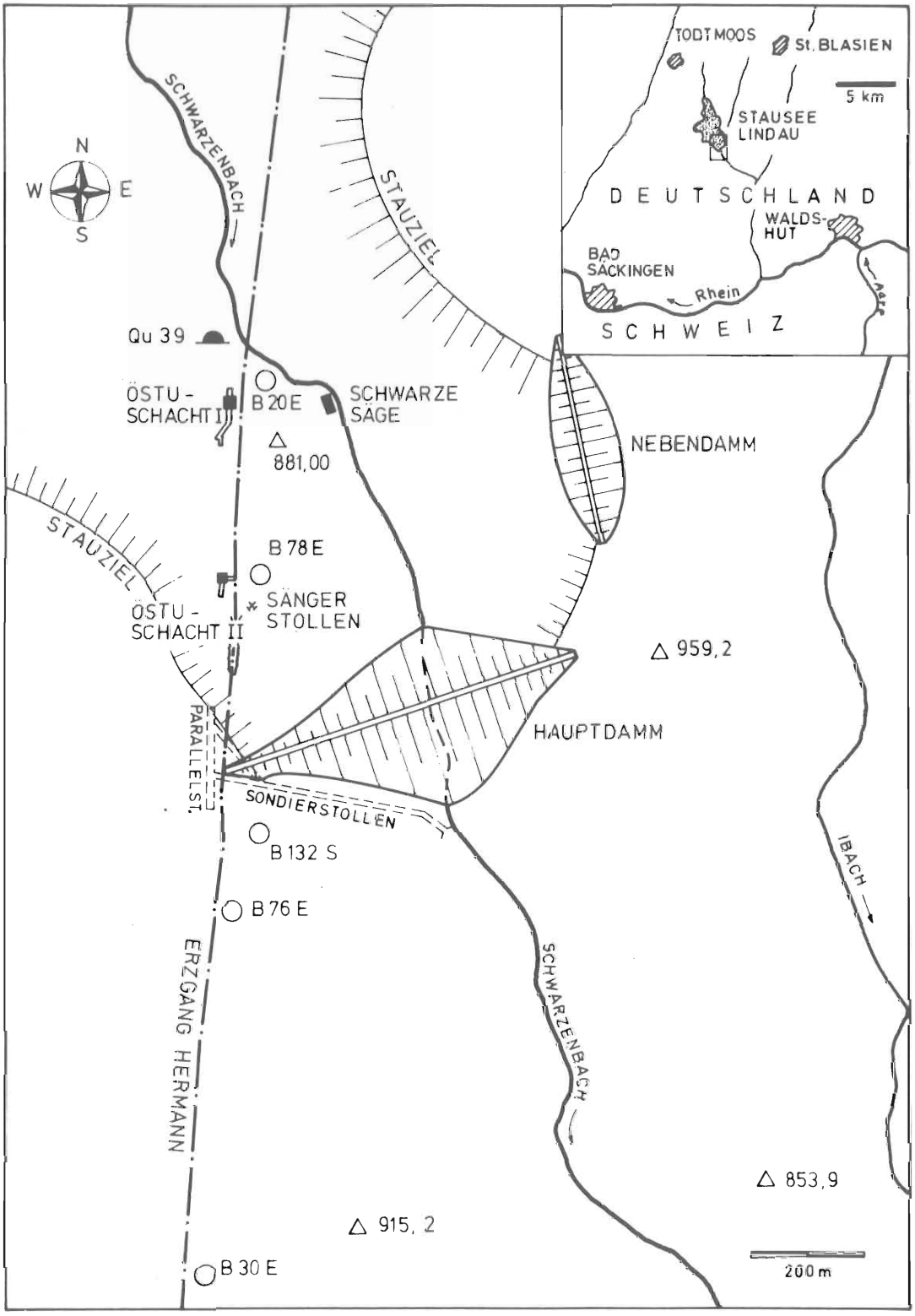


Fig.1 Sperrenstelle des geplanten Stausees Lindau
Dam site of the planned storage reservoir Lindau

3.2.1 Markierungsversuch 1974

In einem wieder aufgefahrenen Bergbaustollen wurden Wasserfüllversuche vorgenommen. Bei Einleitungen bis zu 3o l/s über einen Zeitraum von 14o Stunden erfolgte keine Aufspiegelung. Um den Wiederaustritt des rasch abfließenden Wassers zu erfassen, speiste man noch mehrere Kilogramm Uranin ein. Beobachtet wurde nur visuell über einen Zeitraum von mehreren Monaten. Man konnte weder direkt noch indirekt über den Anstieg einer Quellschüttung den Wiederaustritt des Tracers feststellen.

Im Zuge der Beprobung für den Versuch 1978 wurde in den beiden nördlichsten Bohrungen des Parallelstollens, nur 200 m von der alten Eingabestelle entfernt, eine Uraningrundlast von etwa o,o1 mg/m^3 gemessen, die offenbar auf diesen ersten Versuch zurückzuführen ist.

3.2.2 Markierungsversuche 1978 bis 198o

Im Jahre 1978 wurde von unserer Seite mit der Vorbereitung weiterer Markierungsversuche begonnen. Neben der hydrogeologischen Detailaufnahme der Umgebung der Sperrenstelle im Maßstab 1:2.ooo umfaßten diese Vorbereitungen die Auswahl geeigneter Einspeisstellen sowie den Ausbau ausgewählter Quellen für die Aktivkohlebeprobung. Insgesamt wurden 24 Quellen überlaufende Bohrlöcher und Bäche beprobt. Ein weiterer Schwerpunkt wurde auf die Beobachtung der Wässer im Sondierstollen gelegt.

Mit dem ersten Markierungsversuch (Einspeisung Juni 1978) sollten die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich nördlich des Sondierstollens abgeklärt werden. Zum Zeitpunkt der Eingabe sowie im ersten Monat danach waren die Bohrungen im Nordteil des Parallelstollens geöffnet und daher der Wasserspiegel zugehörigen Abschnitt des Erzganges abgesenkt. Für die Einspeisung wurden drei Bohrlöcher ausgewählt (s.Fig. 1):

- Als nördlichste Eingabestelle wurde Bohrloch B 20 E verwendet, eine Schrägbohrung, die den Erzgang in 130 m Teufe durchfährt. Es wurden 1,5 kg Uranin mit 4.ooo l Wasser einschließlich Vor- und Nachspülung eingespeist.

- 4oo m südlich wurden in B 78 E, das den Erzgang bei 75 m erreicht, 1,5 kg Tinopal CBS-X eingegeben. Die Spülung betrug hier insgesamt 3.5oo l Wasser.
- Unmittelbar oberhalb des Sondierstollen wurden in die Vertikalbohrung B 75 E 1,5 kg Rhodamin FB mit 4.ooo l Spülwasser eingebracht.

Etwa eine halbe Stunde nach Einspeisung trat aus den Bohrlöchern 9 und 1o im Nordteil des Parallelstollen Rhodamin in sehr hoher Konzentration aus (o,4 g/l). Ein sichtbarer Farbstoffaustritt im Stollenbereich mußte in Kauf genommen werden, um mögliche Austritte an der Oberfläche erfassen zu können. In ummittelbarer Nähe der Bohrlöcher 9 und 1o waren Austritte des Tracers im Erzgang selbst, der vom Hauptstollen durchfahren wird, zu beobachten (Fig. 2). In diesem relativ kompakten Gangabschnitt trat Rhodamin in Haarklüften des Gangmaterials wie auch des unmittelbar angrenzenden Nebengesteins aus. Nördlich der beschriebenen Austrittsstelle konnten in den übrigen beprobten Bohrlöchern des Parallelstollen keine Rhodaminspuren nachgewiesen werden. Auch sämtliche beprobte Quellen blieben Rhodamin-negativ.

Die beiden nördlich des Sondierstollen eingespeisten Tracer Uranin und Tinopal konnten zunächst nur in den Wässern der geöffneten Bohrlöcher im Nordteil des Parallelstollen nachgewiesen werden: in den drei im äußersten Norden beprobten Bohrlöchern trat zunächst Tinopal mit Konzentrationen bis zu 1oo mg/m^3 auf, zum ersten Mal etwa 6 Stunden nach Einspeisung. Bei einer Entfernung von ca. 22o m zwischen Einspeis- und Wiederaustrittsstelle ergibt dies eine Abstandsgeschwindigkeit von 35 m/h. Nach 4 Tagen konnte in den gleichen Bohrlöchern auch das im Rahmen dieses Versuches eingespeiste Uranin nachgewiesen werden. Die Maximalkonzentration betrug hier 17 mg/m^3. Die Berechnung der Abstandsgeschwindigkeit ergab bei einer zurückgelegten Strecke von etwa 6oo m einen Wert von 6 m/h. Die Durchgangskurven der beiden Tracer im Bohrloch 12 sind in der Fig.3 wiedergegeben. In den weiteren unmittelbar südlich gelegenen Bohrungen des Parallelstollens konnten weder Uranin und Tinopal noch die erwähnte Uraningrundlast nachgewiesen werden.

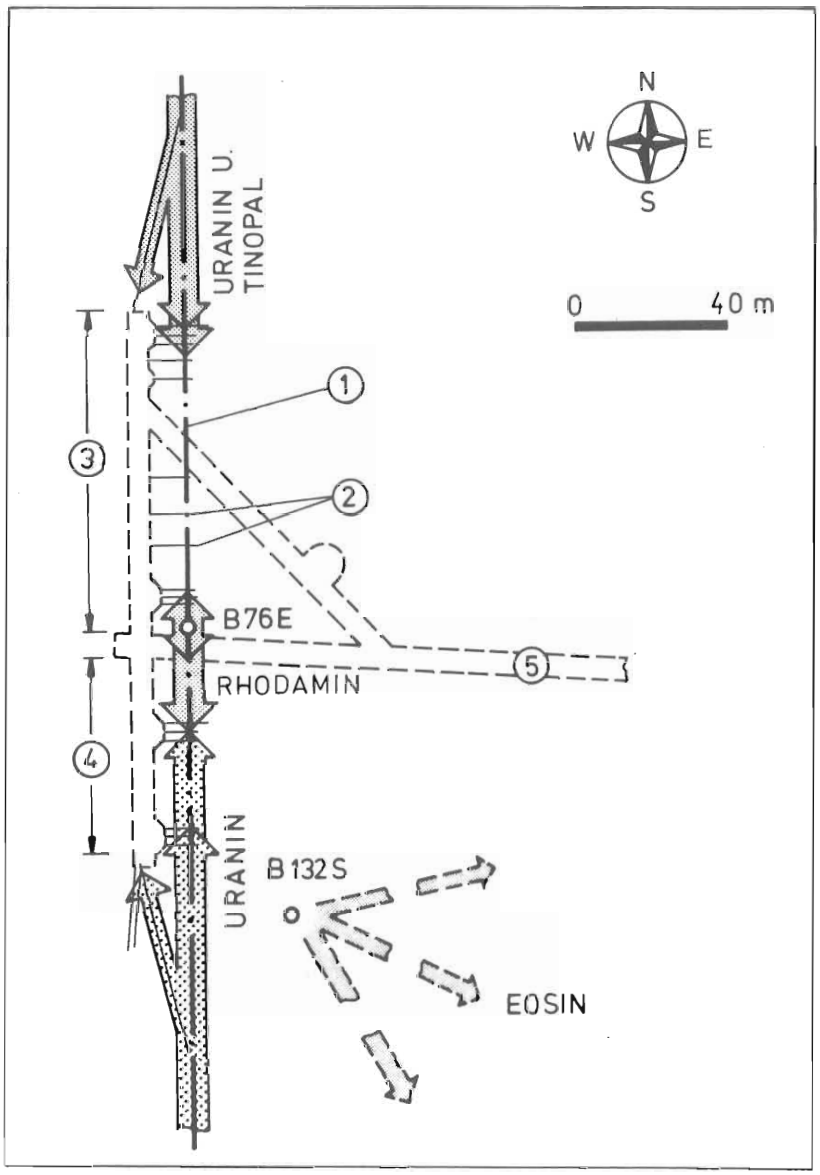


Fig.2 Tracernachweise im Sondierstollen Lindau
1 - Erzgang Hermann
2 - Schräg- und Horizontalbohrungen
3 - Parallelstollen Nordteil
4 - Parallelstollen Südteil
5 - Hauptstollen

Tracer detection in the sounding tunnel Lindau
1 - ore lode Hermann
2 - inclined and horizontal boreholes
3 - parallel tunnel (northern part)
4 - parallel tunnel (southern part)
5 - main tunnel

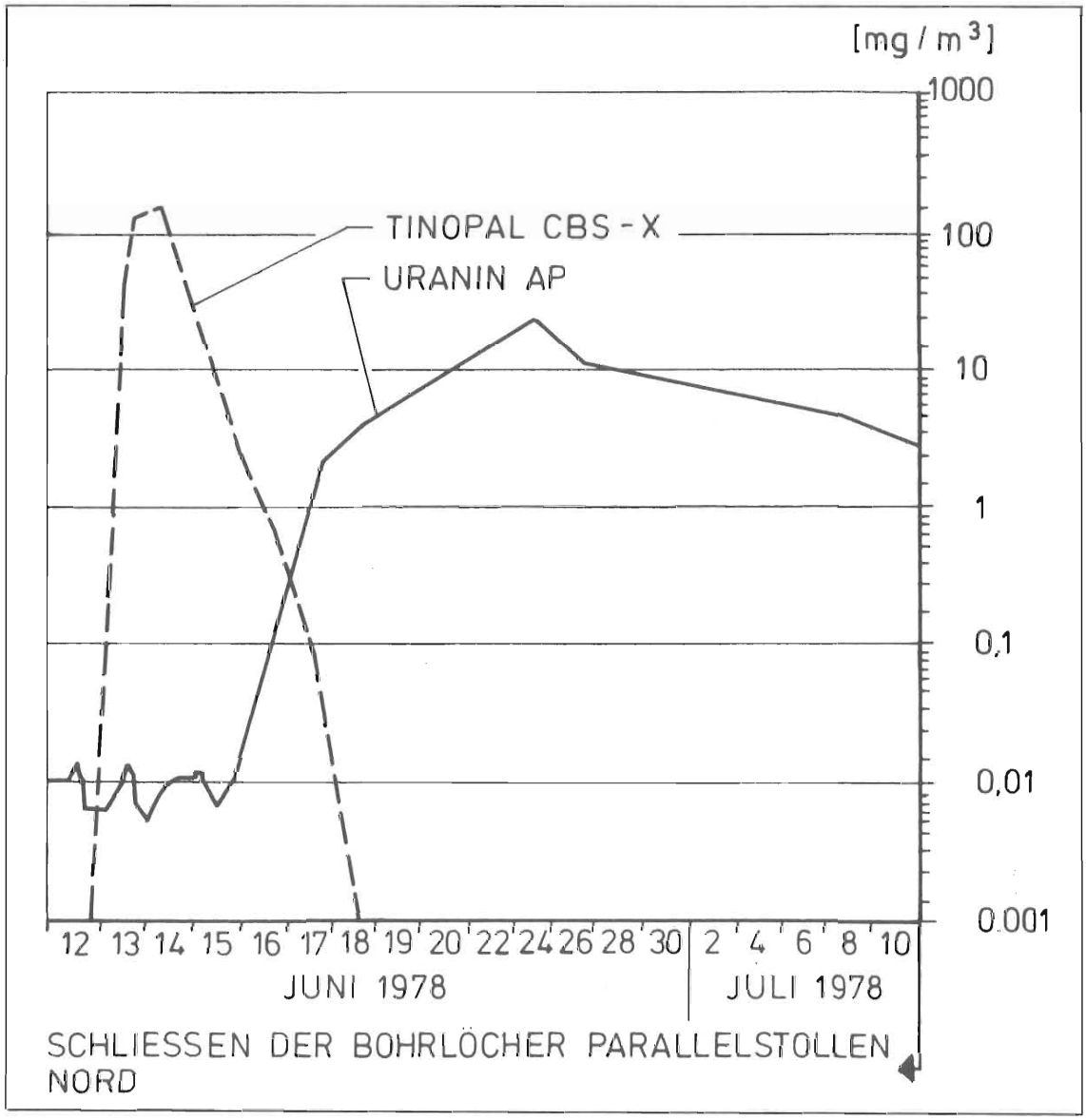


Fig.3 Tracerdurchgangskurven von Bohrloch 12 Sondierstollen Lindau

Curves of tracer concentration in borehole 12 sounding tunnel Lindau

Nach dem erneuten Schließen der Bohrlöcher im Nordteil - einen Monat nach Einspeisung - konnten geringe Uraninspuren in einer Quelle nördlich der Eingabestelle nachgewiesen werden (Qu.39). Damit war die überraschende Tatsache belegt, daß der Erzgang im natürlich belassenen Zustand entgegengesetzt zur Fließrichtung des Schwarzenbachs nach Norden entwässert. Eine Querentwässerung über die stärker zerrütteten Granitporphyrgänge konnte aufgrund der 2,5-jährigen ständigen Aktivkohlebeprobung ausgeschlossen werden.

Ein weiterer Markierungsversuch sollte die unterirdische Entwässerung des Erzganges im Bereich südlich des Sondierstollens abklären. Da aus dem ersten Versuch bekannt war, dass die Wässer des nördlichen Bereichs das Gebiet südlich des Sondierstollens nicht erreichen, wurde im September 1978 erneut Uranin AP verwendet. Als Einspeisstelle wurde das etwa 15o m südlich des Sondierstollen gelegene Bohrloch B 76 E ausgewählt (Erzgang in 168 - 196 m Teufe). Mit einer Gesamtspülung von 6.ooo l Wasser wurden 2,o kg des Tracers eingegeben.

Zum Zeitpunkt der Einspeisung waren sämtliche Bohrlöcher des Parallelstollen geschlossen. Die Tropfwassermenge im südlichen Stollenteil betrug insgesamt etwa o,5 l/s. Uraninspuren waren darin ab der vierten Woche nach der Einspeisung durchgehend zu beobachten. Erst ein Jahr später konnten höhere Uraningehalte in sämtlichen Wässern der nunmehr im Rahmen eines Wasserablaufversuches im Südteil geöffneten Bohrlöcher festgestellt werden.

Drei in Streichrichtung des Parallelstollen niedergebrachte Bohrungen auf einen weiter südlich gelegenen Granitporphyrgang enthielten in ihren Wässern nur sporadisch Uranin. Der Markierungsversuch zeigte, dass das Drainagesystem Erzgang auch südlich des Sondierstollens nach Norden entwässert. Südlich der Eingabestelle B 76 E besteht allerdings eine indirekt über den Markierungsversuch nachgewiesene Wasserscheide: die südlich davon gelegene artesisch überlaufende Erzgangbohrung (B 3o E) blieb Uranin-negativ.

Innerhalb des erwähnten Wasserablaufversuches im Südteil des Parallelstollens wurde im Oktober 1979 ein ergänzender

Markierungsversuch durchgeführt. Durch ihn sollte die Existenz einer bereits durch Pegelmessungen bekannten unterirdischen Wasserscheide zwischen Erzgang und Schwarzenbach nachgewiesen werden. Im Rahmen von Wasserabpreßversuchen (WD-Tests) wurden in Bohrloch B 132 S, das den Erzgang nicht durchteuft, 2,o kg Eosin FA in einer Teufe von 2o - 25 m mit verpreßt (Wasseraufnahme 9 l/min, Druck: 17 bar). Die Ergebnisse dieser Markierung zeigten, daß sich das nur 4o m vom Sondierstollen entfernt gelegene Bohrloch bereits östlich dieser Wasserscheide befindet. Trotz der künstlichen Absenkung im Erzgang konnte in den Bohrungen Parallelstollen Süd auch im Rahmen der Langzeitbeobachtung mit Aktivkohle kein Eosin nachgewiesen werden. Nach etwa einem Jahr konnte der Tracer gelegentlich - in geringen Spuren - in beprobten Quellen östlich und südlich der Eingabestelle nachgewiesen werden.

4. Zusammenfassung

Im Rahmen eines umfangreichen Untersuchungsprogrammes zur Abklärung der hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich der Sperrenstelle des geplanten Stausees Lindau wurden mehrere Markierungsversuche durchgeführt. Die Versuche bestätigten die außergewöhnliche hydrogeologische Bedeutung des Erzganges Hermann und ließen die Auswirkungen erster Injektionsmaßnahmen erkennen. Generell ergab sich folgendes Bild:

- Der durch erhöhte Wasserwegigkeit ausgezeichnete Erzgang übt auf die unmittelbar benachbarten Granite und Granitporphyre eine gewisse Drainagewirkung aus.

- Die natürliche Entwässerung des Erzganges erfolgt innerhalb des untersuchten Abschnittes entgegengesetzt zur Ausrichtung des Tales von Süden nach Norden.

- Die Hauptvorflut bildet der Schwarzenbach im Kreuzungsbereich mit dem Erzgang. Es besteht keine direkte Querentwässerung über die Granitporphyrgänge und dazu parallel angeordneten Klüften im Granit zum tiefer gelegenen Talabschnitt.

- Der im Bereich des Sondierstollens angetroffene dichtere Abschnitt des Erzganges konnte durch erste Zementinjektionsversuche weiter abgedichtet werden. Beidseits dieses Abschnittes besteht heute ein Druckgefälle von etwa 3o m Wassersäule.

- Bei natürlichen, nicht abgesenkten Verhältnissen sind auch im Erzgang die Abstandsgeschwindigkeiten nur gering. Die eingebrachten Tracer traten nur verzögert mit z.T. über mehrere Jahre anhaltendem Durchgangsverlauf aus. Mittels künstlicher Absenkung konnte die Wiederausbringung für die Versuchsdurchführung beschleunigt werden.

Die durchgeführten Markierungsversuche haben die bei der Anwendung dieser Technik in Kluftaquifern auftretenden Probleme verdeutlicht. Durch die geringe Wasserzirkulation in dem engen Netzwerk der Klüfte ergeben sich nicht nur bei Einbringen der Tracer in tiefere Bereiche des Grundwassers, z.B. über Bohrungen, sondern auch bei oberflächennahen Einspeisungen hohe Verweilzeiten.

Durch die geringfügige, z.T. stagnierende Wasserbewegung erfolgt nur eine allmähliche Ausschwemmung des Tracers. Damit verbunden sind geringe Konzentrationen beim Wiederaustritt sowie eine vielfach über Jahre anhaltende Kontamination des betroffenen Bereiches. Trotz dieser Schwierigkeiten kann, wie die Ergebnisse gezeigt haben, die Markierungstechnik auch bei den genannten Aquiferbedingungen mit Vorteil zur Lösung hydrogeologischer Fragen eingesetzt werden.

5. Literaturverzeichnis

ACKERMANN G. (1981): Geologie und Hydrogeologie der Sperrenstelle des geplanten Stausees Lindau (Hotzenwald) - unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologisches Institut, Universität Karlsruhe.

BLINDE A., FABIAN E., HÖTZL H. (1982): In situ-investigations and sealing of a cavernous ore lode in the foundation area of a dam site - Commission Internat. Grands Barrages, Quatorzième Congrès, Q.53, r.16, Rio de Janeiro (in print).

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 435 - 444	Bern, 1982

TRITIUM AND OXYGEN-18 AS NATURAL TRACERS IN THE COMPLEX HYDROLOGY OF THE ALPINE BASIN OF GRINDELWALD (SWITZERLAND)

U. Schotterer, Bern

Physikalisches Institut der Universität Bern/CH

H.U. Felber, Ch. Leibundgut, Bern

Geographisches Institut der Universität Bern/CH

Zusammenfassung: Die hydrologischen Verhältnisse im alpinen Talkessel von Grindelwald sind aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung mit klassischen Methoden allein nur schwer zu erfassen. Neben Hydrometrie und Chemismus wurde die Eigenschaft von Sauerstoff-18 und Tritium als natürliche Tracer des Wasserkreislaufes ausgenutzt, um qualitative und quantitative Aussagen über die Quellen und ihre Einzugsgebiete zu erhalten. Es wurde die Existenz individueller Reservoirsysteme mit Wässern unterschiedlicher Verweilzeiten sowie von Einzugsgebieten nachgewiesen, die z.T. ausserhalb des Talkessels liegen müssen. Bei Wasseraltern zwischen wenigen Jahren und Jahrzehnten kommt der vorübergehenden Speicherung im Gletschereis Bedeutung zu.

Introduction

The Grindelwald region forms part of the Swiss MAB programme, since in this area a still largely intact alpine economy is meeting with keen competition from increasing tourism. For an assesssment of the oecological carrying capacity of the area, it is vitally important to have, inter alia, a knowledge of the water balance and the partial determinants affecting it. The alpine situation and the tectonic stresses to which the rocks are subjected make it difficult to pronounce on the catchment area

and the reservoir capacity of the springs by using classical methods alone, and consequently an attempt was made to solve the problem with additional measurements with ^{3}H and ^{18}O. These isotopes are incorporated in the water molecule and may therefore be regarded as an ideal natural tracer of the water cycle.

The area under investigation

The basin-shaped valley of Grindelwald (82 km^2) forms the upper part of the valley of the Schwarze Lütschine, which is fed at this point by the outflows of the Upper and the Lower Grindelwald glacier (18 and 45 km^2 respectively). The mean elevation of the area under investigation is about 1800 m; the high relief intensity - valley bottom 900 m, Eiger 3970 m - is typical of an area located immediately in front of the peaks of the High Alps.

The geological situation is highly complex. The portions of the Helvetic Wildhorn nappe overthrust to the north are made up of Aalenian schists, ferruginous sandstones and Bajocian sandy limestone. The walls of the High Alps consist of Malm and cretaceous sediments which enclose the crystalline cores of the Alpine central massif. Flysch series have been interfolded between the Malm series and the Dogger of the Helveticum. The bedrock, which is under very severe tectonic stress, is covered to a large extent with detritus and moraine debris in the Grindelwald region.

Most of the average precipitation of 1640 mm becomes effective only during late spring and summer months when the snow melts since, in the cold season, the precipitation is stored on the surface as snow.

The period of the investigation extended from autumn 1979 to summer 1981. After initial reconnaissance measurements on 28 selected springs (see Fig. 1), seven springs of importance for the elucidation of the problem were monthly tested, as well as the out flows of the Upper and Lower Grindelwald glaciers and the Schwarze Lütschine at the valley mouth (Schwendi). Monthly samples of precipitation at Grindelwald (1050 m) and Kleine Scheidegg (2050 m) together with 4 snow profiles of the winter snow cover (1979/80) provided the input values for the isotope surveys.

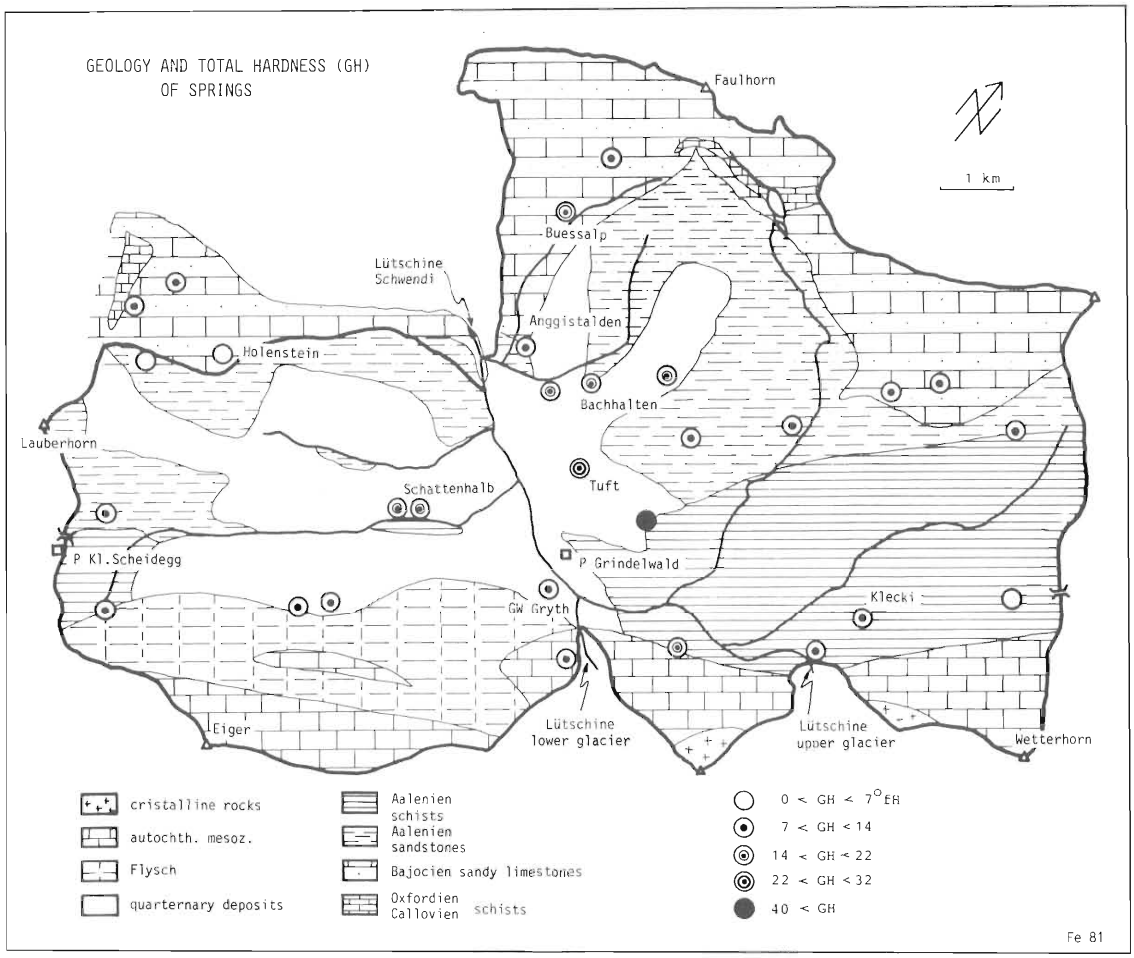


Fig. 1: Geology and total hardness of springs

Hydrometry and chemism of the groundwaters

The discharges of the more closely studied springs vary but have significance for the sub-region they represent. The largest springs are Klecki and Tuft with an annual mean discharge of more than 5 m^3/min each. Bachhalten, Buessalp and Anggistalden have a mean flow of between 1 and 5 m^3/min; Schattenhalb and Holenstein yield less than 1 m^3/min. The annual fluctuation of the water supply is in some cases considerable: the flow coefficient may be 1:20. Gryth is a groundwater intake in the valley alluvium with an annual difference in level of more than 2 m.

Figure 1, representing the 14 chemical parameters measured, shows the spatial distribution of the total hardness on a simplified geological sketch map. There are very great differences in the chemism of the indivudual springs (e.g. hardnesses

between 6 and 63° fH) and these reflect the complex lithology. No systematic relationship between chemism and geology can be found which would allow a standard pattern to be established. Apart from some small springs fed by immediate subsurface water the anthropogenic influence on the spring waters was small. Nitrites were found only in exceptional cases and were close to the limit of detection (3 µg/l), the nitrate concentrations were on average between 1-2 mg/l, and the chloride content as a further pollution indicator was generally below 0.5 mg/l (FELBER, 1981). A first estimate of the extent to which a spring can be influenced by potentially contaminated anthropogenic infiltration (e.g. sewage from mountain restaurants, agricultural fertilizers) can be made during the snowmelt (approx. April-June): Assuming that the mineralization of fresh meltwater infiltrate proceeds much more slowly than the flow velocity of this component underground, the proportion of fresh water can be calculated by conductivity logging (SCHOTTERER and MüLLER, 1981). For Figure 2 the proportion of highly mineralized (= older) water in the total discharge during the period of investigation has been recorded.

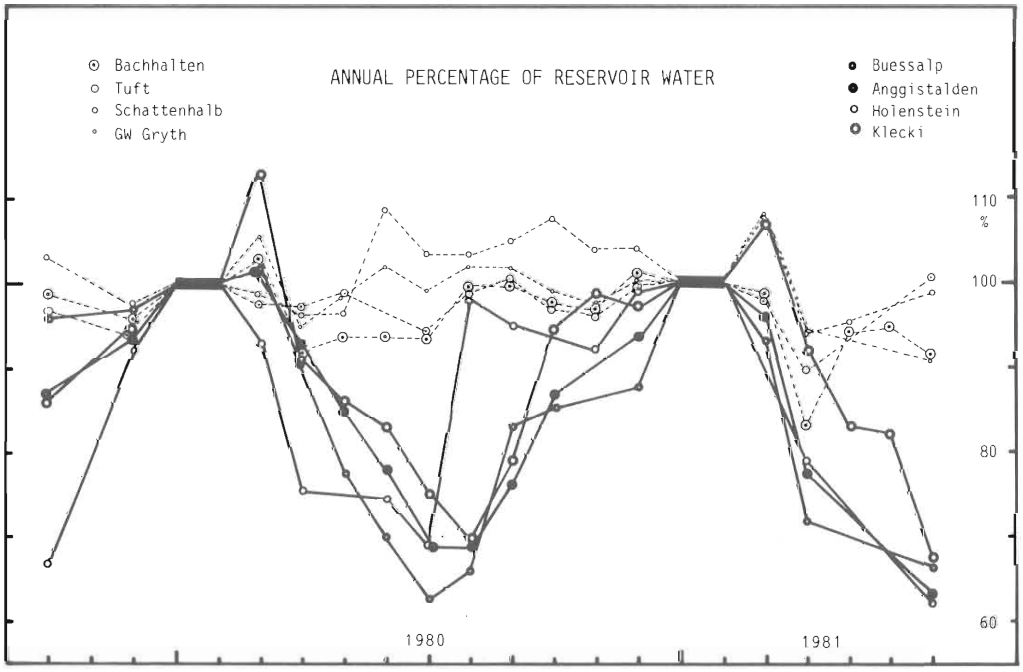


Fig. 2: Annual percentage of reservoir water

The calculations are based on the mean values of January and February, when infiltration can be ruled out, for older reservoir water and for the fresh infiltrate a value of 30 µS/cm is assumed (summer meltwater of the Upper Grindelwald glacier). This value also corresponds to that of precipitation on the Swiss Central Plateau (WERNLI, 1980). A clear arrangement in groups is evident for the seven selected springs and the groundwater (Gryth):

- springs showing slight influence of the snowmelt on the conductivity at an unaltered rate of discharge (Schattenhalb) or at a markedly increased rate of discharge (Tuft) of fluctuation of level (Gryth).
- springs showing during the snowmelt a marked dilution effect which can be attributed to the fact that part of the meltwater penetrating the reservoir transits rapidly and/or produces dilution of the reservoir water pushing from behind by infiltration before the spring emergence point.

Below, these results are compared with the isotope surveys. The mean age of the reservoir water and the portion of the total discharge it accounts for enable pronouncements to me made on the storage volumes.

^{3}H and ^{18}O measurements

The aim of these measurements was to procure evidence of the mean residence time of the waters in the aquifer and the mean elevation of their catchment areas. For technical reasons only 1-2 samples per month and spring could be measured. Comparison with the monthly averages obtained from daily samples shows that the single samples may be taken as representative (Fig. 3b).

The tritium concentrations of the two precipitation survey stations and also the snow profiles agree very well over the whole period of observation and lie for the most part within the limits of error (Fig. 3a). In the $\delta^{18}O$ a systematic difference can be seen, with the Kleine Scheidegg station always showing lower $\delta^{18}O$ values which is due to the altitude effect of this isotope (SIEGENTHALER and OESCHGER, 1980). The

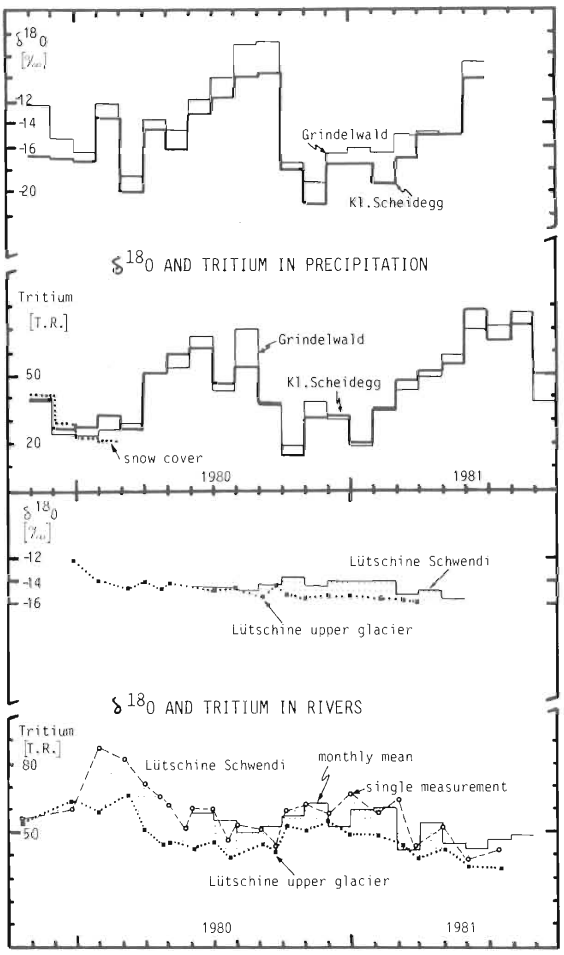


Fig. 3: $\delta^{18}O$ and tritium in precipitation and in rivers

comparatively small effect of 0.11 o/oo per 100 m (1980) is possibly due to the orographic and alpine situation. If the basin-shaped valley of Grindelwald is regarded as a hydrological unit, the glacier inflow must also be regarded as input. Fig. 3b shows its isotope concentrations compared with those of the outflow from the valley basin. The difference corresponds to the integral contribution of springs and streams.

Figure 4 shows the isotope concentration-time curves of 4 representative springs and a ground-water intake (Gryth). Compared with the amounts of precipitation it is noticeable that the seasonal pattern is completely attenuated. Only in the case of the Bachhalten and Schattenhalb springs is it faintly suggested in the tritium concentration. The mean ^3H concentrations differ among themselves and do not correspond to those of the precipitations during the survey period. This implies that the waters come from individual reservoirs and must have mean residence times of 1-2 years, for the seasonal pattern is then so attenuated that it can no longer be demonstrated by measurements (OESCHGER and SIEGENTHALER, 1972). More precise information on the residence time is supplied by the exponential model in Figure 5a. As the tritium concentrations of the precipitations in the last two years were very low, their influence on springs with short residence times is clearly shown by a marked diminution of the tritium values. Thus there are, for example, two different age distributions for Klecki and Bachhalten although

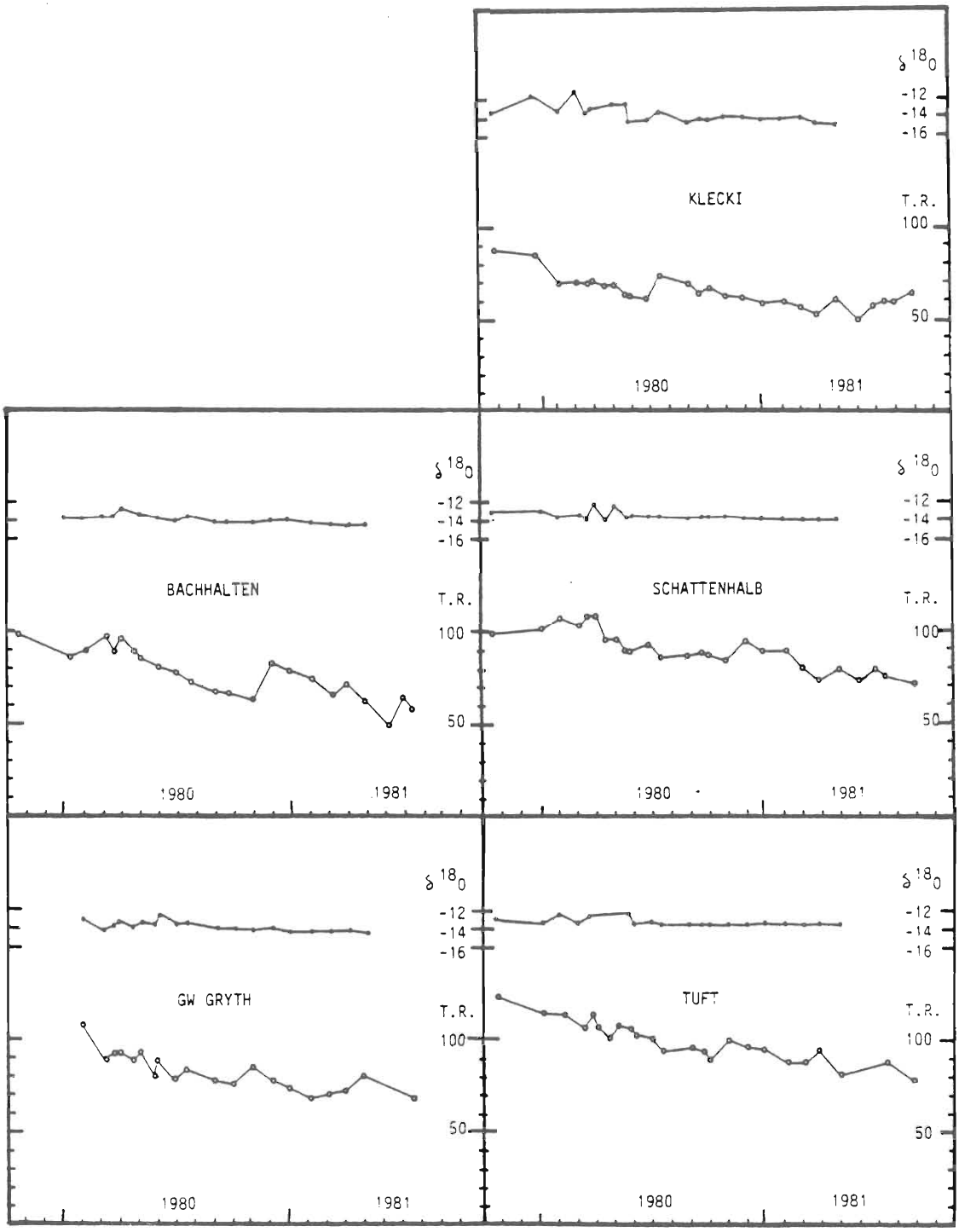


Fig. 4: Temporal variations of isotope concentrations in different springs

at the end of 1981 the two springs had similar tritium concentrations (Fig. 5b). The roughly 1½ years of the Bachhalten springs are moreover confirmed by the intimation of seasonal

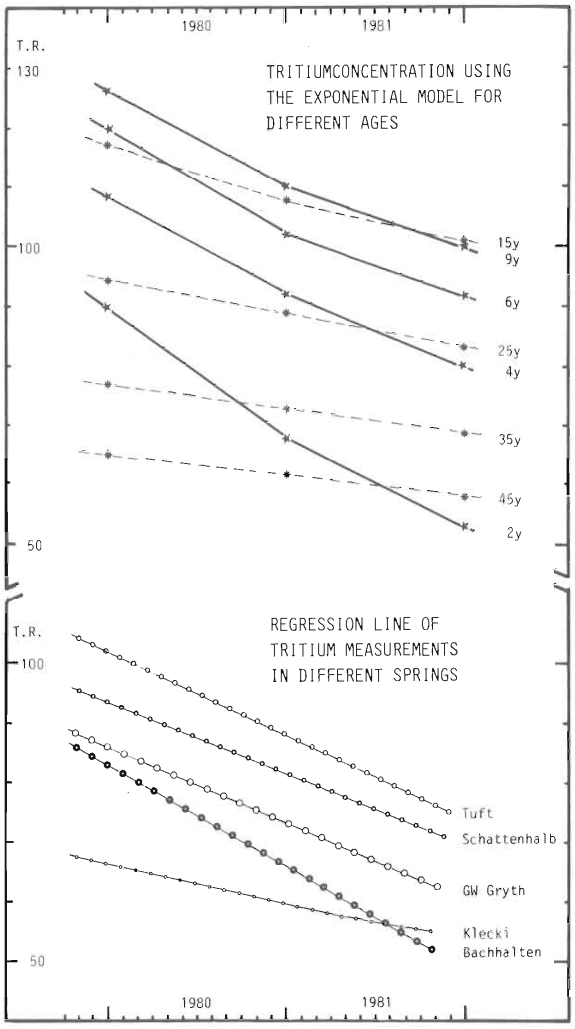


Fig. 5: Model for tritium ages and regression line of tritium in different springs

variations whereas in the case of Schattenhalb (mean age approx. 3½ years) this might possibly be attributed to the admixture of a younger component (see table).

If one seeks to ascertain the mean elevations of the catchment areas of the surveyed springs by reference to the relationship between $\delta^{18}O$ and elevation as derived from the precipitations of Grindelwald and Kleiner Scheidegg, there is a surprise in store: the altitudes are too low and in some cases are even below the level of the valley floor (Tuft spring) as Figure 6 shows. As the absence of precipitation in the winter snow cover (which could lead to a higher $\delta^{18}O$ in the springs) cannot be confirmed by tritium measurements in Figure 3a, processes in the snow cover such as evaporation, exchange and replenishment must be held responsible (STICHLER, 1975). These give rise, compared with the precipitations, to different $\delta^{18}O$ input values and thus falsify pronouncements on the mean elevation of the catchment areas. This drawback can be obviated if the $\delta^{18}O$-altitude relationship of the precipitations from springs is calibrated against a known catchment area (SCHOTTERER and FELBER, in preparation). In the present case the Tuft spring, which rises near the valley floor, was for morphological reasons, assigned a mean catchment area elevation of 1400 m (lower limit). On referral to a discharge-weighted $\delta^{18}O$ mean value of -13.28 o/oo

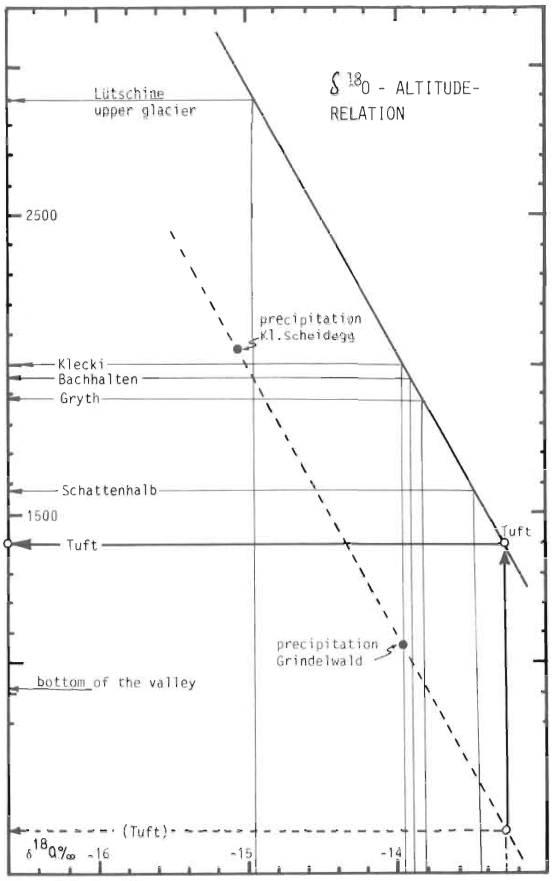


Fig. 6: $\delta^{18}O$-altitude relation

and the 0.11 o/oo/100 m from the precipitations, a new calibration line is obtained which reproduces the catchment area elevations in a reasonable manner. This is particularly apparent in the case of the outflow of the Upper Grindelwald glacier, whose mean catchment area now lies at 2900 m and not, as originally calculated, at 1950 m.

Conclusion

The application of tritium and oxigen-18 as natural tracers has given insight into the complex hydrological situation of the Grindelwald basin. Together with chemical measurements some qualitative and also quantitative results were obtained which could not be expected by the means of classical methods alone. A table (see next page) gives a summary.

The role of the glaciers for the springs as reservoir and recharge area outside of the valley has to be established in further investigations. Moreover the shift in the altitude-$\delta^{18}O$ relation - obviously caused by changes in the snow cover - is an methodical result: In regions where an important part of precipitations is stored in the snow cover, the altitude effect of oxygen-18 as known from monthly precipitation measurements has to be calibrated by springs of known recharge areas.

SPRING altitude	discharge (m^3/min.)	mean age (yr)	estimated reservoir volume (10^6 m^3)	mean recharge area (m a.s.l.)	remarks
KLECKI 1360 m	0,5 - 20	~45	109	~2000	Changing chemical composition. 2 or more components. Storage in glacier (old ice) and intermediate reservoir.
TUFT 1100 m	~1 - 15	~4	7,6	≥1400	Calibration point for ^{18}O-altitude relation. Approx. constant chemical composition. Hydraulic activated.
BACHHALTEN 1300 m	0 - 3	~2	0,8	~1950	Approx. constant chemical composition. No snowmelt-influence: well mixed reservoir. Spring acts as overflow.
SCHATTENHALB 1200 m	0,3	3 - 4	0,6	~1600	Approx. constant chemical composition. No snowmelt-influence. Remarkable temperature-variations (shallow component?).
GRYTH 960 m	groundwater	~3	-	~1900	High recharge area (outside of the valley). Contribution of surface snow of glacier via Lütschine.

Literature

FELBER H.U. (1981): Zur Erfassung von Wasserhaushalt und Quellen im hydrologischen Problemraum Grindelwald. Zwischenbericht. Geogr. Inst. Univ. Bern, internal report.

OESCHGER H. und SIEGENTHALER U. (1972): Umgebungsisotope im Dienste der Hydrologie und Ausblick auf neue Methoden. GWF-Wasser/Abwasser 113 (1972), p. 501-508.

SCHOTTERER U. and FELBER H.U. (1982): Estimation of recharge areas of springs in alpine regions by the mean of oxygen-18. In preparation.

SCHOTTERER U. and MüLLER I. (1981): Estimation of groundwater reserves of a karstic aquifer (Areuse spring, Jura of Neuchatel, Switzerland). Submitted to Bull. Centre d'hydrogeologie Neuchâtel.

SIEGENTHALER U. and OESCHGER H. (1980): Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. In Nature, Vol. 285, No. 5763, p. 314-317, May 29 1980

STICHLER W. (1975): Untersuchungen an Schneeprofilen. Institut für Radiohydrometrie der GSF, Jahresbericht 1974, p. 38-59, Munich.

WERNLI H.R. (1981): Wasserbeschaffenheit und Raumfaktoren. Geogr. Inst. Univ. Bern, internal report.

Acknowledgement

Thanks are due to K. Hänni for the oxygen-18 measurements and to the community of Grindelwald for technical support. The work was supported by the Siwss National Science Foundation.

ANWENDUNGEN IN FLIESSGEWÄSSERN

Die vier Beiträge zu den Anwendungen in Fliessgewässern vermitteln einen Einblick in die Vielfalt der Einsatzmöglichkeiten tracerhydrologischer Methoden in diesem Bereich. Das Anwendungsspektrum dürfte in Zukunft noch wesentlich erweitert werden. Allerdings wirken teils äussere Randbedingungen, z.B. Einfluss der Gewässerverschmutzung, einschränkend auf den Tracernachweis.

APPLICATIONS IN RIVERS

The four papers to this subject demonstrate the variety of possible uses of tracers in rivers. The spectrum of applications will probably be further enlarged in future. However, external conditions, such as water pollution, often render the detection of tracers more difficult than in groundwater.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 447 - 458	Bern, 1982

ABFLUSSMESSUNGEN MIT TRACERN NACH DEM VERDUENNUNGSVERFAHREN

Max Fischer, Ittigen

Landeshydrologie Bern/CH

Abstract: The dilution method for discharge measurement is essentially used in mountain rivers, where the turbulence of the stream does not allow measuring with current meters. This paper includes indications on appropriate tracers and of the equipment required for the measurements.

Furthermore, the questions of the mixing length, the duration of injection and the timing of sampling are also dealth with.

Another chapter describes the measuring procedure in the field and gives some tips for practical application.

1. Allgemeines

Die Verdünnungsmethode wird auch chemische Messmethode genannt, weil oft chemische Produkte verwendet werden. Seit der ersten Veröffentlichung von Schloesing im Jahre 1863 über die Methode wurden grosse Fortschritte erzielt. Die Landeshydrologie führt seit ca. 60 Jahren Verdünnungsmessungen durch. Im Laufe der Zeit konnte das Gewicht der Apparaturen vermindert und die Menge der Markierstoffe reduziert werden, sodass heute bequem Abflussmengen bis zu 100 m^3/s gemessen werden können.

Die Abflussmengen in Flüssen und Kanälen mit eindeutig definiertem Querschnittsprofil und relativ ruhiger Strömung werden meistens mit dem hydrometrischen Flügel gemessen. In Bergbächen hingegen, wo sehr turbulente Strömungen vorherrschen und sich kein regelmässiges Profil finden lässt, wird der Abfluss durch die Verdünnungsmessung bestimmt.

2. Prinzip der Messung

Man lässt eine konzentrierte Lösung eines Markierstoffes in das zu messende Gewässer einfliessen. Nach einer gewissen Fliesstrecke, nach der eine vollkommene Durchmischung gewährleistet ist, werden Wasserproben entnommen. Durch den Vergleich zwischen der Konzentration der zugeführten Lösung und derjenigen der entnommenen Wasserproben kann im Labor das Verdünnungsverhältniss bestimmt werden. Dieses Verhältniss ist, wenn gewisse Voraussetzungen erfüllt sind, eine lineare Funktion der Abflussmenge.

$$Q = K \cdot \frac{C_1}{C_2}$$

Q = Abflussmenge

C_1 = Konzentration des zugegebenen Tracers (Initiallösung)

C_2 = Konzentration der verdünnten Wasserproben

K = Koeffizient, welcher von der Messmethode und vom verwendeten Material abhängt.

3. Messmethoden

Unabhängig vom Tracer werden prinzipiell zwei Messmethoden angewendet:

Die Integrationsmethode,

Methode mit konstanter Einspritzung.

Unser Amt wendet ausschliesslich die Methode mit konstanter Einspritzung an. Sie hat gegenüber der Integrationsmethode den Vorteil, dass sie zuverlässiger ist, da die Durchmischungsverhältnisse bei der Auswertung besser überblickt werden können.

3.1 Integrationsmethode

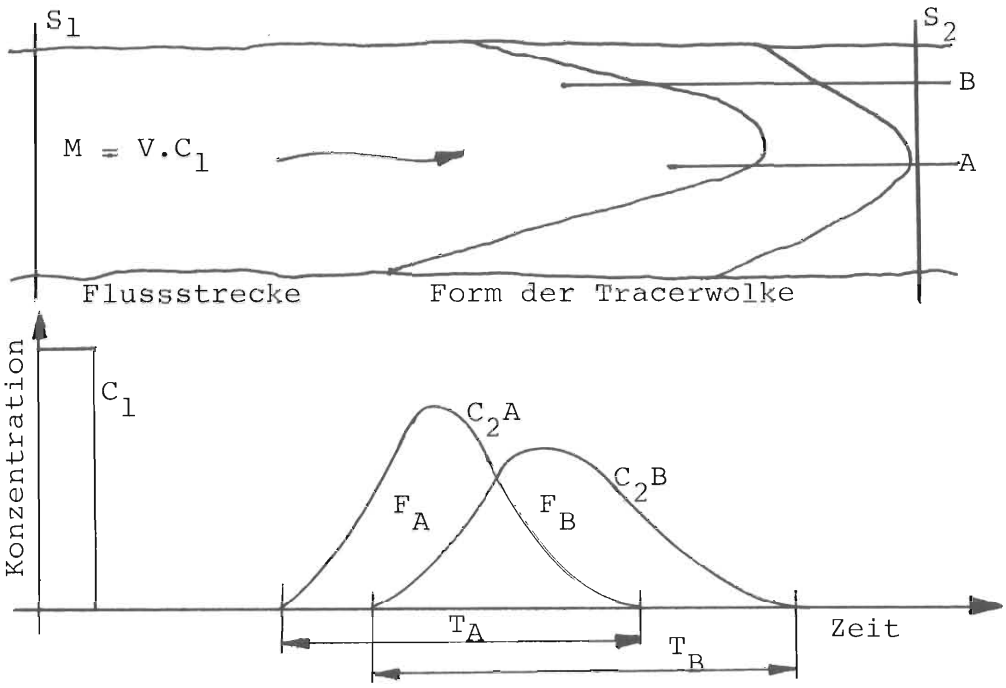
Bei der Integrationsmethode wird dem zu messenden Fliessgewässer ein bestimmtes Volumen einer konzentrierten Markierlösung beigeben. Nach einer Fliessstrecke, die lang genug ist, um eine gute Mischung zu gewährleisten, werden während dem ganzen Durchgang der Tracerwolke Proben entnommen.

Damit diese Methode angewendet werden darf, sind folgende Vorbedingungen nötig:

- Der Abfluss muss konstant sein.
- Die ganze beigegebene Tracermasse muss bei der Probennahmestelle vorbeifliessen.
- Bei der Entnahmestelle muss der Tracer gut vermischt sein, d.h. an jedem Punkt des Probennahmequerschnittes muss die gleiche Tracermasse vorbeifliessen.

Bei der Integrationsmethode wird keine spezielle Einspritzapparatur benötigt. Das genau bestimmte Volumen von bekannter Konzentration wird auf einmal in das Fliessgewässer geschüttet. Für die Probennahme wird meistens eine Pumpe verwendet. Durch einen Schlauch, welcher am vorderen Ende mit einem Siebkorb versehen ist, wird von einem Punkt des Entnahmequerschnittes während dem Durchgang der Tracerwolke kontinuierlich Probenwasser geschöpft.

Die Fig. 1 soll zeigen, dass die Proben an jedem Punkt des Entnahmequerschnittes entnommen werden können, da die Flächen F_A und F_B gleich sind.



Figur 1 Konzentration der Tracerwolke in Funktion der Zeit

Es gilt folgende Relation:

$$Q = \frac{V \cdot C_1}{T \cdot C_2}$$

Q = Abflussmenge

V = Eingespritztes Volumen

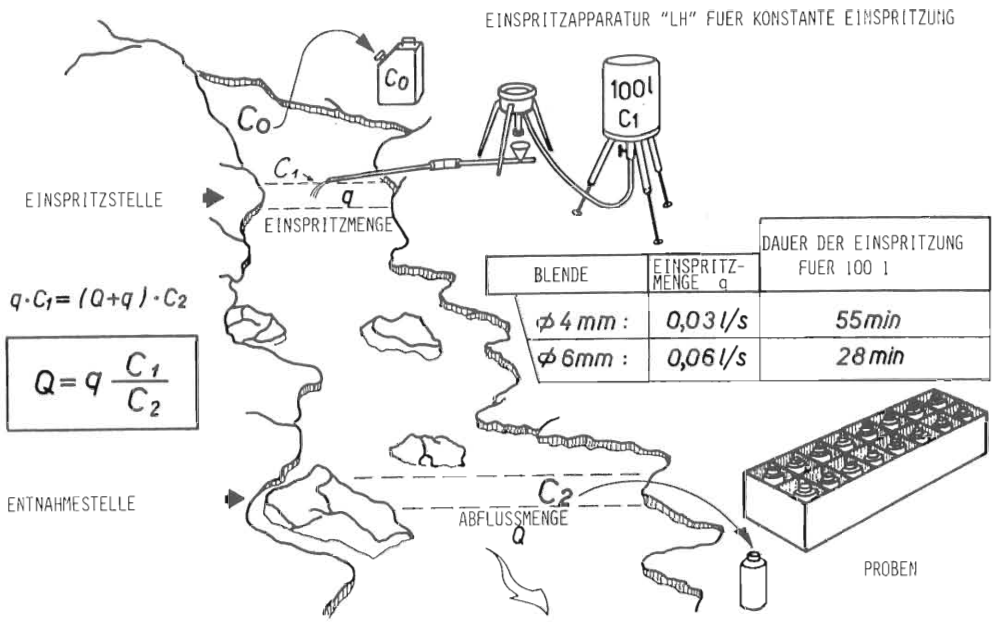
C_1 = Konzentration der Einspritzlösung

C_2 = Konzentration der Proben

T = Zeit während der die Proben entnommen wurden

3.2 Methode mit konstanter Einspritzung

Bei der Methode mit konstanter Einspritzung wird während einer bestimmten Zeit eine genau dosierte Menge der Initiallösung von der Konzentration C_1 eingespritzt. Die Einspritzzeit muss solange bemessen sein, dass während einer gewissen Zeit eine durch den ganzen Probennahmequerschnitt gleichmässig verdünnte Konzentration C_2 fliesst. (Figur 2)



Figur 2 Methode mit konstanter Einspritzung

Wenn man voraussetzt, dass:

- Der Durchfluss Q während der Messung konstant bleibt.
- Der Durchfluss der Tracermenge pro Zeiteinheit im Probenquerschnitt gleich der Einspritzmenge ist, also kein Tracer verloren geht.
- Im Probennahmequerschnitt gute Durchmischung vorhanden ist.

So gilt folgende Formel:

$$Q = q \cdot \frac{C_1}{C_2}$$

Q = Abflussmenge

q = Einspritzmenge

C_1 = Konzentration der Einspritzlösung

C_2 = Tracerkonzentration im Probennahmequerschnitt

4. Tracer

Bis 1960 hat unser Amt Natriumchlorid (Kochsalz) verwendet. Danach wurde das Natriumbichromat aus zwei Gründen eingeführt. Erstens wird beim Natriumbichromat ca. 10 mal weniger Salz benötigt, was besonders wegen dem Transport in Berggegenden von Vorteil ist, und zweitens weil die Analyse im Labor einfacher ist. Das 6-wertige Chrom ist giftig. Obwohl wir in den letzten Jahren die Endkonzentrationen herabsetzen konnten, sodass sie sich an der Grenze der gesetzlich zulässigen Einleitungsbedingungen bewegen, haben wir vor kurzem auf Amidorhodamin umgestellt. Dabei hat sich die benötigte Tracermenge gegenüber dem Natriumbichromat nochmals um den Faktor 100 verringert.

Es ist vorteilhaft, die Tracer schon im Labor als kleine Portionen in wasserdichten Säckchen abzufüllen, da sonst bei starkem Wind oder Regen die Gefahr besteht, dass auch die Operateure koloriert werden. Um eine Angabe über die nötige Tracermenge zu machen, kann gesagt werden, dass mit unserer Einspritzapparatur pro m^3/s zu messenden Abflussmenge folgende Tracermengen benötigt werden:

Natriumchlorid	10 kg
Natriumbichromat	1 kg
Amidorhodamin	10 g

Ein Tracer sollte hauptsächlich folgende Eigenschaften haben:

- Gute Löslichkeit im Wasser,
- Eine gute chemische Stabilität in verschmutztem Wasser,
- Kein Vorkommen im natürlichen Wasser,
- Tiefer Preis,
- Ungiftig für Mensch und Tier bei den vorkommenden Konzentrationen,
- Einfache Analyse.

Die genaue Bezeichnung des Tracers, den wir verwenden heisst: "Amido-Rhodamin G extra DP AI 305 von Hoechst". Der Nachteil

dieses Tracers liegt in seiner geringen Löslichkeit. Sie beträgt im kalten Wasser ca. 3 g / l. Wird der Einspritzlösung mehr Amidorhodamin beigegeben, so bleibt ein Teil in Suspension und löst sich erst im Bach vollständig. In einem solchen Fall ist es unumgänglich, dass im Vorratsbehälter während dem Einspritzvorgang dauernd gerührt wird, damit sich das Amidorhodamin nicht absetzt. Ansonst besteht die Gefahr, dass dem Bach eine zeitlich nicht konstante Konzentration zugeführt wird.

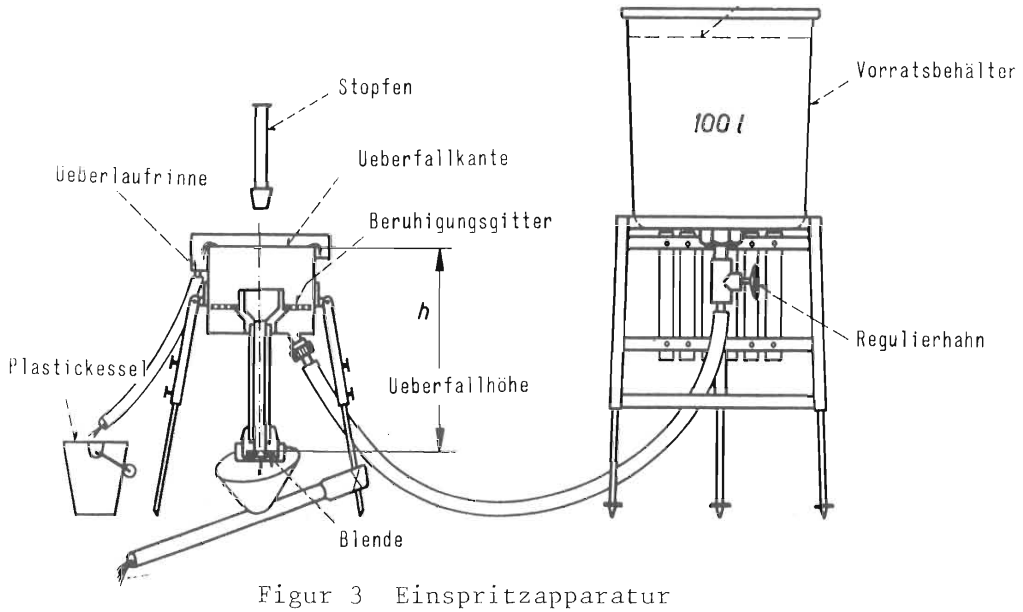
Es wird eine Endlösung von 3 µg/l angestrebt. Die Nachweisgrenze ist um den Faktor 100 geringer.

5. Die Einspritzapparaturen

5.1 Einspritzapparatur mit Ueberlaufgefäss

Mit der Einspritzapparatur (Fig. 3) wird eine zeitlich konstante Tracermenge dem zu messenden Gewässer zugeführt. Sie besteht zur Hauptsache aus dem Vorratsbehälter für die Initiallösung und dem Ueberlaufgefäss. Um das Gewicht niedrig zu halten wurde die Apparatur aus Kunststoff angefertigt, nur das Traggestell, das Dreibein des Ueberlaufgefässes und die Blende sind aus Metall.

Bei dieser Einspritzapparatur spielt die Eichung der Blende eine wichtige Rolle.



Figur 3 Einspritzapparatur

Blendeneichung

Der Durchfluss durch die Blende ist von der kinematischen Viskosität abhängig. Diese wird von der Konzentration und von der Temperatur beeinflusst. Im Gegensatz zur Natriumchloridlösung, bei der die Konzentration eine grosse Rolle spielt, fällt beim Natriumbichromat und beim Amidorhodamin praktische nur die Temperatur ins Gewicht. Wir verwenden zwei Blendengrössen 4 und 6 mm Ø. Um nicht alle Blenden eichen zu müssen, wird der Durchlass nach folgender Formel berechnet:

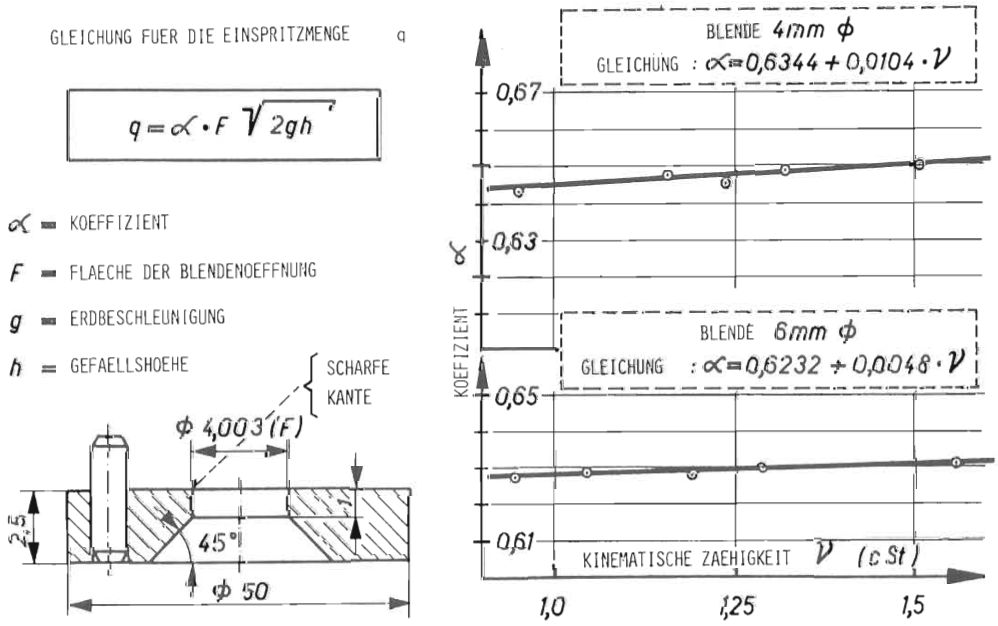
$$q = \alpha \cdot F \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h}$$

F = Die Fläche der Blendenöffnung. Der Durchmesser wird durch das Bundesamt für Messwesen auf 1/1'000 mm genau gemessen.

h = Fallhöhe von der Ueberfallkante bis zur Blende.

α = Ein experimentell bestimmter Faktor, mit welchem die Kontraktion korrigiert wird und welcher von der kinematischen Zähigkeit abhängt.

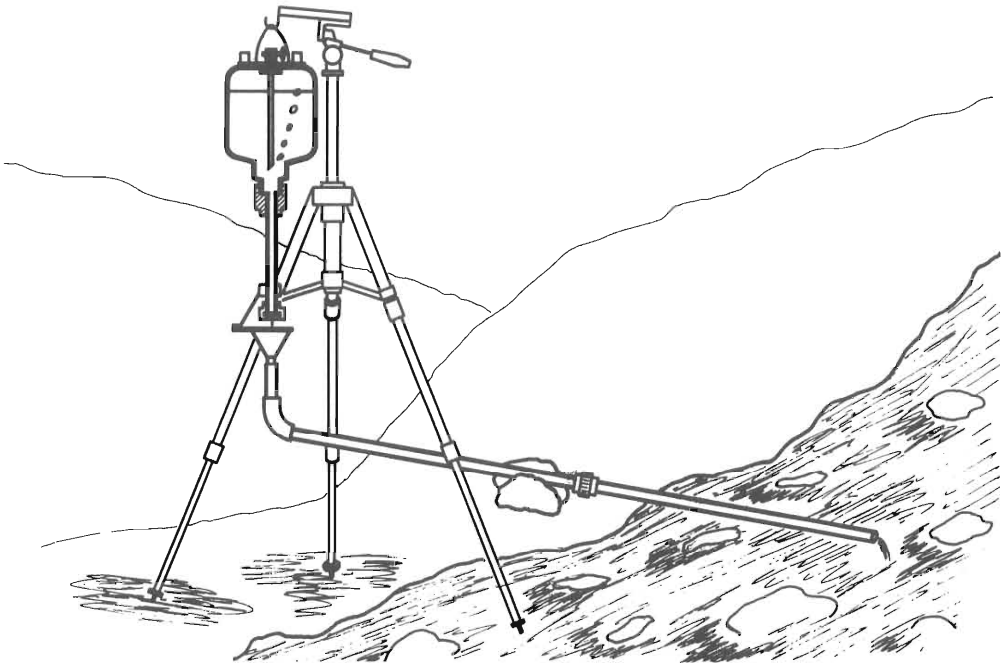
g = Erdbeschleunigung.



Figur 4 Angaben über die Blendeneichung

5.2 Die Mariott'sche Flasche

Im dicht verschlossenen Gefäss entsteht beim Oeffnen des Ausflusses ein Unterdruck, der solange zunimmt bis durch das Luftzuführungsrohr Luft einperlt. Ab diesem Moment bleibt der Ausfluss konstant, bis der Spiegel das untere Ende des Luftzuführungsrohres erreicht. Die Apparatur ist einfach und eignet sich vor allem für die Bestimmung kleiner Abflussmengen.



Figur 5 Mariott'sche Flasche

6. Die Messung

6.1 Allgemeines

In unserem Amte dienen die Verdünnungsmessungen in den meisten Fällen für die Kontrolle der P-Q-Beziehung. Die Vermischungsverhältnisse, die günstigen Einspritz- und Entnahmestellen sind meistens bekannt, sodass dessen Wahl kaum Probleme stellt.

6.2 Die Wahl einer neuen Messstelle

Bei der Wahl einer neuen Messstelle hingegen muss vorerst die Mischstrecke gewählt werden. Man nimmt an, dass eine Mischung dann gut ist, wenn die Konzentrationen der einzelnen Proben, bei konstantem Pegel, nicht mehr als 1 % variieren.

6.3 Berechnung der Mischstrecke

Für die Berechnung der Mischstrecken gibt es verschiedene Formeln, die aber nicht immer zuverlässig sind.

1. Formel von Hull

$$L = a \cdot Q^{1/3}$$

L = Minimale Flusslänge für eine gute Durchmischung

Q = Abflussmenge

a = Koeffizient 50 wenn die Einspritzung in der Mitte, 200 wenn sie am Ufer erfolgt

2. Formel von Rimar

$$L = 0.13 \cdot k \cdot \frac{b^2}{d}$$

L = Mischstrecke

b = Flussbreite

d = Flusstiefe

k = Koeffizient = $\frac{C \cdot (0.7 \cdot C + 6)}{}$ wobei $15 < C < 50$

g = Erdbeschleunigung

3. Formel von Pérez

$$L = 9.5 \cdot n \cdot d$$

n = $0.32 \cdot K \cdot R^{1/6}$

K = Koeffizient nach Strickler

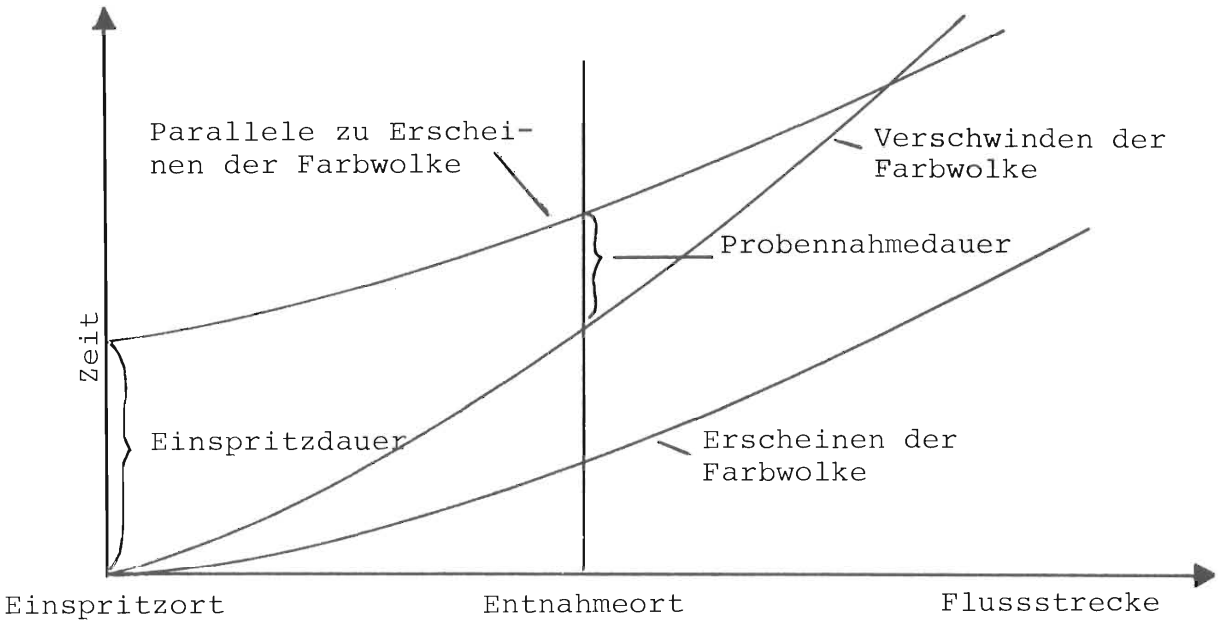
R = hydraulischer Radius

d = Tiefe

6.4 Färbversuch

Da der Tracer bei der Messung im Probenquerschnitt meistens von Auge nicht erkennbar ist, kann an unbekannten Messstellen vorgängig ein Färbversuch für die Abklärung der Vermischungsverhältnisse durchgeführt werden. Dabei wird in den meisten Fällen Fluorescein, aber auch Fuchsin oder Methylenblau verwendet. Der Färbversuch dient für die Bestimmung der Fliessgeschwindigkeit und der Zeit, in welcher die Proben entnommen werden sollen.

Stellt man den zeitlichen Verlauf des Erscheinens und des Verschwindens der Farbwolke bei der Entnahmestelle in Funktion der Flussstrecke dar, so kann aus dem Diagramm (Fig 6) die zulässige Entnahmezeit abgelesen werden.



Figur 6 Diagramm für die Bestimmung der Probennahmedauer

In der Praxis wird von erfahrenen Leuten sehr selten ein Färbversuch durchgeführt. Es ist weniger aufwendig, anstatt des Färbversuches, eine viel längere Zeit einzuspritzen und mehr Proben zu entnehmen als unbedingt nötig.

6.5 Messprobleme

Zuflüsse

Ein Zufluss innerhalb der Messstrecke stört dann nicht, wenn bei der Probennahmestelle die Durchmischung gut ist. Dabei wird die Gesamtabflussmenge gemessen. Ist die Durchmischung schon vor dem Zufluss homogen, so können mit einer Einspritzung beide Abflüsse gemessen werden.

Verluste

Hat der zu messende Fluss innerhalb der Messstrecke Verluste, so müssen zwei Fälle unterschieden werden:

1. Wenn die Vermischung schon vor dem Verlust homogen ist, beeinflusst der Verlust das Resultat nicht. Man misst somit die Abflussmenge vor dem Verlust.

2. Stellt sich der Verlust ein bevor eine homogene Vermischung gewährleistet ist, so kann die Messung nicht bewertet werden.

Diese Umstände zeigen, dass die Anwendung der Verdünnungsmethode bei durchlässigen Karstböden Probleme aufwerfen kann und dass eine eingehende Prüfung der Messstrecke nötig ist.

Literaturnachweis

ISO.555-1 - Mesure de débit des liquides dans les chenaux. Méthode de dilution pour la mesure des débits en régime permanent. Première Partie: Méthode d'injection à débit constant.

ISO.555-2 - Mesure de débit des liquides dans les chenaux. Méthode de dilution pour la mesure des débits en régime permanent. Deuxième Partie: Méthode par intégration (injection instantanée).

ANDRE H. (1946) - Hydrométrie pratique des cours d'eau. Tome 1: Jaugeages par la méthode de dilution.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 459 - 470	Bern, 1982

BESTIMMUNG DES GRUNDWASSERANTEILS IM SCHNEE- UND REGENABFLUSS IM SCHWEIZERISCHEN EINZUGSGEBIET DISCHMA

Jaroslav Martinec

Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos

Ulrich Schotterer, Ulrich Siegenthaler

Physikalisches Institut der Universität Bern

Abstract: In the alpine catchment basin Dischma, near Davos, the contribution of groundwater and of snowmelt water (direct runoff) to the total discharge have been determined by means of tritium measurements. Direct runoff contributed less than 50 % of the total discharge during the snowmelt season for all years analysed. Interpretation of ^{18}O data is complicated by ^{18}O enrichment of the snowcover because of evaporation and exchange with atmospheric water vapour. The results of this and other similar studies indicate that stimulated runoff of groundwater contributes significantly to discharge peaks caused by snowmelt or storms, which requires a revision of the classical runoff concepts.

1. Einleitung

Im alpinen Repräsentativgebiet Dischma bei Davos wurden Tritium und Sauerstoff-18 zur Bestimmung des Grundwasseranteils im Schnee- und Regenabfluss angewendet. Das Einzugsgebiet hat eine Fläche von 43,3 km^2 und liegt im Höhenbereich von 1668 m bis 3146 m ü.M.. Das Abflussregime ist geprägt durch die Schneeschmelze. Im April steigt der Abfluss des Dischmabaches

und bleibt relativ hoch bis August. Im September sinken die Abflussmengen, abgesehen von gelegentlichen Regenspitzen. Von November bis März gibt es eine Rezessionsperiode, die nur ausnahmsweise durch einen Regenfall oder Schneeschmelze kurz unterbrochen wird. Die relative Regelmässigkeit dieses Regimes bietet die Möglichkeit, die Abflusskomponenten zu trennen.

Als Folge der thermonuklearen Explosionen sind Niederschläge mit unterschiedlichen Tritium-Konzentrationen markiert. Zusätzlich gibt es bei Tritium und Sauerstoff-18 Saison-Schwankungen mit höheren Konzentrationen im Sommer und tieferen Werten im Winter. Wenn immer das Niederschlagswasser isotopisch unterschiedlich vom Grundwasser ist, kann man die direkte Komponente vom Niederschlag und den Grundwasserbeitrag im Totalabfluss bestimmen. Die Isotopenkonzentrationen werden durch chemische Prozesse nicht beeinflusst; andererseits müssen Fraktionierungseffekte bei Verdunstung berücksichtigt werden.

2. Grundwasseranteil im Schneeabfluss

Im Winter bleiben in Dischma Beiträge vom Niederschlag oder Schneeschmelze zum Abfluss für einige Monate aus, sodass der winterliche Basisabfluss nur aus den Grundwasserreserven gespeist wird. Nach dem Einsetzen der Schneeschmelze steigt der Abfluss stark an. Bei der üblichen Komponententrennung wird der Anstieg zum grössten Teil direktem Abfluss von Schmelzwasser (und allenfalls Regenwasser) zugeschrieben. Im Gegensatz dazu zeigten Isotopenuntersuchungen (MARTINEC et al. 1974), dass das Grundwasser in den Abflussspitzen stark vertreten ist. Dies soll im folgenden belegt werden durch Daten aus dem Dischma-Gebiet, unterstützt durch Messungen vom Schneelysimeter auf dem Weissfluhjoch, 2540 m ü.M..

In Figur 1 werden Tritium-Werte im Dischmabach, in der Schneedecke und im Lysimeterabfluss gezeigt. Als repräsentativ für das Grundwasser werden Tritium-Konzentrationen im Winterabfluss verwendet, interpoliert auf den 1. Juni, d.h. etwa auf

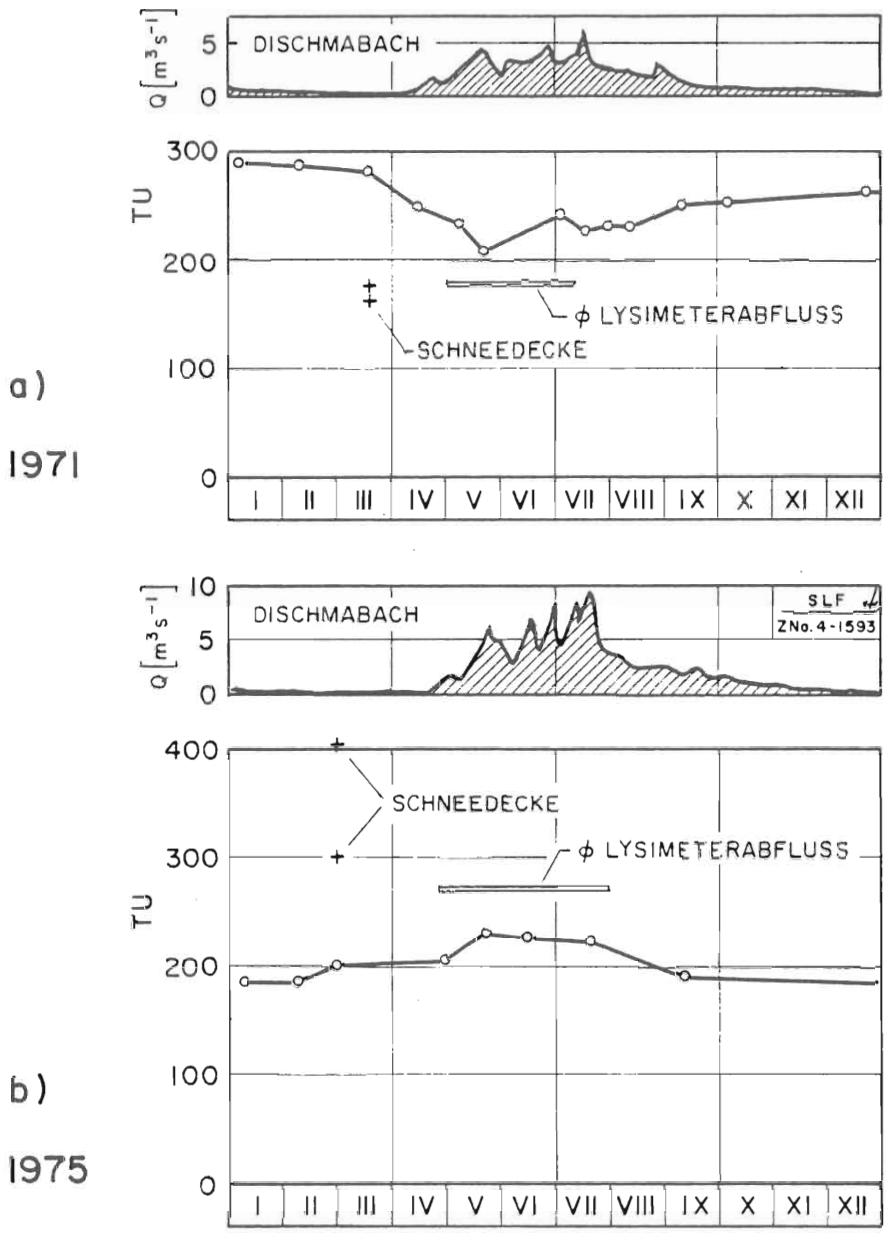


Fig. 1: Abfluss Q im Dischmabach, Tritiumkonzentrationen im Dischmabach, in der Schneedecke (Dischmatal) und im Abfluss des Schneelysimeters Weissfluhjoch.
Discharge Q of the Dischma creek, tritium concentrations in creek, snowcover (Dischma valley) and runoff of the snow lysimeter Weissfluhjoch.

die Mitte der Schmelzsaison. Für die direkte Komponente von der Schneeschmelze werden die Werte der Schneedeckenproben angenommen. Der Grundwasseranteil G ergibt sich aus der Gleichung

$$G = \frac{c_t - c_d}{c_g - c_d} \qquad (1)$$

c ist die Tritium-Konzentration mit dem Index t für den Totalabfluss (Bach), d für den Direktabfluss (Schmelzwasser) und g für den Grundwasserbeitrag.

Grundlage für diese Komponentenzerlegung bildet die Annahme, dass das Bachwasser im wesentlichen nur die zwei Komponenten "Grundwasser" und "Direktabfluss" (von Schmelz- oder Regenwasser) enthält, die beide in ihrer Zusammensetzung ziemlich einheitlich sind. Obwohl diese Voraussetzungen nicht streng erfüllt sind - z.B. unterscheiden sich verschiedene Schneeschichten isotopisch -, gelten sie im Dischmagebiet wahrscheinlich in guter Näherung.

Im Jahre 1971 wurden an einzelnen Tagen während der Schneeschmelze Tritium-Konzentrationen gemessen (c_t), aus welchen der jeweilige Grundwasseranteil berechnet werden kann. Dabei ist c_g=279 TU, c_d=169 TU (Durchschnitt der Schneeproben).

		Anteil Grundwasser
15. April 1979	249 TU	0,72
7. Mai	234 TU	0,59
21. Mai	209 TU	0,36
3. Juli	241 TU	0,65
Durchschnitt	233 TU	0,58

Mit Rücksicht auf die Austauschprozesse zwischen der Schneedecke und atmosphärischem Wasserdampf kann eine Aenderung der Tritium-Konzentration des Schmelzwassers gegenüber der Schneedecke nicht ausgeschlossen werden. Deshalb wurde das Schmelzwasser in einem Schneelysimeter unweit des Dischmagebietes abgefangen und auf Tritium und ^{18}O analysiert (ARNASON et al., 1972, MARTINEC et al., 1977). Der gewogene Mittelwert vom

1. Mai bis 10. Juli 1971 beträgt 180 TU. Mit diesem Wert erhält man einen durchschnittlichen Grundwasseranteil im Dischma-Abfluss von 0,54.

Aehnlich könnten auch die Jahre 1973, 1974 (ohne Vergleich mit dem Lysimeter-Abfluss) und 1975 ausgewertet werden. Die Durchschnittsdaten sind in der Tabelle 1 zusammengefasst.

Tabelle 1

Grundwasseranteil im Dischmabach während der Schneeschmelze aufgrund von Tritium-Daten

	1973	1974	1975
Grundwasser	217 TU	197 TU	187 TU
Schneedecke	111 TU	94 TU	354 TU
Lysimeter-Abfluss	123 TU	-	272 TU
Dischmabach	172 TU	158 TU	222 TU
Grundwasseranteil nach Schneedecke	0,58	0,62	0,79
Grundwasseranteil nach Lysimeterabfluss	0,52	-	0,59

Im November 1974 wurden sehr hohe Tritiumwerte im Niederschlag beobachtet (über 1000 TU), sodass die Schneedecke dieses Winters im Gegensatz zu andern Jahren im Mittel einen höheren Tritiumgehalt als das Grundwasser aufwies (s. Figur 1b). Dementsprechend stieg die Tritiumkonzentration im Bach während der Schneeschmelze über jene des winterlichen Basisabflusses. Infolge der inhomogenen Konzentration in der Schneedecke ist der Grundwasseranteil für 1975 weniger genau bestimmbar als für andere Jahre, aber die Ergebnisse sind qualitativ nicht anders als in andern Jahren.

Die Anzahl der verfügbaren Schnee- und Wasserproben ist beschränkt, weshalb der mittlere Grundwasseranteil im Abfluss einer ganzen Schneeschmelz-Saison nicht sehr genau bestimmt werden kann. Wie das Beispiel aus dem Jahr 1971 zeigt, können die Ergebnisse für die einzelnen Tage recht unterschiedlich sein.

Weil es nur wenige Proben vom Schneeabfluss pro Jahr gibt, wurden die Saisonwerte einfach als arithmetische Mittel berechnet.

In allen untersuchten Jahren (siehe auch MARTINEC et al. 1974) betrug der mittlere Grundwasseranteil in der Schneeschmelz-Saison mehr als 50 %. Obwohl das anfallende Schmelzwasser Ursache der hohen Wasserführung ist, trägt es also weniger als die Hälfte zum tatsächlichen Abfluss bei. Offensichtlich infiltriert ein grosser Teil des Schmelzwassers in den Aquifer und treibt eine etwa entsprechende Menge älteren Grundwassers aus.

Neben Tritium wurde im Dischma-Gebiet auch $^{18}O/^{16}O$ gemessen. Die $^{18}O/^{16}O$-Ergebnisse sind schwieriger zu interpretieren als die Tritiumwerte: $\delta^{18}O$ der Schneedecke ändert sich oft relativ stark von einer Probenahme zur nächsten, und die aus $\delta^{18}O$ berechneten Direktabfluss-Anteile liegen im allgemeinen niedriger als die aufgrund von Tritium ermittelten. Wenn die Voraussetzungen unserer Berechnungen korrekt sind, müssen sich die Resultate der beiden Isotope aber in konsistenter Weise erklären lassen.

Der scheinbare Widerspruch rührt daher, dass Verdunstung und Isotopenaustausch mit atmosphärischem Wasserdampf das $^{18}O/^{16}O$-Verhältnis des Schnees, im Gegensatz zu seiner Tritiumkonzentration, deutlich beeinflussen (STICHLER 1975, MARTINEC et al. 1977). Die Daten für 1971 illustrieren dies deutlich (vgl. Figur 2). Vom 18.3. auf den 15.4. veränderte sich die Schneedecke im Dürrboden (2000 m ü.M.) um 2,6 ‰ im $\delta^{18}O$, jedoch nur um 14 TU im Tritiumgehalt. Die Veränderung mag zum Teil durch Niederschlag verursacht sein, der in dieser Zeit fiel und Isotopenwerte von etwa 250 TU und $\delta^{18}O \approx -17$ ‰ aufwies (Schneeproben vom Weissfluhjoch; ARNASON et al. 1973). Die Aenderung des Tritiumgehalts der Schneedecke entspricht einem Neuschnee-Zuwachs von etwa 15 % der bereits vorhandenen Schneemenge; entsprechend dürfte sich das mittlere $\delta^{18}O$ der Schneedecke nur um wenige Zehntel Promille geändert haben. Wahrscheinlich ist also die $\delta^{18}O$-Veränderung zur Hauptsache auf Austausch mit

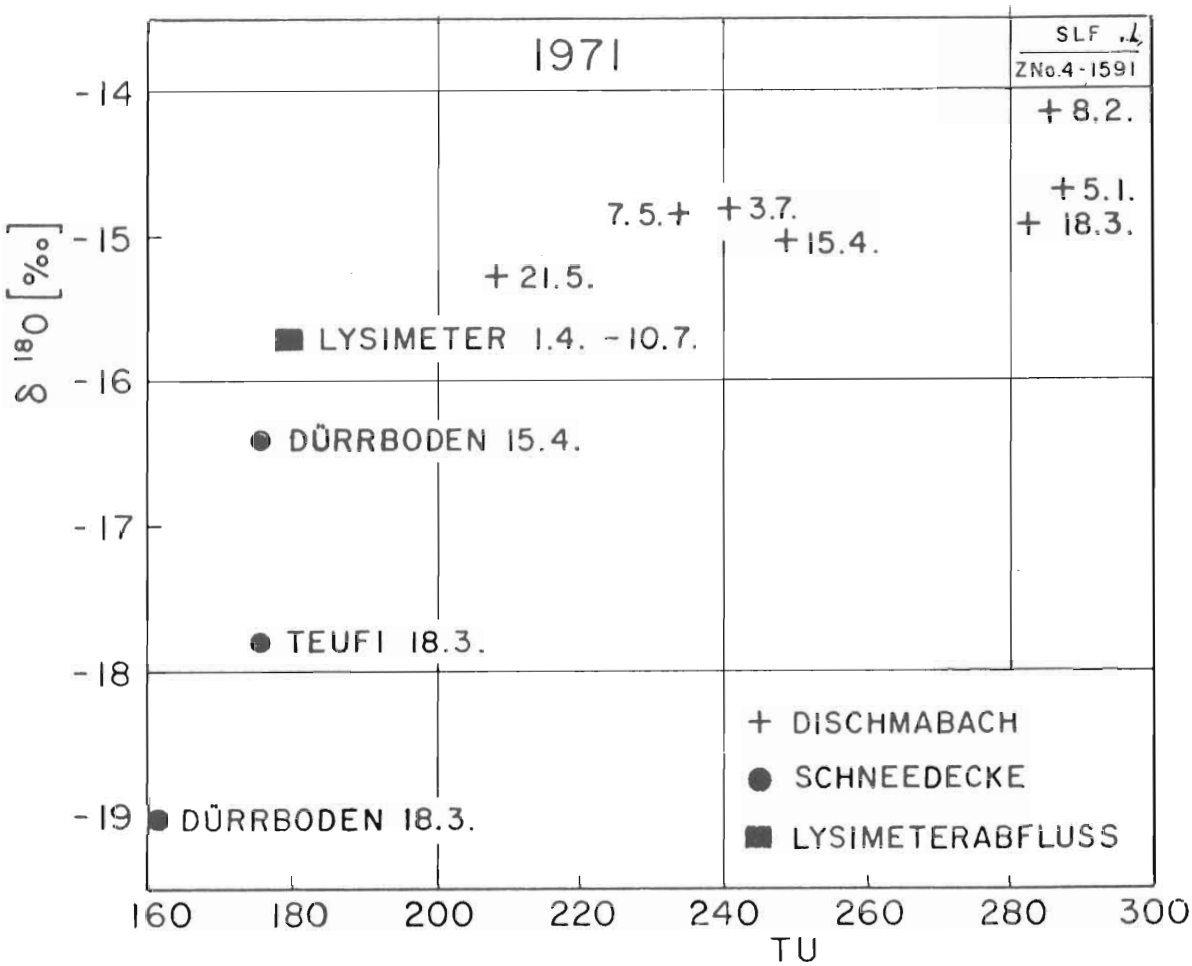


Fig. 2: $\delta^{18}O$ gegen Tritiumkonzentration von Proben von 1971.
Plot of $\delta^{18}O$ vs. tritium for samples from 1971.

atmosphärischem Wasserdampf und Fraktionierung bei Verdunstung oder auch bei Schneeschmelze zurückzuführen.

Führt man eine Komponententrennung basierend auf den Werten der Schneedecke vom 18.3. durch, so ergeben sich aufgrund von Tritium und $\delta^{18}O$ stark unterschiedliche Resultate. Legt man jedoch die Schneedeckenwerte vom 15.4. resp. die etwa gleich hohen des Lysimeter-Abflusses vom Weissfluhjoch (1.5.-30.6.) zugrunde, so ergeben beide Isotope etwa dieselben Grundwasseranteile (wobei die Resultate aus $\delta^{18}O$ der kleinen Unterschiede wegen allerdings grosse Fehlergrenzen aufweisen); dies äussert sich in einem Tritium-$\delta^{18}O$-Diagramm (Fig. 2) darin, dass die Datenpunkte für den Abfluss und für Lysimeterabfluss resp. Schneedecke (15.4.) praktisch auf einer (Mischungs-) Geraden liegen. Die Abfluss-

komponenten-Trennung aufgrund von $^{18}O/^{16}O$-Messungen kann also zu falschen Resultaten führen, wenn die Werte der Schneedecke für den Direktabfluss eingesetzt werden. Stehen jedoch Messungen vom Schmelzwasser (wie Lysimeter-Abfluss) zur Verfügung, so können korrekte Resultate erwartet werden.

Zur Direktabfluss-Komponente gehören neben dem Schmelzwasser auch Regenfälle. Diese sind im Lysimeter-Abfluss inbegriffen, nicht aber bei den Proben von der Schneedecke. Die leicht unterschiedlichen Tritiumkonzentrationen in Schneedecke und Lysimeter hängen offenbar zum Teil damit zusammen. Allerdings ist dieser Effekt im allgemeinen gering.

Bei den ^{18}O-Werten ist zu bemerken, dass das Schnee-Lysimeter deutlich höher (2540 m ü.M.) als die Entnahmeorte der Schneedeckenproben liegt, aber nicht weit über der mittleren Höhe des Dischma-Einzugsgebietes (2370 m). Messungen an Niederschlagsproben von Weissfluhjoch und Davos (1580 m) ergaben jedoch für Schnee im Gegensatz zu Regen keinen systematischen Höheneffekt, so dass die Höhenunterschiede für $\delta^{18}O$ im Schneeschmelzwasser unwesentlich sein dürften.

3. Kurzzeitige Niederschlagsereignisse

Für eine detaillierte Komponententrennung nach Regenfällen wäre eine dichte Probenahme in Abständen von 1 Stunde oder weniger notwendig, die ohne automatische Apparatur kaum durchführbar ist. Vom Einzugsgebiet Dischma stehen nur sporadische Probenentnahmen bei Regen-Ereignissen zur Verfügung, die aber das Gesamtbild bestätigen.

Zwei markante Regenspitzen von Oktober 1979 und 1980 konnten wie folgt ausgewertet werden:

a)	Dischmabach vor dem Regen	9.10.1979, 1,95 $m^3 s^{-1}$,	90 TU
	Dischmabach, Regenspitze	14.10.1979, 5,07 $m^3 s^{-1}$,	66 TU
	Regenprobe	15.10.1979, 8^{00}(24 Std.)	22 TU
	Grundwasseranteil am 14.10.1979		0,65

b) Dischmabach vor dem Regen	1.10.1980, 1,04 $m^3 s^{-1}$,	78 TU
Dischmabach, Regenspitze	17.10.1980, 9,73 $m^3 s^{-1}$,	54 TU
Regenproben, Weissfluhj.	13./19.10.80, Durchschn.,	34 TU
Schneeschicht abgelagert im Oktober 1980, Versuchsfeld Weissfluhjoch, 2540 m ü.M.		17 TU
Grundwasseranteil am 17.10.1980:		
aufgrund der Regenproben		0,46
aufgrund der abgelagerten Schneeschicht		0,61

Das Grundwasser wurde also mit dem Niedrig-Abfluss vor dem Regen charakterisiert. Im Jahre 1980 wurden die in einer Schneedecke konservierten Oktober-Niederschläge zur Auswertung der direkten Komponente (Regen in den tieferen Lagen des Dischmagebietes) zusätzlich herangezogen.

Ein Neuschneefall im Juni 1974 ermöglichte eine Ganglinientrennung mit Isotopenmessungen. Am 14. Juni trat eine rasche Erwärmung ein, die zu einer Abflussspitze am selben Abend führte. Die $\delta^{18}O$- und Tritiumresultate ergaben, dass direkt abfliessendes Schmelzwasser zum Abflussmaximum nur einen Beitrag von ca. 20 % (je nach Isotop und zugrunde gelegten Ausgangsdaten 14-28 %) lieferte (MARTINEC et al. 1978).

4. Schlussfolgerungen

Die gängige Lehrbuchmeinung geht dahin, dass die Abflussspitzen bei Schneeschmelze oder Regen fast ausschliesslich durch Direktabfluss, d.h. raschen Abfluss des Niederschlagswassers zustande kommen, wobei die Komponententrennung oft rein graphisch, zum Teil aufgrund willkürlicher Kriterien, vorgenommen wird (z.B. DE WIEST, 1965). Weil man eigentlichen Oberflächenabfluss nur selten beobachtet, wurde dem sogenannten Zwischenabfluss (interflow, écoulement épidermique) eine grössere Rolle zugeschrieben (siehe DIN 4049, Fig. 3). Die Isotopenmessungen im Dischmatal zeigen aber, dass dort Grundwasser (in DIN 4049 als Basisabfluss bezeichnet) wesentlich zum Spitzenabfluss beiträgt. Dieser wird durch infiltrierendes Schmelz- oder Regen-

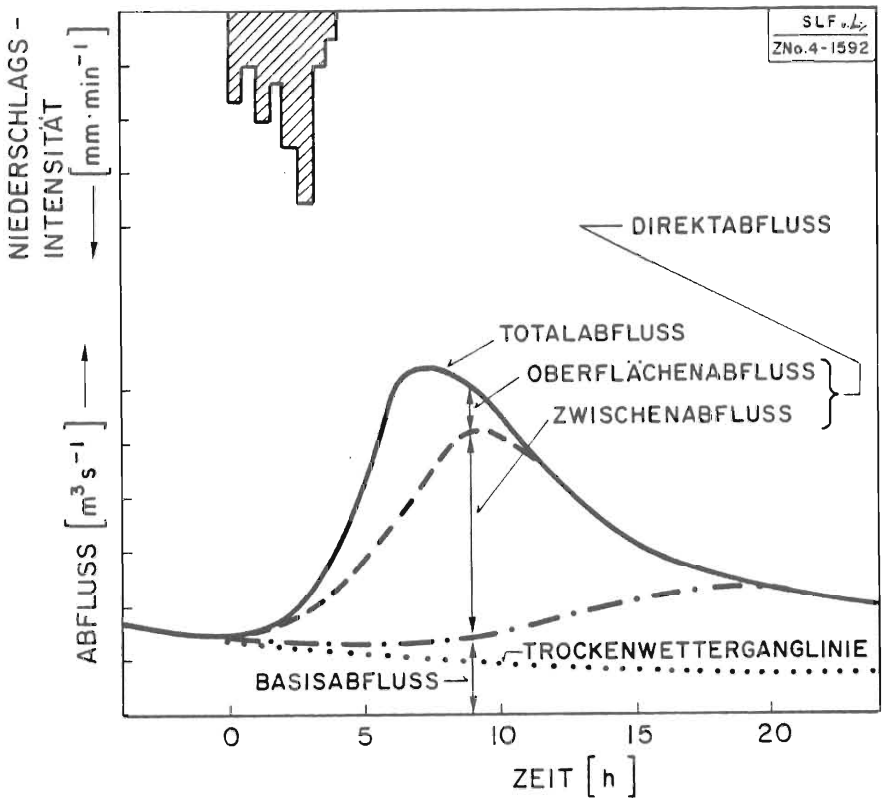


Fig. 3: Konventionelle Trennung der Abflusskomponenten nach DIN 4049, Teil 1.

Conventional hydrograph component separation according to the regulation DIN 4049, part 1.

wasser aus dem Aquifer verdrängt, wobei die Verdrängung wahrscheinlich via hydrostatische Druckübertragung vor sich geht. Da das Grundwasser im Mittel einige Jahre alt ist (MARTINEC et al. 1974), muss ein relativ grosses Grundwasserreservoir vorhanden sein. Wo dieses lokalisiert ist - in den Talschottern oder als Kluftwasser im Gestein der Talseiten -, lässt sich aufgrund der Isotopenmessungen allein natürlich nicht ermitteln.

Zu analogen Schlüssen führten Isotopenuntersuchungen auch in andern Gegenden mit ganz unterschiedlichen hydrogeologischen und hydrologischen Bedingungen, so in Hoch-Savoyen (CROUZET et al. 1970), in Modry Dul, Tschechoslowakei (DINCER et al. 1970), in mehreren kanadischen Einzugsgebieten (FRITZ et al. 1976), im Lainbachtal in den Bayrischen Alpen (HERRMANN et al. 1978) so-

wie im Karst des Neuenburger Jura (MUELLER et al. 1980). Bei allen diesen Untersuchungen wurde gefunden, dass Grundwasser wesentlich zum erhöhten Abfluss bei Regen oder Schneeschmelze beiträgt. Obwohl sich diese Ergebnisse nicht auf beliebige Verhältnisse verallgemeinern lassen, ist es offensichtlich doch notwendig, die herkömmlichen Ansichten über die Abfluss-Komponenten-Trennung und die dazu verwendeten Methoden zu revidieren.

Verdankungen

Die $^{18}O/^{16}O$-Daten vom Dischmatal stammen aus dem Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche, Pisa; die $^{18}O/^{16}O$- und Tritiumdaten vom Schneelysimeter aus dem Institut für Radiohydrometrie der GSF, Neuenburg/München, sowie aus dem Science Institute der Universität von Island, Reykjavik. Unsere Arbeiten wurden unterstützt vom Schweiz. Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Literatur

ARNASON B., BUASON Th., MARTINEC J., THEODORSSON P. (1973): Movement of water through snow pack traced by deuterium and tritium, Unesco-WMO-IHS Symposia Banff 1972, Publ. IAHS No. 107, Vol. 1, 229-312.

CROUZET E., HUBERT P., OLIVE Ph., SIWERTZ E., MARCE A. (1970): Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimental du coefficient de ruisellement.

DE WIEST R.J.M. (1965): Geohydrology, Wiley (New York, London).

DINCER T., PAYNE B.R., MARTINEC J., TONGIORGI E., FLORKOWSKI T. (1970): Snow-melt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. Water Res. Research 10, 110-124.

FRITZ P., CHERRY J.A., WEYER K.U., SKLASH M. (1976): Storm Runoff Analyses Using Environmental Isotopes and Major Ions. Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. Proc. Advisory Group Meeting organ. by IAEA, Vienna, 27-31 January 1975, 111-130.

HERRMANN A., MARTINEC J., STICHLER W. (1978): Study of snowmelt runoff components using isotope measurements. in "Modeling of Snow cover Runoff", Editors: S.C. COLBECK and M. RAY, 288-296, (CRREL, Hanover, U.S.A.).

MARTINEC J., SIEGENTHALER U., OESCHGER H., TONGIORGI E. (1974): New insights into the runoff mechanism by environmental isotopes. Internat. Atomic Energy Agency, Vienna 1974, Vol. I, 129-143.

MARTINEC J., MOSER H., DE QUERVAIN M.R., RAUERT W., STICHLER W. (1977): Assessment of processes in the snowpack by parallel deuterium, tritium and oxygen-18 sampling, IUGG General Assembly Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 220-231.

MARTINEC J., OESCHGER H., SCHOTTERER U., SIEGENTHALER U., NUTI S., TONGIORGI E. (1978): Example of a separation of runoff components by environmental isotopes. Rivista Italiana di Geofisica e Scienze affini 5, 87-89.

MUELLER I., KIRALY L., SCHOTTERER U., SIEGENTHALER U. (1980): Untersuchung des Neuenburger Jura. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie 32, 17-50.

STICHLER W. (1975): Untersuchungen an Schneeprofilen. Institut für Radiohydrometrie der GSF, Jahresbericht 1974, 38-59, München.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 471 - 482	Bern, 1982

MESSUNG DES PHYSIKALISCHEN SAUERSTOFFEINTRAGES IN FLIESSGEWÄSSERN MIT TRACERN - VERFAHREN UND ANWENDUNGSBEISPIELE

Wolfgang Günthert, München

Lehrstuhl und Prüfamt für Wassergütewirtschaft und Gesundheitsingenieurwesen der Technischen Universität München

Horst Behrens,

Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH

Abstract: The reaeration-coefficient K_2 characterizes the selfpurification of a stream. The experimental and theoretical basis for measuring the physical reaeration-coefficient in streams with a method with radioactive tracer is described. Field tracer studies in streams with a flow rate from 0,5 to 100 m^3/s show the field and laboratory procedures and the application of this method. The measured results of K_2 are compared with calculated results from using several models.

1. EINLEITUNG

Eine wesentliche Voraussetzung für die Selbstreinigungsfähigkeit eines mit organischen Stoffen belasteten Fließgewässers ist der ausreichende Eintrag von Sauerstoff. Der physikalische Sauerstoffeintrag über die Oberfläche des Gewässers bildet neben der biogenen Sauerstoffproduktion den wesentlichen Anteil der Sauerstoffzufuhr. Er ist für den Abbau organischer Stoffe in Gewässern notwendig und ist damit ein Grenzwert für die Einleitung dieser Stoffe, wenn der Sauerstoffhaushalt nicht ernsthaft gefährdet werden soll.

Während Untersuchungen zum Sauerstoffhaushalt und damit über

die Wiederbelüftung im allgemeinen durch die chemisch-analytische Bestimmung der Sauerstoffkonzentration im Wasser vorgenommen werden, machte es eine in den USA ab 1967 entwickelte Feldmethode erstmals möglich, mit Tracern, u.a. mit einem radioaktiven Tracergas, die physikalische Wiederbelüftung direkt und unabhängig von den übrigen Teilvorgängen des Sauerstoffhaushaltes zu messen. Damit können die vorhandenen mathematischen Modelle zur Wiederbelüftung mit der experimentellen Methode verglichen und ergänzt werden.

2. Grundlagen des Verfahrens

Die physikalische Wiederbelüftung des Wassers mit einem Sauerstoffdefizit D verläuft in zwei Teilvorgängen:

- Sauerstofftransport durch molekulare Diffusion durch die Grenzfläche Luft - Wasser
- Dispersion des in die Oberfläche diffundierten Sauerstoffs im Wasser, hauptsächlich durch turbulente Strömungsvorgänge.

Die Turbulenz und damit die Geschwindigkeit der Wiederbelüftung hängt im wesentlichen von den hydraulischen Parametern des Gewässers wie Fließgeschwindigkeit, -tiefe-, -gefälle und Bettrauhigkeit ab. Die Wiederbelüftungsrate K_2 wird durch folgende Gleichung mit dem Ausgangssauerstoffdefizit D_o und dem Sauerstoffdefizit D_t zur Zeit t dargestellt [1] :

$$K_2 = \frac{1}{t} \ln \frac{D_o}{D_t} \qquad (1)$$

Dem von TSIVOGLOU und Mitarbeitern [2, 3] entwickelten Verfahren zur Bestimmung der Wiederbelüftungsrate K_2 liegt der Gedanke zugrunde, die Geschwindigkeit der Abgabe eines Tracergases aus dem Wasser zu messen und daraus auf das Wiederbelüftungsvermögen des Gewässers zurückzuschließen. Die Abgabe von gelösten Gasen aus dem Wasser tritt ein, wenn die Konzentration über der Wasseroberfläche klein genug ist und verläuft nach den gleichen Gesetzmäßigkeiten wie die Wiederbelüftung, nur umgekehrt:

- Transport aus dem Wasserkörper an die Grenzfläche durch turbulente Strömungsvorgänge
- Diffusion durch die Grenzfläche Wasser - Luft

Als Tracergas wurde das Edelgas Krypton-85 (^{85}Kr) ausgewählt, da es einmal keinen chemischen oder mikrobiellen Veränderungen unterliegt und es andererseits sich auf Grund seiner Radioaktivität relativ einfach und in sehr geringen Mengen bzw. Konzentrationen bestimmen läßt. ^{85}Kr hat eine Halbwertszeit von 10,4 Jahren; es unterliegt zu 99,3 % einem ß-Zerfall (E_{max} = 0,67 MeV) und zu 0,7 % einem γ -Zerfall (E_{max} = 0,514 MeV).

Der ^{85}Kr-Gehalt der Luft kann für derartige Anwendungen zu Null angenommen werden. Daher ist der Gasaustrag von der Konzentration des im Wasser gelösten ^{85}Kr abhängig und verläuft nach der Gleichung:

$$K_{Kr} = \frac{1}{t} \ln \frac{C_o}{C_t} \qquad (2)$$

wobei C_t und C_o die Konzentrationen des gelösten Tracergases zu den Zeiten t und t_0 sind sowie K_{Kr} der Gasaustauschkoeffizient des Tracergases für die gegebenen Bedingungen ist. Verschiedene Gase haben wegen ihrer unterschiedlichen molekularen Eigenschaften verschiedene Gasaustauschkoeffizienten. Für das Verhältnis der K-Werte von Sauerstoff und Krypton ergab sich sowohl experimentell wie durch Berechnung die Konstante [2]

$$\frac{K_{Kr}}{K_{ox}} = 0,83 \pm 0,04 \qquad (3)$$

Der Gasaustausch von Krypton verläuft also etwas langsamer als der von Sauerstoff. Die Konstante ist von der Temperatur unabhängig und wurde im Bereich von 10 bis 30 °C experimentell überprüft. Ebenso ist sie von der Stärke der Turbulenz und der Art der Wasseroberfläche unabhängig.

3. Beschreibung des Verfahrens

Zur Anwendung des Verfahrens in einem offenen Gerinne wird eine ausreichende Menge in Wasser gelöstes ^{85}Kr stromaufwärts

vom Punkt A mit momentaner Tracereingabe eingeben (Fig. 1). Im Prinzip wird aus der Konzentrationsabnahme des Tracers zwischen den beiden Beobachtungspunkten A und B der Gasaustauschkoeffizient für ^{85}Kr über diese Fließstrecke nach Gleichung 2 ermittelt. In der Praxis nimmt die ^{85}Kr-Konzentration auf der Fließstrecke jedoch auch noch durch Verdünnung infolge Dispersion oder Einleitungen ab. Dieser Verdünnungseffekt kann durch gleichzeitige Zugabe eines "konservativen" Tracers (z.B. Tritium oder ein Floureszenztracer) mit erfaßt werden. Der richtige Gasaustauschkoeffizient wird erhalten, indem die jeweilige ^{85}Kr-Konzentration C_{Kr} durch die zugehörige Konzentration des konservativen Tracers C_D dividiert wird:

$$K_2 = \frac{1}{0{,}83\ t} \ln \frac{\left(\frac{C_{Kr}}{C_D}\right)_A}{\left(\frac{C_{Kr}}{C_D}\right)_B} \qquad (4)$$

Die bei einer Temperatur (T_1) ermittelten Gasaustauschkoeffizienten lassen sich über folgende Beziehung auf eine andere Temperatur (T_2) umrechnen [4] :

$$K_{T_2} = K_{T_1} \quad \theta^{(T_2 - T_1)}$$

θ hat den Wert 1.022 $\pm$ 0,004 für Temperaturen in °C (5)

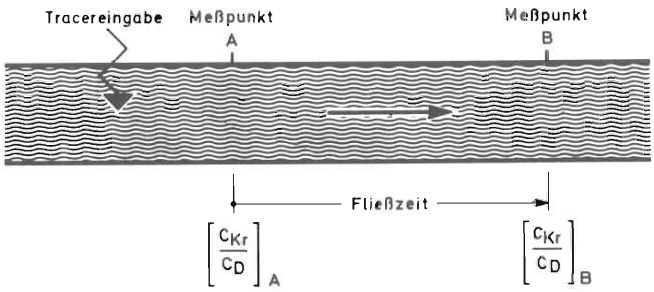


Fig. 1: Bestimmung der Wiederbelüftungsrate in einem Fluß
Method for measuring the reaeration coefficient in a river

4. FELDVERSUCHE

In umfangreichen Labortests und Vorversuchen in Behältern [5, 6] wurde das Verfahren zur Messung des physikalischen Sauerstoffeintrages in Zusammenarbeit mit dem GSF Institut für Radiohydrometrie überprüft und weiterentwickelt [7] . Die ersten Feldversuche wurden an einem kleinen Kanal mit einer Wasserführung von 0,5 - 1 m^3/s, weitere Messungen wurden an Flüssen mit einer Wasserführung bis zu 100 m^3/s durchgeführt.

4.1 Versuchsdurchführung

4.1.1 Tracervorbereitung

Die Tracerlösung mit dem Gastracer ^{85}Kr und den konservativen Tracern Tritium und oder Amidorhodamin G extra wird nach folgendem Arbeitsverfahren hergestellt (Fig. 2):

In eine 5 l Glasflasche wird die ^{85}Kr-Ampulle eingebracht, der konservative Tracer mit Wasser eingefüllt und die Flasche mit einem Stopfen verschlossen. Anschließend wird die ^{85}Kr-Ampulle in der Glasflasche zerdrückt und das Gas kann sich in der Flüssigkeit lösen, beschleunigt durch einen Magnetrührer. Das durch die Gasblase fehlende Wasser kann über einen Ausgleichsbehälter nachgefüllt werden.
Die Glasflasche dient auch zur Tracereingabe. Sie wird in einer Injektionsvorrichtung (Fig. 3) an die Eingabenstelle gebracht und dort zum Impfzeitpunkt unter dem Wasserspiegel durch Zerschlagen geöffnet.

4.1.2 Probennahme

Zur Bestimmung der Fließzeit und als Hinweis auf den Zeitpunkt, zu dem die Proben für die Bestimmung des Gastracers zu entnehmen sind, wird der Durchgang des Farbtracers direkt gemessen. Dazu wird an den Meßstellen (Fig. 4) mit Hilfe einer Tauchpumpe im Wasserstrom kontinuierlich durch ein Durchflußfluorimeter gepumpt und der Meßwert mit einem Schreiber aufgezeichnet [8] . Die Gastracer-Proben werden mit einer Entnahmevorrichtung (Fig. 5), die mit einer Angel in das Wasser eingetaucht wird, entnommen. Die Vorrichtung wurde so konstruiert, daß das Wasser langsam ohne Turbulenz (um Gas-

verluste zu vermeiden) in auswechselbar eingeschraubte 100 ml-Glasflaschen läuft. Die vollständig - ohne Luftblase - gefüllten und mit Schraubdeckel verschlossenen Flaschen werden zur Vermeidung von Temperaturveränderungen in Isolierboxen aufbewahrt.

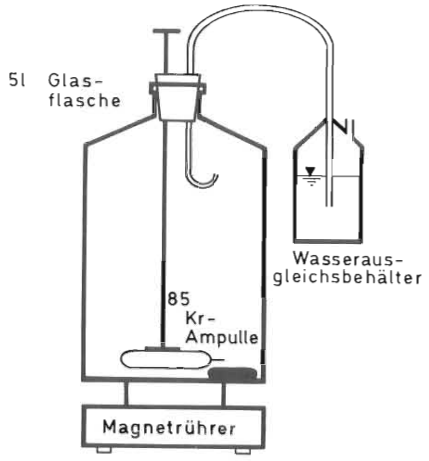


Fig. 2: Tracervorbereitung
Tracerpreparation

Fig. 3: Tracerinjektor
Tracerinjector

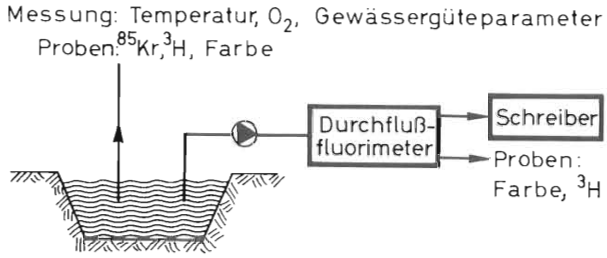


Fig. 4: Aufbau einer Meßstelle
Field arrangements

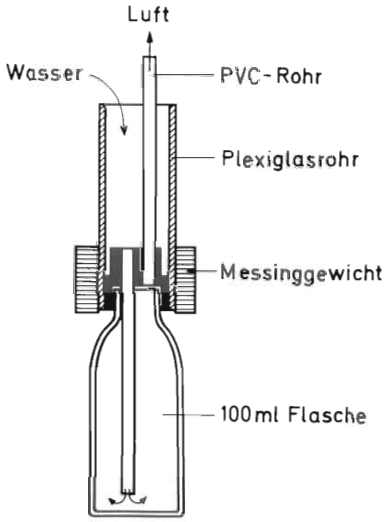


Fig. 5: Probenahmegerät
Tracer sampling

4.1.3 Probenmessung

Die Probenflaschen werden möglichst schnell ins Labor zur Messung gebracht. Aus den 100 ml-Flaschen werden jeweils mit einer Druckpipette drei Meßflaschen mit 10 ml Probe abgefüllt, mit Szintillator aufgefüllt und in einem vollautomatischen Flüssigkeitsszintillationszähler die Krypton 85- und Tritium-Zählraten gemessen [5, 9]. Der Nulleffekt wird von jeder Probenmessung abgezogen und diese Nettozählraten in Gleichung 4 eingesetzt und daraus die Wiederbelüftungsrate K_2 ausgerechnet. Die Auswertung kann auch graphisch an einer halblogarithmischen Darstellung vorgenommen werden. Die Quotienten aus den Krypton-85 und Tritium-Zählraten der einzelnen Meßstellen werden auf der logarithmischen Ordinate gegen die Fließzeit aufgetragen (Fig. 6). Aus der Steigung der Verbindungsgeraden ergibt sich der Krypton-Gasaustauschkoeffizient.

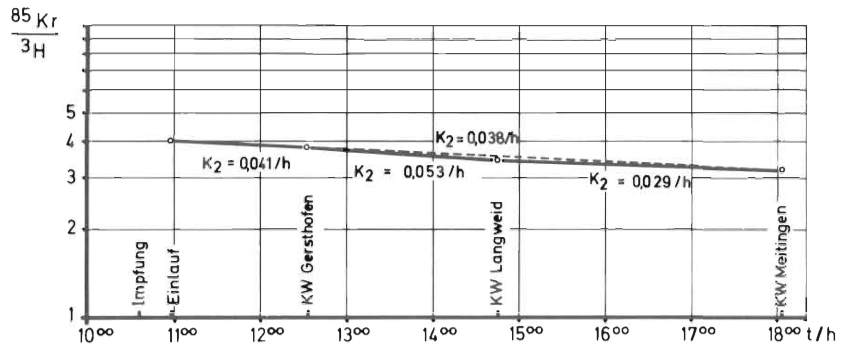


Fig. 6: K_2-Werte Lechkanal
K_2-coefficient Lechkanal

In einem Spektralfluorimeter werden die Farbkonzentrationen der Proben gemessen. In den ersten Feldversuchen hat sich gezeigt, daß Amidorhodamin G-extra sich als Bezugsdispersionstracer ebenso gut eignet wie Tritium und keinen chemischen oder biologischen Veränderungen unterliegt. Die Korrelation von 0.998 zwischen den Tritium- und den Farbwerten bei über hundert Meßwerten läßt den Schluß zu, auf Tritium als konservativen Tracer verzichten zu können. Bei der Auswertung wird dann anstelle der Tritiumzählrate die Farbkonzentration in Gleichung 4 eingesetzt.

Modell TSIVOGLOU [12] : $K_2 = 3{,}17 \frac{\Delta h}{L}$

Modell WOLF [13] : $K_2 = (3+\frac{40}{k_s}) \frac{v}{H^2} + \frac{0{,}5}{H}$

Modell LANGBEIN [14] : $K_2 = 7{,}6\ v\ H^{-1{,}33}$

Zum besseren Vergleich der berechneten Werte mit den gemessenen, wurden diese auf 20 °C Bezugstemperatur umgerechnet. Die in Tabelle 1 aufgetragenen Daten für die Messungen am Lechkanal zeigen einen erheblichen Unterschied sowohl zwischen den mit verschiedenen Modellen berechneten K_2-Werten, als auch zwischen den berechneten und den gemessenen. Die berechneten K_2-Werte für die einzelnen Meßstrecken ergeben jedoch ähnliche Verhältnisse wie die gemessenen, mit Ausnahme des Modells von TSIVOGLOU. Aus den Berechnungen der beiden Modelle von WOLF und LANGBEIN erhält man für die Fließstrecke KW-Gersthofen - KW-Langweid mit K_2 = 0,56/d bzw. K_2 = 1,07/d den größten Sauerstoffeintrag, wie auch die Messung mit K_2 = 1,77/d bestätigt. Die Meßstrecke KW-Langweid - KW-Meitingen mit K_2 = 0,26/d (WOLF) und K_2 = 0,46/d (LANGBEIN) ergibt ebenso die kleinsten K_2-Werte wie die Messung mit K_2 = 0,98/d. Dies zeigt, daß die so berechneten Werte noch mit einigen Unsicherheiten behaftet sind, da entweder manche hydraulische Parameter nicht mit ihrer entsprechenden Bedeutung in die Gleichungen eingehen oder u.U. ganz fehlen.

Tabelle 1: K_2-Werte aus Modellberechnungen und Meßdaten für 20 °C, Versuch Lechkanal 29.11.1978
K_2-coefficients measured and from models

Abschnitt		Einlauf Kanal - KW Gersthofen	KW Gersthofen - KW Langweid	KW Langweid KW Meitingen	Einlauf Kanal - KW Meitingen
TSIVOGLOU	d^{-1}	0,93	0,15	0,29	-
WOLF	d^{-1}	0,46	0,56	0,26	0,38
LANGBEIN	d^{-1}	0,80	1,07	0,46	0,72
Meßdaten	d^{-1}	1,37	1,77	0,98	1,27

6. ZUSAMMENFASSUNG

Die Feldversuche an 5 verschiedenen Meßstrecken, bei Wasserführungen bis 100 m^3/s und Fließgeschwindigkeiten von 0,08

bis 1,35 m/s haben gezeigt, daß die direkte Messung des physikalischen Sauerstoffeintrages mit radioaktiven Tracern möglich ist. Die gemessenen K_2-Werte erfassen implizit die vorhandenen hydraulischen und klimatologischen Einflüsse, ohne sie einzeln erfassen zu müssen und entsprechen dem tatsächlich möglichen physikalischen Sauerstoffeintrag unter den gegebenen Bedingungen. Der Vergleich mit einigen Modellen hat gezeigt, daß noch einige Fragen offen sind, die in einem bei der DFG beantragten Forschungsvorhaben geklärt werden sollen.

Literaturverzeichnis

[1] O'CONNOR, D. (1956): Mechanism of Reaeration in Natural Streams ASCE Transactions Bd. 123

[2] E.C. TSIVOGLOU, R.L. O'CONNELL (Oct. 1965): Tracer Measurements of Atmospheric Reaeration, I. Laboratory Studies. Journal WPCF, Vol. 37, No. 10, 1343-1365

[3] E.C. TSIVOGLOU, F.B. COHEN et al (Febr. 1968): Tracer Measurements of Stream Reaeration, II. Field Studies. Journal WPCF, Vol. 40, No. 2, Part 1

[4] CHURCHILL, M.A. (1961): Effect of Water Temperature on Stream Reaeration, Journal San.Eng.Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engr., 87, No. SA 6,59

[5] GÜNTHERT, W. (1978): Messung der Wiederbelüftungsrate in Fließgewässern mit radioaktiven Tracern. Unveröffentlichter Abschlußbericht, Institut für Radiohydrometrie der GSF, München

[6] Jahresbericht 1977, Institut für Radiohydrometrie der GSF, München

[7] GÜNTHERT, W., BEHRENS, H., ROLDAO, J. (1980): Messung des physikalischen Sauerstoffeintrags in Fließgewässern mit Tracern, GWF-Wasser/Abwasser, Heft 3

[8] BEHRENS,H. (1980): Anwendung von Tracermethoden, Münchner Beiträge zur Abwasser-, Fischerei- und Flußbiologie, Stoffhaushalt in Fließgewässern, Band 32, München

[9] J.B. COHEN, J.L. SETSER (1968): Determination of ^{3}H and ^{85}Kr in Aqueous Samples by Liquid Scintillation Techniques. Talanta, Vol. 15, Pergamon Press

[10] Verordnung über den Schutz vor Schäden durch ionisierende Strahlen vom 13. Oktober 1976, Bundesgesetzblatt, Teil I, Bonn 1976

[11] Verordnung über die Beförderung gefährlicher Güter auf der Straße (Gefahrgut VStr) v. 19. Mai 1973, Bonn 1973

[12] E.C. TSIVOGLOU, L.A. NEAL (1976): Tracer Measurement of Reaeration. II. Predicting of Reaeration Capacity of Inland Streams. Journal WPCF, Vol. 48, No. 12

[13] P. WOLF (1974): Simulation des Sauerstoffhaushalts in Fließgewässern. Stuttgarter Berichte zur Siedlungswasserwirtschaft, Band 53

[14] W.B. LANGBEIN (1967): The Aeration Capacity of Streams. Geological Survey Circular 542

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 483 - 491	Bern, 1982

UEBER DEN EINSATZ VON MAGNETTRACERN ZUR MESSUNG DES GROBGESCHIEBETRANSPORTES

Peter Ergenzinger, Berlin

Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin/BRD

Abstract: The rate of transport and the relative velocity were determined by magnetic tracers in a "torrente" in Calabria/South Italy (Buonamico) and in a creek in the northern Rocky Mountains in Montana/USA (Squaw Creek).Magnetic coils were installed above or below the channel.Whenever a magnetic cobble passed the magnetic field of the coils a signal was induced.The technique of determining the rate of transport of coarse material by natural magnetic tracers is very promising.

Bei der Messung der Transportraten von Feststoffen in Bächen und Flüssen ist die Bestimmung der Geschiebefracht noch immer besonders schwierig.Während für die Messung der Sand- und Kiesfrachten durch Arnhem- oder Helley-Smith-Sampler bereits erprobte Meßtechniken eingesetzt werden können (Emmett,W.1980: 991-1017),sind die Techniken für Naturmessungen von Grobkies- und Schotterfrachten noch unterentwickelt.Je gröber die Fracht, je steiler die Flußbetten,desto weniger Meßdaten liegen vor. Dieser Mangel gilt speziell für geschiebereiche,verwilderte

Gebirgsflüsse (vgl.Nordin,C.F.Jr. 1980).Im Zusammenhang mit hydrologisch-geomorphologischen Untersuchungen in Kalabrien/ Süditalien (Buonamico) und in Montana/USA (Squaw Creek) wurden erste Versuche zur Messung des Grobgeschiebetransportes mit Hilfe von künstlichen und natürlichen Magnettracern unternommen.Der Ausgangspunkt für die Meßtechnik ist die Beobachtung,daß ein Magnet,der mit einer bestimmten Geschwindigkeit durch ein stationäres Magnetfeld geführt wird,ein Signal induziert.

Das Ziel der ersten Untersuchungen mit Magnettracern in Kalabrien war die Bestimmung der hydraulischen Grenzbedingungen für den Transport von Grobkiesen und Schottern.Das stationäre Magnetfeld erzeugten vier Spulen jeweils mit einer Wicklung von 5000 m Kupferdraht (Cu 0.3).Um Bewegungen im Erdmagnetfeld auszuschließen,wurden die Spulen auf einen Aluminiumrahmen montiert und in 50 cm Höhe über der Wasseroberfläche des Buonamico eingebaut.Da es im Buonamico keine Schotter mit nennenswerten Magnetitgehalten gibt,wurden feinkörnige Granitschotter gesammelt (die mittlere Größe der Achsen war 72 mm: 55 mm: 38 mm) und durch Stabmagnete markiert.Um die Stabmagnete (Länge 15 mm,Durchmesser 6mm)im Schwerpunkt des Schotters zu plazieren,mußten die Steine entlang der c-Achse aufgebohrt werden.Das Durchschnittsgewicht der Schotter erhöhte sich durch die Magnete um etwa 3.1 g auf ungefähr 246 g,d.h. um 1.3%.Die Empfindlichkeit der Spulen genügte,um für diese Tracer ein Meßfeld von 0.9m Durchmesser bei einem Abstand von minimal 0.7 m abzudecken.

Auf dem Delta des Buonamico am Rande des Lago di Costantino wurde die Meßanordnung am 9.1.1980 geprüft.Das Niedrigwasserbett war oberhalb der Mündung 5 m breit und der Fluß hatte eine mittlere Fließgeschwindigkeit von wenig mehr als 1 m s^{-1}. Die ersten 20 Magnetschotter wurden 20 m oberhalb der Meßstelle um 11 Uhr auf das Flußbett ausgelegt,um 12^{40} Uhr wurden an derselben Stelle weitere 80 Magnetschotter eingegeben. Durch die Schneeschmelze erhöhte sich über Mittag die Wassermenge nur wenig,während die Trübung Werte von knapp über

500 NTU Einheiten erreichte.Von der ersten Serie passierten nur 5 Steine die Meßstelle,von der zweiten Serie erzeugten bis 15^{30}Uhr 46 Steine in den Meßspulen Signale mit Spannungen von etwa 1 mV (vgl.Fig.1).

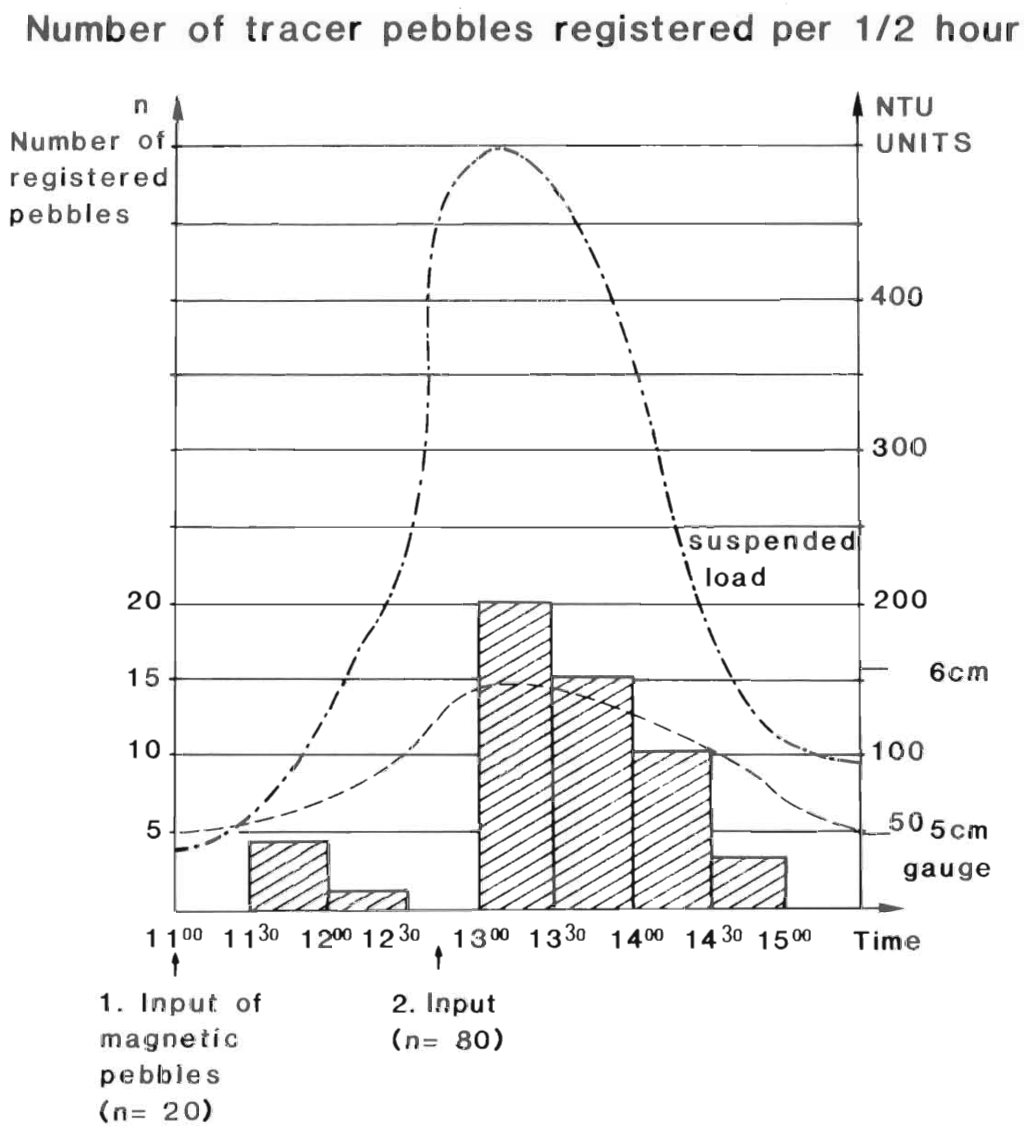


Fig. 1: Der Transport von Magnetschottern im Buonamico am 9.1.80
The transport of magnetic cobbles in Buonamico (9.1.80)

Weiterführende Versuche wurden mit natürlich magnetischen Grobkiesen und Schottern am Squaw Creek in Montana/USA unternommen. Das Einzugsgebiet von 104 km^2 wird zum überwiegenden Teil von eozänen Vulkaniten aufgebaut.Einzelne Lagen der anstehenden

Andesite enthalten bis über 10 % Magnetit.Die Sedimentanalyse von Proben aus Flußbänken nahe der Meßstelle ergab folgende Zusammenhänge zwischen Korngröße,Gewicht und zugehörigen Magnetfeldstärken :

Tabelle 1 : Zusammenhänge zwischen Korngröße,mittlerem Gewicht und Magnetfeldstärken
Relations between grain diameter,average weight and magnetic field force

Korngröße mm	Zahl der untersuchten Steine	Mittleres Gewicht g	Standardabw.	Magnetfeldstärken in Gamma im Abstand 10mm <240 %	240-800 %	>800 %
>64	100	989	580	80	16	4
32 - 64	145	164	100	89.6	9	1.4
16 - 32	139	32	17	100	0	0

Ziel der Untersuchungen am Squaw Creek war die Bestimmung der Transportraten des Geschiebes mit Hilfe der magnetischen Andesite.Schwach magnetische Gesteine erzeugen naturgemäß nur schwache Induktionsströme.Um die Empfindlichkeit der Meßanordnung zu steigern,wurde der Abstand zwischen Spule und Magnetschotter auf 10 mm verringert.Die Spulen am Squaw Creek sind daher in einem Zementblock am Fuß einer Sohlschwelle eingebaut worden.Das stationäre Magnetfeld sollte zudem über die Länge von etwa einem Meter gleiche Empfindlichkeiten aufweisen. Es wurden deshalb jeweils vier Spulen nebeneinander auf einen Weicheisenstab von 1.10 m Länge aufgeschoben.Jede Spule besteht aus 9000 Wicklungen mit Kupferdraht von einem Durchmesser von 0.2 mm.Der Abstand der Spulen untereinander beträgt 140 mm.Der Spulenstab liegt in dem Zementblock in einer Rinne an der Oberseite.Ein Aluminiumblech deckt den Block und den Spulenstab ab. Der Hohlraum zwischen dem Spulenstab und dem Aluminiumblech wurde mit Dachteer versiegelt.

Mit Hilfe dieser Meßanordnung (vgl.Fig.2) werden von Schottern mit Magnetfeldstärken von 240 Gamma in 10 mm Abstand Signale von 0.25 mV erzeugt.Schotter mit Feldstärken über 800 Gamma induzieren Signale von über 1 mV. Auf Grund von Problemen der Abschirmung und Filtrierung gehen Signale unter 0.25 mV im Rauschen unter.

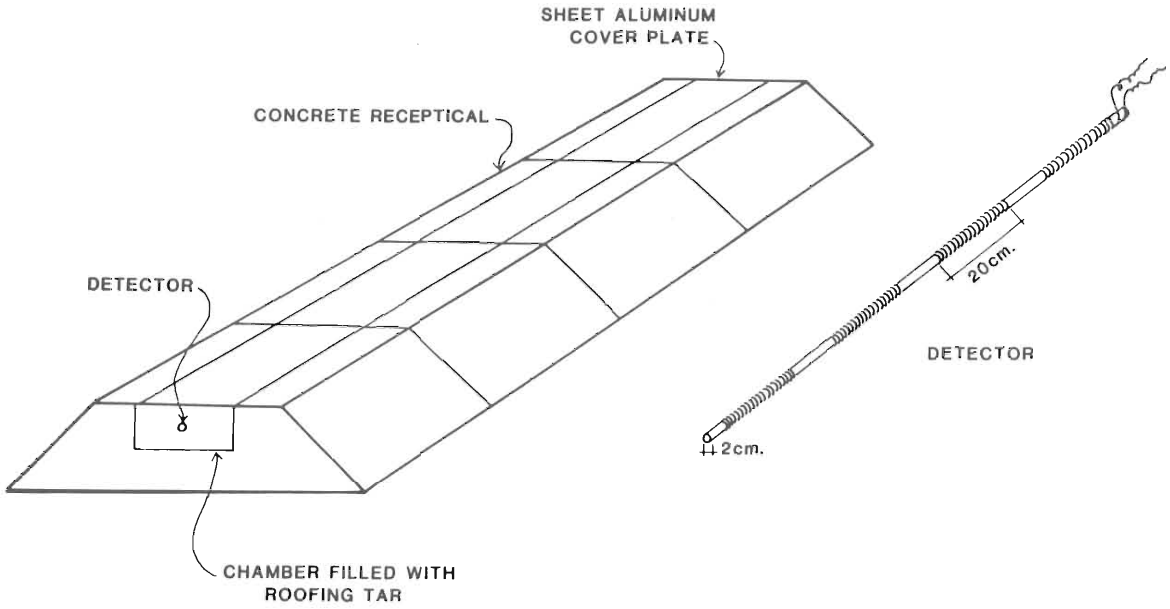


Fig.2 : Betonblock mit Magnetspulen
Concrete block with magnetic detectors

Erste Meßergebnisse liegen vom Frühjahr 1981 vor.Maximale Zähl- und Transportraten von Magnetschottern traten während des Hochwassers am 22.Mai 1981 auf.Der Abfluß erreichte maximal etwa 16 m^3s^{-1}.Die Rekurrenzzeit dieses Hochwassers beträgt etwa 7 Jahre.Die höchsten Zählraten von Magnetschottern gab es kurz vor dem Gipfel des Hochwassers mit bis zu 100 Signalen pro Minute und Meßblock.
Um die Zählraten von magnetischen Schottern und Kiesen in Transportraten umzusetzen,wurde am Meßplatz unter der Bible Camp Bridge eine "Schotterschaukel" eingebaut.An der Schaukel (vgl.Fig.3) ist ein großer Sammler vom Typ Mühlhofer (Mühlhofer, L.1933) drehbar befestigt (Eintrittsöffnung : 0.5 x 0.2 m).Die Längenverhältnisse sind derart geregelt,daß mit Hilfe der Schotterschaukel auf der Sohlschwelle Geschiebeproben gesammelt werden können.Der installierte Flaschenzug und die Kraft von zwei Männern war jedoch zu schwach,um den Sammler während des Hochwassers bündig gegen die Sohlschwelle zu pressen.

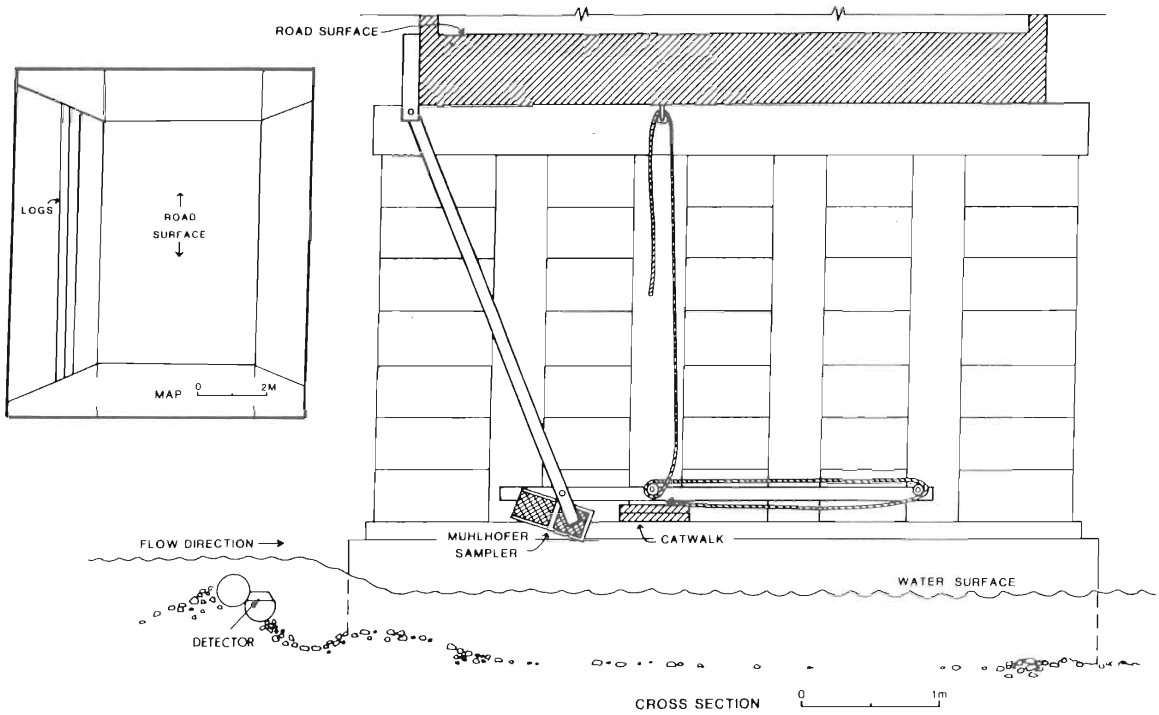


Fig.3 : Die Meßanordnung am Squaw Creek
The measuring system at Squaw Creek

Die erste Auswertung der gezählten Magnetschottersignale erfolgt daher allein aufgrund der folgenden Ableitung :

1. Signale mit über einem mV werden von Steinen mit Magnetfeldstärken von über 800 Gamma verursacht.
2. Signale mit 0.24 - 1 mV werden von Steinen mit Magnetfeldstärken von 240 - 800 Gamma verursacht.
3. Signale über 1 mV werden zu 74% von Schottern mit 989 g Gewicht und mit 26% Wahrscheinlichkeit von Grobkiesen mit 164 g Gewicht erzeugt (vgl. Tabelle 1).Im Durchschnitt ist demnach jedes Signal über 1 mV repräsentativ für einen Magnetschotter mit 775 g Gewicht.
4. Signale zwischen 0.25 - 1 mV werden zu 64% von Schottern

mit 989 g Gewicht und mit 36% Wahrscheinlichkeit von Grobkies mit 164 g Gewicht erzeugt (vgl.Tabelle 1).Im Durchschnitt ist demnach jedes dieser Signale repräsentativ für einen Magnetschotter mit 692 g Gewicht.

5. Die Magnetschotter haben im Grobgeschiebe über 32 mm nur einen Anteil von etwa 15%.Um den gesamten Grobgeschiebeanteil zu erfassen,müssen die gewichteten Signale mit 6.7 multipliziert werden.
6. An der Gesamtgeschiebefracht haben die Grobgeschiebe 32 mm aufgrund der Korngrößenzusammensetzung der Sedimente der benachbarten Kiesbänke nur einen Anteil von 33%. Die Gesamtgeschiebefracht ergibt sich daher als dreifaches der Grobgeschiebefracht.
7. Die Flußbettbreite für den Geschiebetrieb beträgt unter der Brücke konstant 7 m.Die beiden Meßblöcke sind jeweils 1.25 m lang. Die an den Meßblöcken bestimmte Geschiebefracht ist daher mit dem Faktor 2.8 zu multiplizieren.
8. Um die Anzahl der durch Magnetschotter induzierten Signale in Geschiebefrachten (kg pro Zeiteinheit) umzurechnen,werden die Signale 1 mV mit 44 (0.775 x 6.7 x 3 x 2.8) multipliziert und die Signale zwischen 0.25 und 1 mV mit 39 (0.692 x 6.7 x 3 x 2.8) multipliziert.

Mit Hilfe dieser Ableitung erfolgte die erste Auswertung der Geschiebefrachten der Hochwasserwelle von Ende Mai 1881 (Fig.4). Bemerkenswert ist die große Variabilität der Geschiebefracht und die unterschiedlichen Relationen zwischen Geschiebe- und Schwebfrachten.Die Schwebfracht überwiegt nur während der Anlaufphase des Hochwassers,davor und danach ist die Geschiebefracht bedeutender.

Wie diese ersten Versuche zeigen,ist die Magnettracertechnik speziell für die Analyse der Bewegungen von Geschieben mit natürlichem Magnetitgehalt erfolgversprechend.Durch veränderte Meßanordnungen und verbesserte Elektronik kann die Empfindlichkeit und Genauigkeit noch wesentlich gesteigert werden.

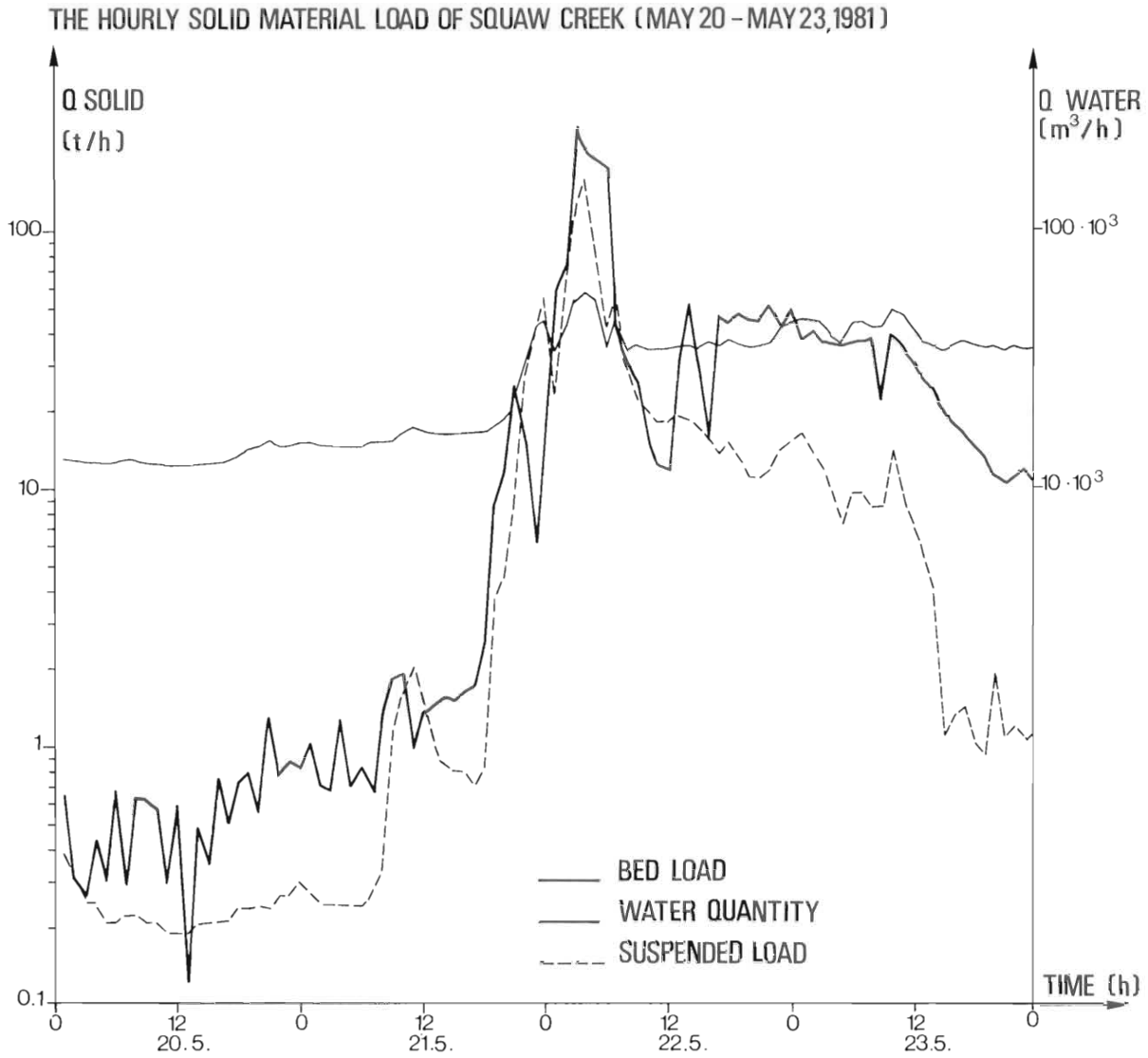


Fig.4 : Die stündliche Feststoffracht am Squaw Creek vom 20.-23.Mai 1981
The hourly solid material load of Squaw Creek (May 2o - May 23,1981)

Literaturverzeichnis:

EMMETT W.W., 1980: Bedload sampling in rivers. Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation, Beijing, China, Vol. 2: 991 - 1017

NORDIN C.F. Jr., 1980: Data Collection and Analysis. Application of Stochastic Processes in Sediment Transport ed. H.W. Shen, H. Kikkawa, Littleton, Col. USA

MüHLHOFER L., 1933: Untersuchungen über Schwebstoff und Geschiebeführung des Inns nächst Kirchbichl. Wasserwirtschaft.

ANWENDUNGEN IN SEEN UND GLETSCHERN

Die Beiträge zur Anwendung in Gletschern und der isotopenhydrologische Bericht aus dem Bielersee haben exemplarischen Charakter. Demgegenüber versucht der Beitrag zur Anwendung von Fluoreszenztracern in Seen, eine Uebersicht zum gegenwärtigen Stand dieses ganz jungen Zweiges der Tracerhydrologie zu geben.

APPLICATIONS IN LAKES AND GLACIERS

The reports on glaciological applications and on isotope measurements in Lake Biel are case studies, while the paper on the application of fluorescence dyes in lakes tries to summarize results of this young branch of tracer hydrology.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 495 - 510	Bern, 1982

THE PRESENT SITUATION REGARDING THE USE OF FLUORESCENT TRACERS IN LIMNOLOGY

Peter Hirsig, Christian Leibundgut and Paul Nydegger, Berne

Geographical Institute of the University of Berne/CH

Abstract: Im Sinne einer Uebersicht werden Grundlagen der Seeströmung und die bisherigen Erfahrungen mit Tracermethoden in Seen dargestellt. Der Einsatz von Fluoreszenztracern und das Messverfahren werden im einzelnen erläutert und anhand dreier Fallbeispiele von Versuchen in Schweizerseen illustriert. Die Methode erlaubt das kontinuierliche Verfolgen ausgewählter, markierter Wassermassen im Seewasserkörper. Da die Daten in situ erhoben werden, eignet sich dieses Verfahren besonders auch zur Eichung von mathematischen Seeströmungsmodellen und zur Abklärung von Problemen der angewandten Limnologie.

1. INTRODUCTION AND BASIC PRINCIPLES

The use of tracers in lakes (and in standing bodies of water in general) is still a very new application of tracer hydrology. SIEGENTHALER U. (1981) gives an example of a somewhat older use of tracer methods in lakes in his paper on the use of isotopes in the Lake of Bienne. Strictly speaking, however, these methods date back to before the isotope era. As early as the nineteen-twenties AUERBACH M. and SCHMALZ W. (1927) used water hardness as a natural tracer.

Few reports exist on experiments with tracers in lakes. GILATH C. and STUHL Z. (1971) described the determination of the residence time of the water in the Eskkol reservoir (Israel) by marking with the radioactive tracer ^{82}Br. Somewhat more numerous studies have been carried out in artificial lakes in order to investigate leaks and determine leakage rates. In coastal areas repeated studies have been carried out in connection with the discharge of effluent into the sea. However, the methods used in these investigations are only partly comparable with those used in fresh-water lakes (see LEIBUNDGUT Ch. and HIRSIG P., 1977). The systematic use of synthetic tracers for the study of dynamic processes in lakes is associated with the use of fluorescent substances.

Although this branch of tracer hydrology is still in its infancy, considerable advances and successes have been achieved on both the scientific and the practical side. In this connection we have profited from the present growing interest in the utilisation of lake water.

As well as for ecological problems in the lake, today a knowledge of the flow of water in a lake is also important for practical problems such as the intake of drinking water of the discharge of treated effluent. The theoretical bases of water circulation in lakes are presented in a fairly recent publication by HUTTER K. and TROESCH J. (1975). At the Geographical Institute we have concentrated primarily on the experimental aspect of the observations on lake models and measurements in lakes. The course followed by water flowing into lakes has been traced by means of transmission measurements. Here the turbidity of the river water served as what can be regarded as a natural tracer (NYDEGGER P., 1967).

These studies showed how the inflowing water, after forming a layer at a depth corresponding to its density, moves in a clockwise eddy as a result of the Coriolis force, and how the masses of water breaking away from the eddy are pushed on by those following them. As a result of the Coriolis force these try to move to the right but are forced to travel anticlockwise round the lake due to the constraining force imposed by the banks. Consequently, at the depth of the layer formed by the inflow

an anticlockwise rotation occurs in the Northern Hemisphere and a clockwise rotation in the Southern Hemisphere.

The results are demonstrated and confirmed by cinematographic studies of rotating lake models (simulation of the earth's rotation) with tracer-marked water inflows (NYDEGGER P., 1976).

Just as the hydrologist must have a basic knowledge of an aquifer he is to investigate and can use well-tried methods for its study, in limnology a basic knowledge of the relationship in the lake is an essential requirement for the correct application and evaluation of a tracer study. Here too classical investigation methods must be available which can be used more or less as a matter of routine, such as recording the temperature and optical conditions in a lake.

The basic principles for the use of fluorescent dyes as tracers in limnology have already been laid down in a paper by LEIBUNDGUT Ch. and HIRSIG P. (1977). The possibilities and limitations of using synthetic tracers in lakes were determined in a small mountain lake which may be taken to represent a model.

On that occasion we already learned that tracer hydrological studies in the larger lakes on which studies are normally conducted do not promise to be successful unless an underwater fluorometer is used. The flow conditions in a lake change so quickly that only incomplete results are obtained by taking individual samples followed by measurement in the laboratory, the method still generally used in ground water hydrology. It should also be borne in mind that in a lake the positions of the points of measurement are not firmly fixed like those of the piezometer tubes in an aquifer.

2. THE TECHNIQUES OF FLUORESCENT TRACER UTILISATION IN LIMNOLOGY

Introduction of the tracer

As in the case of flowing water or ground water, the introduction of fluorescent tracers must be effected with the utmost care. The choice of the introduction technique must take account of the special conditions in the lake.

If the tracer is introduced into a stream flowing into the lake

(external injection), care must be taken that the whole body of water is inoculated with the tracer. Adequate turbulence must therefore be present, or the stream must flow for a sufficient distance to allow mixing before entering the lake.

If the nature of the question under study calls for the tracer to be introduced directly into the lake (internal injection), methods must be sought which guarantee that the tracer forms layers at the desired depth. Because the tracer-water mixture has a higher density that the lake water, there is a danger of the mixture sinking to the bottom of the lake. This can be avoided by a number of methods, such as mixing the tracer with a liquid with a density less than 1.0. In our studies we use two different techniques for tracer introduction.

On one occasion we used an inoculation device developed at the Geographical Institute of the University of Berne. The tracer-water mixture is put into a cylindrical container (capacity 50 l). The container can be opened at the desired depth by means of a special mechanism (WERTHEMANN B., 1980).

In the second method, which is somewhat simpler, the tracer is brought to the desired depth by means of a hose. To prevent the tracer from sinking, a T-piece is fitted on the end of the hose so that the tracer spreads out horizontally to form a layer (Fig. 1). This method gave very good results both in experimental models and in situ.

Depending on the question under study, the tracer is introduced either discretely or continuously. The former is particularly suitable for the simulation of specific incidents (e.g. tanker truck accident), and the latter for the tracing of inflows in the lake.

Measuring techniques

The in situ measurement of the tracer concentration is effected with a "VARIOSENS" underwater filter fluorometer. Measurement is based on the scattered light technique (Fig. 2). The transmitter and receiver are supplied with power through an electric cable from the measuring boat. The tracer is excited by a xenon flash lamp with a frequency of 10 Hz. The signal picked up by

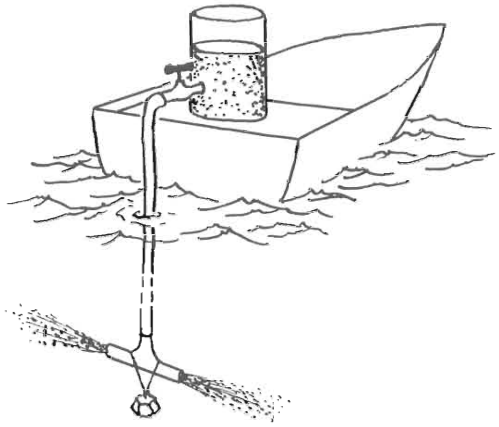


Fig. 1: Injection of the tracer into the desired depth by means of a hose with a fitted T-piece on the end.
Einspeisung der Tracersubstanz in der gewünschten Tiefe über einen Schlauch mit einem T-Stück am Ende.

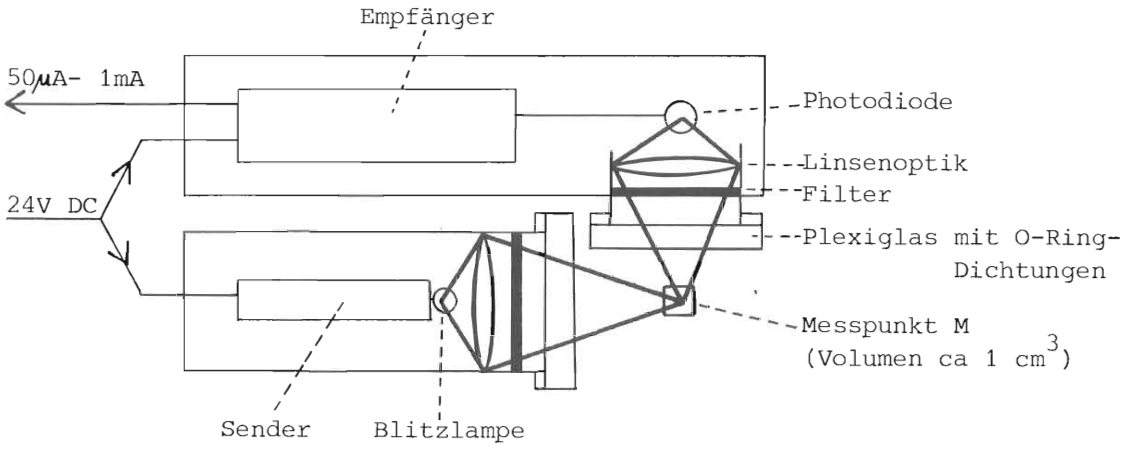


Fig. 2: Schematical representation of the measurement principle of the underwater filter fluorometer "Variosens".
Schematische Darstellung des Messprinzipes des Unterwasserfluorometers "Variosens".

the receiver is transmitted to the boat via an electric cable and continuously recorded by a pen recorder.

The range of measurement (logarithmic) is as follows:

for uranin : 0.05 mg/m^3 to 100 mg/m^3
for rhodamine B : 0.01 mg/m^3 to 100 mg/m^3

The range of measurement for uranin and rhodamine B can be extended to cover approximately

$$5\ mg/m^3 \text{ to } 2000\ mg/m^3$$

by means of an aperture plate screwed in place in front of the receiver.

The manufacturer now supplies a new model with an extended range of measurement.

In order to stabilise the VARIOSENS at the desired depth when towing it through the water for the recording of profiles, a towing device had to be developed. A greater pull on the guide rope increases the inclination of the stabilising vanes so that the VARIOSENS descends to the desired depth. A good "steersman" can maintain a depth constant to within a few centimetres, or can produce a rapid up-and-down movement of the measuring device (Fig. 3).

In order to determine the measurement depth when recording profiles, a piezo-resistive pressure transducer is fixed on the casing of the filter fluorometer. The signals of this depth gauge are also continuously recorded on the pen recorder. The position of the measuring boat and VARIOSENS is regularly determined by means of a theodolite or sextant.

The principle of measurement is shown schematically in figure 4. In principle all applications involve the measurement of tracer concentrations in a "tracer cloud" within the body of lake water. This is done by drawing the underwater fluorometer through the lake to record profiles in different directions and at different depths. Outside the contaminated water the measuring instrument shows a blank value which can vary considerably in different lakes and at different times. The entry of the instrument into the tracer cloud is marked by what is usually a precipitous rise in the recorder trace. At this moment a first

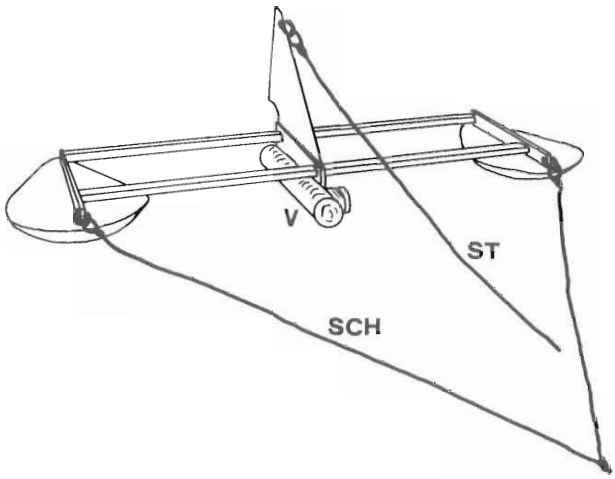


Fig. 3: Manoeuvrable towing device for stabilisation of the underwater fluorometer (V) in the desired depth.
Steuerbarer Schleppträger zur Stabilisation des Unterwasserfluorometers (V) in der gewünschten Tiefe.
ST guide rope / Steuerseil
SCH towing lines / Schleppseile

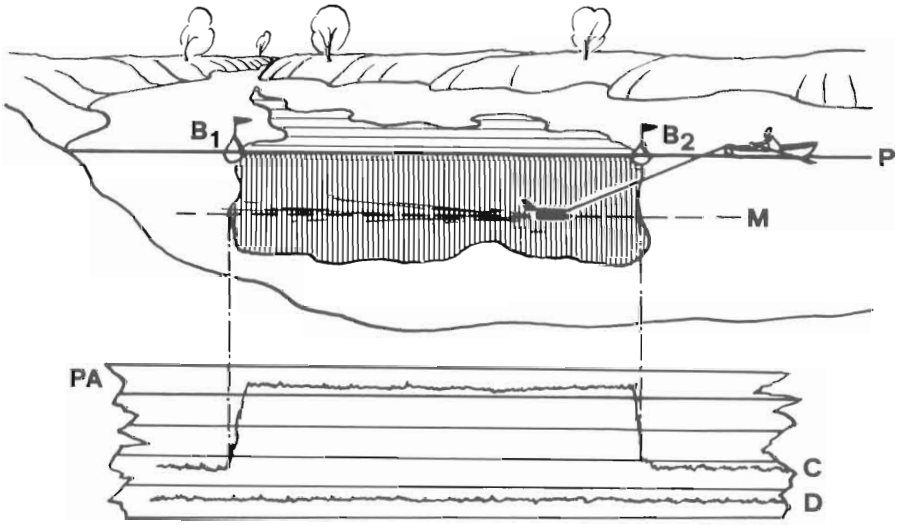


Fig. 4: The principle of measurements of a "tracer cloud" within the body of lake water.
Prinzip der Ausmessung einer "Tracerwolke" in einem Seewasserkörper.
TC tracer cloud / Tracerwolke
P profile line (boat) / Profillinie
M measurement profile (Variosens) / Messprofil
B_1, B_2 marker buoys / Markierbojen
C concentration of the tracer / Tracerkonzentration
D depth of measurement / Messtiefe
PA registration paper / Schreiberstreifen

marker buoy is placed. The end of the tracer cloud on the profile path is also marked by a buoy. Further marker buoys are put out when the tracer concentration changes within the cloud. Since the measurement depth is also continuously recorded. All three dimensions for fixing the tracer cloud's extent and position in the lake are known.

3. EXPERIMENTAL STUDIES

The methods briefly outlined here have already been used in numerous studies. We can distinguish two groups of studies, each of which requires a suitably adapted technique for its execution. On the basis of the modes of tracer introduction described in the preceding section, we distinguish between "external studies" and "internal studies".

In the external studies a body of water is marked outside the lake in order to observe its behaviour on and after reaching the lake water. This inflowing body of water may be on the surface or underground, and may be either natural or artificial. The results obtained in nature with the marking of an inflowing stream confirm the findings of laboratory experiments on model lakes. But since in nature more complex systems must be studied than is possible in the laboratory, these studies under natural conditions give rise to new questions and lead to new hypotheses which require further intensive investigation.

The second group, namely internal studies, concerns the observation of processes in the actual body of lake water. These processes are influenced by both internal and external parameters (wind, diffusion, convection etc.). Today such processes are often described and simulated with mathematical models. In practice problems of particular interest are often concerned with spreading processes at the interfaces or boundary zones of stratified masses of water. Details of the techniques of this group of studies and full descriptions of studies carried out are given by WERTHEMANN B. (1980).

Besides examinations of purely scientific questions, both groups often contain studies of a practical nature. The latter are concerned with a wide variety of limnological problems. The dis-

charge of treated effluent into a lake is presented as an example. The studied area in the Lake of Murten is located approximately 30 km to the west of Berne in Switzerland. Detailed limnological descriptions are given by NYDEGGER P. (1976) and HIRSIG P. (1982).

The aims of the study were:

- To reconstruct the layer formation processes in the area round the effluent discharge exit.
- To trace the subaquatic paths of the treated effluent as influenced by environmental parameters, namely water temperature and currents due to wind and inflows into the lake.
- To obtain additional methodological experience.

6 kg uranin was fed into the treated effluent of Murten sewage treatment plant for roughly 3 1/2 hours on 9 July 1980. The purpose of this continuous introduction of tracer was to ensure that the path followed in the lake by the marked water was not the result of a chance occurrence.

Results and interpretation

The temperature in the lake was between 17.5°C and 17.0°C from the surface to a depth of approx. 12 m, and between 17.0°C and 10.5°C from 12 to 17 m (layer of discontinuity); between 17 m and the bottom the temperature fell only by approx. 1°C (hypolimnion). At the time of the experiment the wind on the lake was from the SW with a velocity of 6 to 10 knots.

We determined the limits of the "tracer cloud" a total of 6 times over a period of two days: tracer was first detected in the lake just under an hour after the start of its introduction. The treated effluent formed a layer approximately 1 m thick above the lake bottom (at a depth of 9 to 10 m). Due to the high density of the treated effluent resulting from its high suspended-matter and salt content, it immediately sank to the bottom of the lake.

Immediately after emerging from the discharge pipe, the treated effluent was deflected to the right. This agrees with the findings of THOMAS E.A. (1969) in his "Untersuchungen über Auswir-

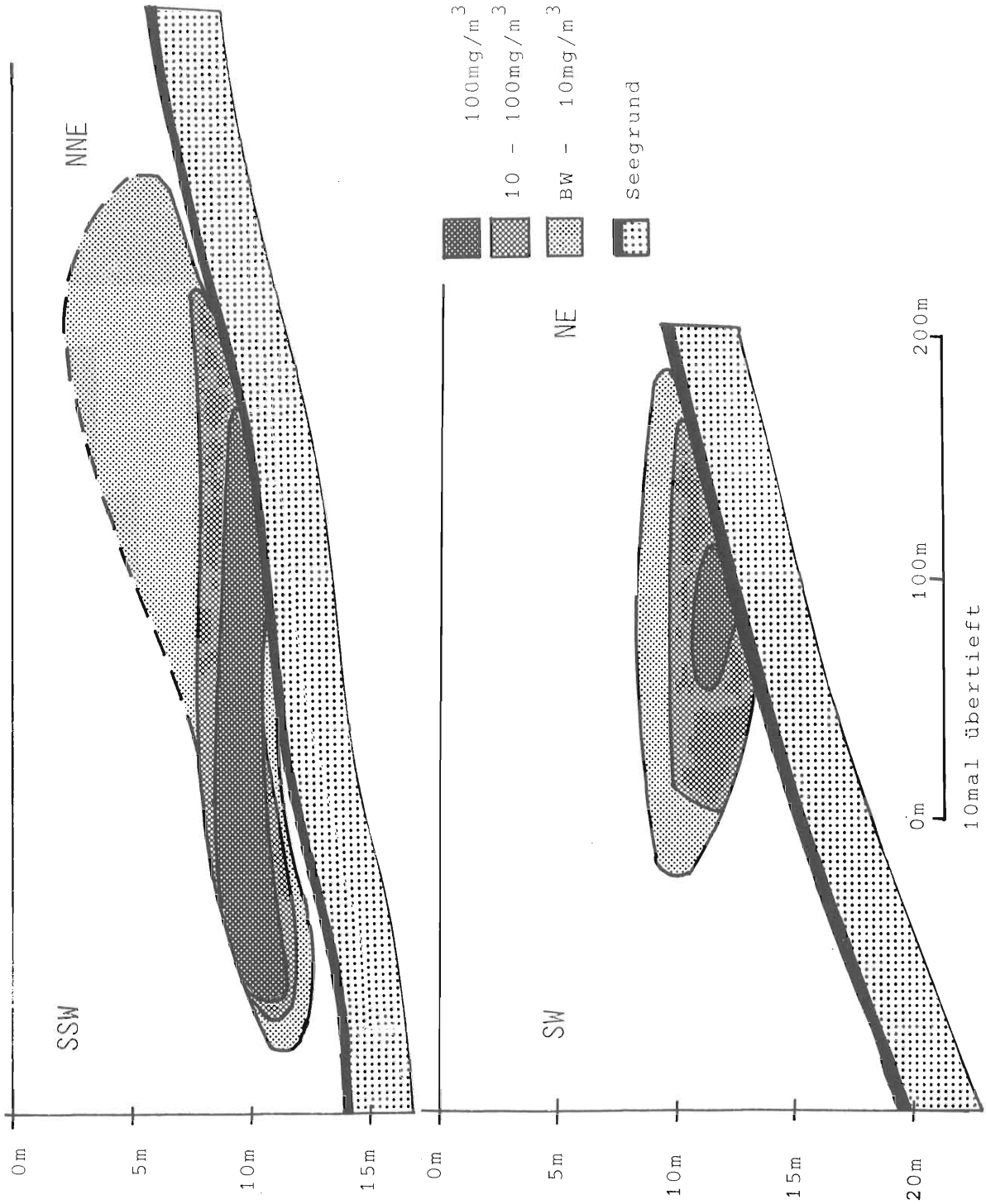


Fig. 5: Vertical profiles through the tracer cloud (see fig. 6) from 9.7. 1980 (pm)
above: profile E-F
below: profile G-H
Vertikalprofile durch die Tracerwolke (vgl. Fig. 6) vom 9.7. 1980 (nachmittags)
oben: Profil E-F
unten: Profil G-H

kungen und Folgen der Einschichtung von Abwässern in Seen" (studies on the effects and consequences of layer formation by inflows into lakes) and NYDEGGER P. (1967) with regard to the formation of layers by inflows into lakes. In the present case the deflection to the right is due on the one hand to the Coriolis force (Northern Hemisphere) and on the other hand to the entrainment of the effluent by the inflow-induced current.

As can be seen in figure 5 in the NE part the "tracer cloud" still lay on the bottom of the lake, whereas in the SW part it had already risen. The consequent layer formation depth (10 - 12 m) was immediately above the layer of discontinuity, which acted as a barrier as a result of the sudden increase in density.

The treated effluent then moved round the Lake of Murten at approximately the same depth (see. Fig. 6). This marked anticlockwise rotation is due principally to the current induced in the lake by an inflowing river (Broye). As a result of the large rise of the Broye on 7.7.80 the current (due to the inflow) in the lake also showed a marked increase, this being reflected in the recordings of the flow meter used in the lake of Murten (HIRSIG P., 1982).

The current velocity, determined by front demarcation, was 100 to 130 m/h. This value agrees with the velocities determined in similar cases by means of drifting bodies and flow meters.

In figure 7 it can be seen that the treated effluent has spread to the lake surface at the NW shore. This effect is a result of the superimposition of the inflow-induced current upon the wind-induced current. The nutrients present in the effluent tend to augment the bioproduction of a lake. To avoid feeding the nutrients directly into the production process, the effluent must be discharged into the lake at an adequate depth (photosynthesis). At the same time, however, is must also enter the lake in a zone where flow conditions ensure that the effluent will be optimally distributed at the depth in question.

In Lake Murten a discharge depth of 9 m was chosen, because the Broye forms a layer at this depth throughout most of the summer so that its current can prevent excessive local nutrient concen-

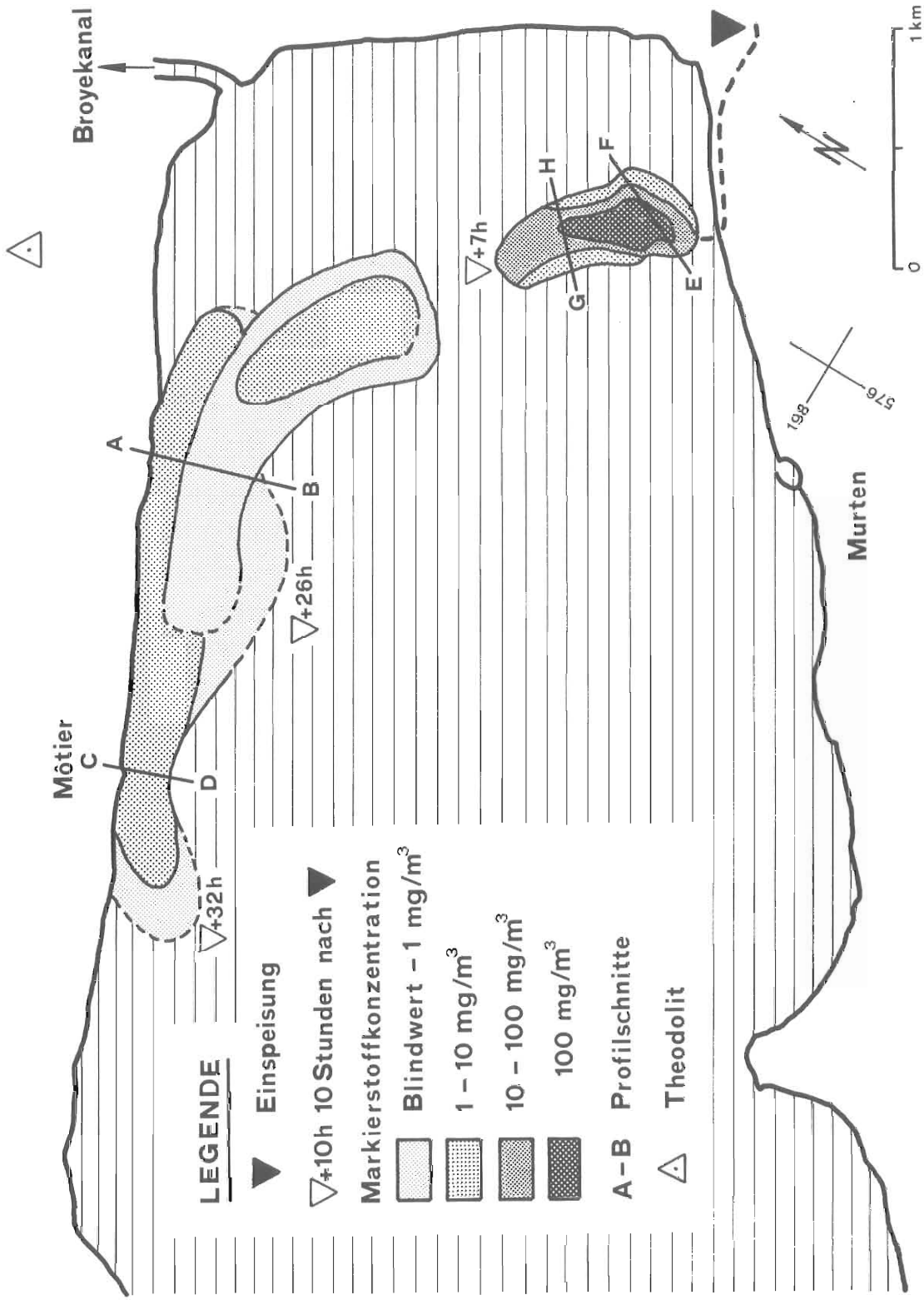
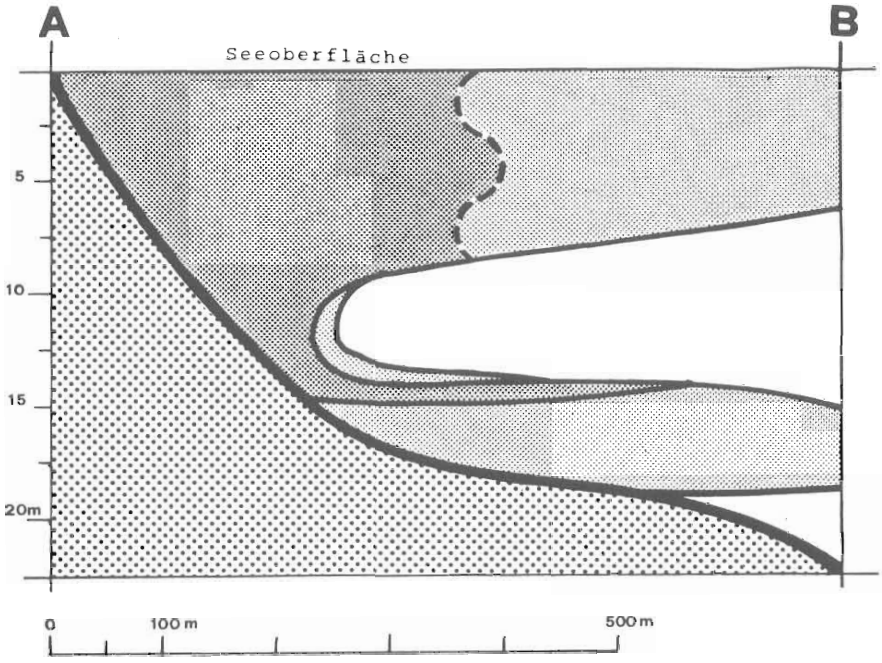
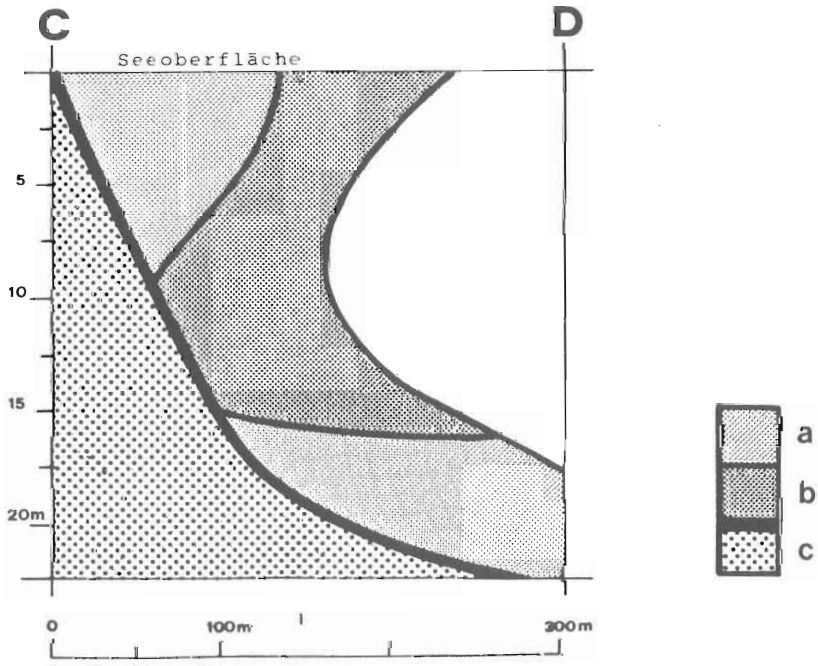


Fig. 6: Study about the discharge of treated effluent in the lake of Murten (July 1980). Situation and horizontal dispersion of the traced effluent.
Versuch zur Einleitung von geklärtem Abwasser in den Murtensee (Juli 1980). Situation und horizontale Ausbreitung des markierten Abwassers.



20 x übertieft



13 x übertieft

Fig. 7: Vertical profiles through the tracer cloud (see fig. 6) from 10.7. 1980 (pm).
Vertikalprofile durch die Tracerwolke (vgl. Fig. 6) vom 10.7. 1980 (nachmittags).
a fresh water concentration / Blindwert bis 1 mg/m^3
b tracer concentration: 1-10 mg/m^3 / Tracerkonzentration
c lake bottom / Seegrund

trations. As a result of the circulation of the wind-induced current, a part of the treated effluent can migrate to the surface from the layer of water corresponding to the discharge depth. By then, however, it has already undergone considerable dilution. Form the tracer study we calculated a dilution factor of 200 to 4000 for the effluent reaching the surface.

HIRSIG P. (1981) gives a detailed description of the study and of the development of inflow- and wind-induced currents and their interaction with the topography of the lake bottom.

4. ASSESSMENT OF TECHNIQUES AND OUTLOOK

As the youngest branch of tracer hydrology, the technique of using fluorescent tracers in lakes still has wide scope for development. Table 1 shows the range of applications, insofar as it can be concisely presented at this stage. In accordance with the limnological research work currently in progress, up to present mainly "external studies" have been carried out. A number of new studies are in the planning and preparation stage.

Table 1: Fields of application for fluorescent tracers in limnology

	Studies in nature	Studies on model
Determination of diffusion coefficients	x 2	(x) 2
Layer formation processes of inflows	x 1	*(x) 1
Tracing of inflow-induced currents	x 1	x 1
Tracing of wind-induced currents	x 2	x 2
Tracing of effluent discharges in lakes	x 1	*(x) 1
Tracing of cooling water discharges	(x) 1	(x) 1
Studies for siting of sewage treatment plants and water works using lake water	*(x) 1/2	*(x) 1/2
Calibration and checking of mathematical models	*(x) 1/2	x 1/2
Simulation of accidents with noxious substances	(x) 1/2	(x) 1/2
Exchange of ground water and lake water (infiltration/exfiltration)	*(x) 1/2	*(x) 1/2
Outflow conditions of the lake	(x) 2	(x) 2
Tracing of flows of suspended matter due to flood waters	(x) 1	(x) 1

x Trials already carried out
(x) No trials yet carried out
* In planning stage
1 External studies
2 Internal studies

For the study of new problems and further applications, the method will need to be perfected. The measuring instrumentation is constantly being added to and improved. Digital measuring technology and the parallel recording of temperature and transmission profiles will allow a better interpretation of the results. Special attention must also be paid to the determination of the instrument boat's position (bearings). To reduce personel and material requirements, priority must be given to simplifying the location technique by the use of automation.

The results obtained so far are an encouragement for us to continue in the present direction. We are convinced that the use of fluorescent tracers in limnology can acquire considerable importance in future. As in other applications of tracer hydrology, the systematic combination of isotope hydrology and tracer methods is also likely to bring new insights in lake research. In particular the method described here can play a central role in the study of questions of a practical nature.

Like all limnological studies, the method requires a relatively extensive infrastructure (boat etc.) together with a good knowledge of tracer methods. Studies under natural conditions require large personnel and material resources for a short time. On the other hand this method has the advantage of being able to give direct results, so that in many cases direct evidence can be provided (see study "Spreading of treated effluent").

Literature:

AUERBACH M., SCHMALZ J., 1927: Die Oberflächen- und Tiefenströme des Bodensees. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees

GILATH C., STUHL Z., 1971: Concentration dynamics in a lake with a water current flowing through it. Nuclear Techniques in Environmental Pollution, IAEA, Vienna, p. 483-496

HIRSIG P., 1981: Markierung von gereinigtem Abwasser und dessen Verfolgung im See mittels fluoreszierender Tracer, am Beispiel der ARA der Region Murten

HIRSIG P., 1982: Ueberlagerung von wind- und zuflussbedingten Strömungen im Murtensee (Arbeitstitel). Dissertation Geographisches Institut der Universität Bern, in Vorbereitung

HUTTER K., TROESCH J., 1975: Ueber die hydromechanischen und thermodynamischen Grundlagen der Seezirkulation. Mittl. der VAW, No 20, Zürich

LEIBUNDGUT Ch., HIRSIG P., 1977: Zur Anwendung fluoreszierender Tracer in der Limnologie. Gas, Wasser, Abwasser, Nr. 12

NYDEGGER P., 1967: Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen. Beitr. Geologie der Schweiz - Hydrologie - Nr. 16

NYDEGGER P., 1976: Strömungen in Seen: Untersuchungen in situ und an nachgebildeten Modellseen. Beitr. Geologie der Schweiz, Kl. Mitt., 66, S. 141-177

SIEGENTHALER U., 1982: Studium von Seedurchmischung und Flusseinschichtung im Bielersee mit Hilfe von $^{18}O/^{16}O$-Messungen. Beitr. Geologie der Schweiz - Hydrologie - Bd. 28 II

THOMAS E.A., 1969: Untersuchungen über Auswirkungen und Folgen der Einschichtung von Abwässern in Seen. Int.Ver. Limnol. 17, S 17-538

WERTHEMANN B., 1980: Physikalisch-limnologische Untersuchungen mittels fluoreszierender Tracer. Lizentiatsarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.