

KOMBINIERTE PUMP- UND MARKIERUNGSVERSUCHE ZUR DIMENSIONIERUNG  
VON SCHUTZZONEN

Josef Brauns<sup>+</sup> und Heinz Hötzl<sup>++</sup>

<sup>+</sup> Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität  
Karlsruhe/BRD

<sup>++</sup> Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe/  
BRD

Abstract: COMBINED PUMPING AND TRACER TESTS TO ASCERTAIN  
RESTRICTED CATCHMENT AREAS

For the determination of the 50-days-line - which serves as guideline for ascertaining restricted catchment areas -, pumping tests are usually carried out. In case of pronounced inhomogeneity and anisotropy of the aquifer and under irregular boundary conditions, the validity of simplifying analytical calculations is questionable. Therefore, combined pumping and tracer tests are suggested for a better determination of the 50-days-line. The test planning and the procedure of evaluation are illustrated through a case history.

1. Einleitung

Die Festlegung von Schutzzonen bei Trinkwassergewinnungsanlagen erfolgt in der Bundesrepublik Deutschland mit dreifacher Staffelung:

- a) Der unmittelbare Fassungsbereich (Schutzzone I).
- b) Die engere Schutzzone (Zone II).
- c) Die weitere Schutzzone (Zone III).

Der Schwerpunkt hydrogeologischer und hydraulischer Untersuchungen gilt bei der Dimensionierung meist der Schutzzone II. Dort kommen die konkurrierenden Interessen eines optimalen Grundwasserschutzes einerseits und einer möglichst wenig eingeschränkten

Geländennutzung andererseits am deutlichsten zum Ausdruck. Darüber hinaus ist eine genaue definitionsgemäße Abgrenzung dieser Zone am stärksten mit Problemen behaftet. In der Bundesrepublik Deutschland wird für die Abgrenzung der Zone II eine Mindestverweildauer von 50 Tagen für notwendig erachtet. In Abhängigkeit vom Aquifertyp werden unterschiedliche Methoden zur Bemessung der Grenzlinie bzw. zur Grenzziehung herangezogen. Während im Porenaquifer und auch im gleichmäßig strukturierten Kluftaquifer analytische Verfahren überwiegen, orientiert man sich im Karst meist an den Ergebnissen von Markierungsversuchen.

## 2. Untersuchungsverfahren zur Abgrenzung der Schutzzone II

### 2.1 Hydraulische Berechnungsverfahren

Die inzwischen als klassisch anzusehenden Lösungen, die den analytischen Weg beschreiten, gehen von den Annahmen eines homogenen Grundwasserleiters gleichbleibender Dicke über dichter Sohle aus. Dabei wird lediglich die horizontale Grundwasserströmung im Grundwasserleiter selbst betrachtet.

Für den Fall der rotationssymmetrischen Strömung zu einem Fassungsbrunnen im gespannten Grundwasserleiter ergibt sich die z.B. auf 50 Tage Verweildauer bezogene Entfernung aus der einfachen Überlegung des in diesem Zeitraum leergepumpten Porenraumes zu (vgl. RICHTER W., LILLICH W., 1975, S. 259, oder SPITZ K. et al., 1980. Gl. 7):

$$r_{50} = \sqrt{\frac{V_{50}}{\pi m n_e}} \quad (\text{"Zylinderformel"}) \quad (1)$$

$V_{50}$  = Entnahmenvolumen (über 50 Tage)  
 $m$  = Mächtigkeit des Aquifers  
 $n_e$  = "Nutzporosität" des Aquifers

Bei dieser Betrachtung wird lediglich der konvektive Transport betrachtet. Auf andere Effekte, wie Diffusion und dispersive Vermischung, wird bei SPITZ K. et al. näher eingegangen.

Für den Fall einer Entnahme bei einheitlicher natürlicher Grundwasserströmung ergibt sich eine etwa elliptische Umgrenzung der Zone II. Ein Näherungsverfahren zu ihrer Bestimmung wurde von LANDES T. (1958) vorgeschlagen. Eine zusammenfassende Abhandlung ist von MULL R. et al. (1979) gegeben. Die exakte Lösung und eine interessante Darstellung in dimensionslosen Größen findet sich jüngst bei SPITZ K. et al. (vgl. Fig. 1). In den Gleich-

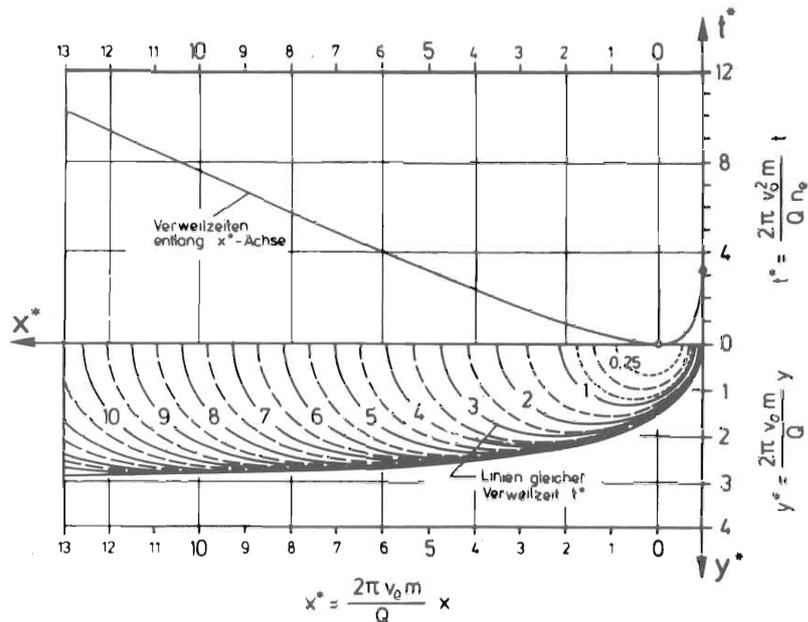


Fig. 1: Dimensionslose Verweilzeiten bei Grundwasserentnahme aus Grundwasserleiter mit natürlicher Grundströmung (nach SPITZ K. et al.)  
 Dimensionless flow times for discharge from aquifer with natural groundwater flow (after SPITZ K. et al.)

chungen für die dimensionslosen Größen  $x^*$ ,  $y^*$  und  $t^*$  ist  $Q$  die Entnahmemenge aus dem Brunnen und  $v_0$  die natürliche Grundwassergeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit).

Die genannten analytischen Lösungen gehen - wie erwähnt - von einer gleichbleibenden Aquifer-Mächtigkeit ( $m$ ) aus. Sie gelten somit vorwiegend für einen gespannten Grundwasserleiter. Für den Fall eines unbedeckten Aquifers stellen sie nur dann eine gute Näherung dar, wenn die Grundwasserspiegelsenkung infolge der Entnahme klein gegenüber der Grundwassermächtigkeit ist. Im übrigen sind die stark vereinfachenden Annahmen und Voraussetzungen hinsichtlich Homogenität des Grundwasserleiters und Gleichmäßigkeit der hydrogeologischen Randbedingungen zu betonen.

In der Natur liegen demgegenüber zumeist verwickeltere Verhältnisse vor, indem

- a) das Ausbreitungsverhalten von Schadstoffen von verschiedenen anderen Faktoren als nur der Konvektion bestimmt ist,
- b) der Aquifer hinsichtlich seiner Durchlässigkeit im allgemeinen recht inhomogen ist,
- c) die geometrischen Verhältnisse des Untergrundaufbaues und die hydrogeologischen Randbedingungen den Annahmen, auf denen die analytischen Lösungen beruhen, vielfach nicht einmal annähernd entsprechen.

## 2.2 Tracer-Verfahren

Aufgrund der angeführten Einschränkungen ist es nicht verwunderlich, daß man über die rechnerischen Abschätzungen hinaus bemüht ist, durch unmittelbare Laufzeitmessungen in der Natur zu zuverlässigeren Aussagen über die möglichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Schadstoffen im Grundwasserleiter zu gelangen. Hierfür kommen insbesondere die Tracermethoden in Betracht, mit denen die tatsächlichen, von verschiedenen theoretisch nicht oder nur ungenügend erfaßbaren Effekten beeinflussten Abstandsgeschwindigkeiten gemessen werden können. So schließen diese unmittelbaren Beobachtungen z.B. die dispersive Ausbreitungskomponente unter den spezifischen Verhältnissen der Abflußstrecke mit ein.

Besonders vorteilhaft erweisen sich Grundwassermarkierungen, wenn sie im Zusammenhang mit einem Pumpversuch angewendet werden. Es sind dann recht zuverlässige Aussagen selbst unter verwickelten Bedingungen möglich, die sich einer rein analytischen Behandlung entziehen mögen.

Aus der Literatur wurden bisher nur wenige Beispiele über die gezielte Anwendung von Tracertechniken bei der Abgrenzung der engeren Schutzzone bekannt (LEIBUNDGUT Ch. 1975, KÄSS W. 1972), wenn auch in der Praxis dieses Verfahren - z.T. mit etwas abgeänderter Fragestellung - häufiger eingesetzt wird.

## 3. Kombinierte Vorgehensweise

### 3.1 Pump- und Markierungsversuch

Aufgrund der vorerwähnten Unsicherheiten in den Aussagen der rechnerischen Ansätze einerseits und des punktuellen Charakters der direkten Laufzeitmessungen andererseits erscheint eine kombinierte Vorgehensweise vorteilhaft. Die Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften eines für die Wassergewinnung vorgesehenen Aquifers erfolgt im allgemeinen anhand eines Pumpversuches. Wird während eines solchen Pumpversuches eine Markierung durchgeführt, können zuverlässige Daten über die zugeordneten Laufzeiten gewonnen und auf die künftigen Entnahmebedingungen hochgerechnet werden.

Die Eingabe des bzw. der Tracer sollte im Hinblick auf die bestehende Definition der 50-Tage-Linie unmittelbar in das Grundwasser erfolgen. Hierzu können die für den Pumpversuch erstell-

ten Beobachtungspegel verwendet werden. Als Tracer im Poren-aquifer können sowohl Fluoreszenzstoffe als auch Salze verwendet werden.

Zur Bemessung der Abstandsgeschwindigkeit kann je nach spezifischer Fragestellung sowohl der Erstaustritt als auch der Schwerpunkt der Durchgangskurve herangezogen werden.

### 3.2 Analytischer Ansatz für ruhendes Grundwasser

Für den Fall der rotationssymmetrischen Brunnenzuströmung bei gespanntem Grundwasser und fehlendem natürlichem Spiegelgefälle läßt sich der 50-Tage-Radius aus der Tracer-Laufzeit zwischen Eingabepegel (T) und Beobachtungspegel (P) nach folgender Gleichung ermitteln:

$$r_{50} = \sqrt{\frac{Q}{Q_T} \cdot \frac{t_{50}}{t_{T-P}} \cdot (r_T^2 - r_P^2)} \quad (2)$$

$Q$  = künftige Entnahmemenge

$Q_T$  = Entnahmemenge beim Tracerversuch

$t_{50}$  = Zeit (50 Tage)

$t_{T-P}$  = Laufzeit des Tracers zwischen Eingabepegel (T) und Beobachtungspegel (P)

$r_T, r_P$  = Abstand des Eingabepegels bzw. des Beobachtungspegels vom Entnahmebrunnen

Gegenüber der Zylinderformel bietet Gl.(2) den Vorteil, daß über die tatsächliche Dicke und Porosität des Grundwasserleiters keine Kenntnisse oder Annahmen erforderlich sind. Weiter beinhaltet die Auswertung auf der Basis der tatsächlichen Tracerlaufzeit die Gesamtheit der Ausbreitungsvorgänge, nicht nur den konvektiven Transportmechanismus.

### 3.3 Analytischer Ansatz für fließendes Grundwasser

In dem schon erwähnten Beitrag von SPITZ et al. (1980) wird die Grundwassergeschwindigkeit in dem von einer Entnahme beeinflussten Gebiet auf potentialtheoretischer Grundlage exakt angegeben. Für die geradlinige Zuströmung entlang der Symmetrieachse  $x$  (vgl. Fig. 1) ergibt sich aus der Überlagerung der natürlichen "Grundströmung" und der rotationssymmetrischen Brunnenzuströmung beispielsweise die Verweilzeit  $t$  des Grundwassers von einem Punkt im Abstand  $x$  von der Entnahmestelle wie folgt:

$$t = \frac{n_e}{v_o} x - \frac{n_e}{v_o} \frac{Q}{2\pi m v_o} \ln \left( \frac{2\pi m v_o}{Q} x + 1 \right) \quad (3)$$

$$v_o = k \cdot J_o = \text{natürliche Filtergeschwindigkeit} \\ \text{des ungestörten Grundwassers} \\ (J_o = \text{natürliches Spiegelgefälle})$$

Diese Formel findet sich bereits bei WYSSLING L. (1979).

Durch probeweises Einsetzen von positiven und negativen  $x$ -Werten in Gl.(3) können die z.B.  $t = 50$  Tage entsprechenden Entfernungen  $x_{50,o}$  (oberstromig) und  $x_{50,u}$  (unterstromig) mit dieser Gleichung (oder auch anhand Fig. 1 nach SPITZ et al.) zuverlässiger ermittelt werden als nach der bisher üblichen, auf LANDES (1958) zurückgehenden Beziehung.

Bei Vorliegen von Tracermessungen besteht nun die Möglichkeit, den rein analytischen Ansatz von Gl.(3) unter Berücksichtigung der tatsächlichen Ausbreitungsvorgänge und Aquiferbedingungen anzuwenden bzw. zu überprüfen. Dies kann in der Weise geschehen, daß aus den Daten der Untergrunderkundung und des Pump- und Tracerversuches ( $n_e$ ,  $v_o$ ,  $m$ ,  $Q_T$ ) der theoretische Abstand  $x'_T$  für die gemessene Tracerlaufzeit  $t_T$  errechnet und zu dem tatsächlichen  $x_T$  ins Verhältnis gesetzt wird. Die einfachste Möglichkeit der Ermittlung der sozusagen korrigierten  $x_{50}$ -Abstände auf der Achse des Strömungsfeldes besteht dann in der verhältnisgleichen Umrechnung folgender Form:

$$x_{50,o/u} = \frac{x_T}{x'_T} \cdot x'_{50,o/u} \quad (4)$$

Dabei ist  $x'_{50,o/u}$  der sich theoretisch aus Gl.(3) für die geplante Entnahmemenge ( $Q$ ) bei sonst gleichen Aquiferdaten ergebende oberstromige bzw. unterstromige 50-Tage-Abstand.

Damit sind zwei Hauptpunkte der insgesamt etwa elliptischen 50-Tage-Linie aus den Daten des kombinierten Pump- und Markierungsversuchs bestimmt. Die Festlegung des übrigen Verlaufs der 50-Tage-Grenze kann in Anlehnung an bestehende Verfahren erfolgen, z.B. in Fig. 1.

#### 4. Anwendungsbeispiel

##### 4.1 Problemstellung

Zur Deckung des Wasserbedarfs eines Gemeindeverbandes war die bestehende Wassergewinnungsanlage durch einen unmittelbar be-

nachbarten neuen Tiefbrunnen ersetzt worden. Im näheren Einzugsgebiet des Tiefbrunnens liegen oberflächennahe Bimsvorkommen, deren Abbau in den nächsten Jahren vorgesehen ist. Bei einem Abbauverbot, wie dies die Richtlinien im Bereich der Schutzzone II vorsehen, wären Ablösezahlungen für die entsprechenden Konzessionen in Millionenhöhe erforderlich geworden. Angesichts dieser Interessenkollision zwischen Wasserversorgung und Bimsabbau war einerseits der tatsächlich notwendige Schutz des Grundwassers im Bereich der Trinkwassergewinnungsanlage zu gewährleisten, andererseits der Bimsabbau nicht unnötig zu behindern. Zur optimalen Festlegung der Schutzzone II wurde daher ein kombinierter Pump- und Markierungsversuch ausgeführt.

#### 4.2 Hydrogeologische Gegebenheiten

Der neue Tiefbrunnen (TB1) liegt in der Mitte des ca. 700 m breiten Talbodens (Fig. 2). Das Tal ist in Form einer weiten

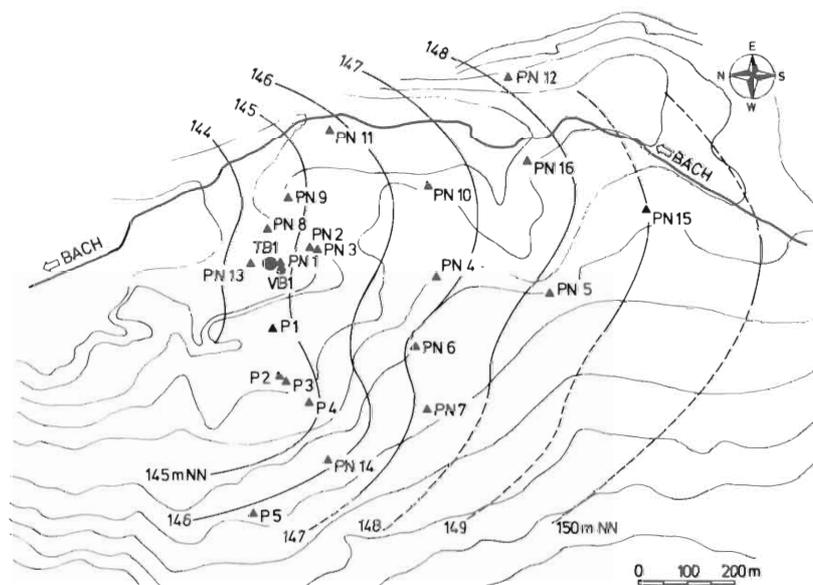


Fig. 2: Lageplan mit Brunnen/Pegeln und Grundwassergleichen im natürlichen Zustand  
Plan with position of wells and isolines of the groundwater table (natural)

flachen Mulde in tertiäre Tone eingetieft. Die teilweise Verfüllung der ehemaligen Rinne erfolgte im wesentlichen durch junge vulkanogene Lockermaterialien, die auch den für die Wassergewinnung genutzten Grundwasserleiter bilden. Der geologische Aufbau ist aus dem in Fig. 3 gezeigten Querschnitt ersichtlich. Unmittelbar über den tertiären Tonen folgen fluviatil umgelagerte kiesig bis sandige Bims- und Lavatuffe. Sie bilden den

eigentlichen Grundwasserleiter.

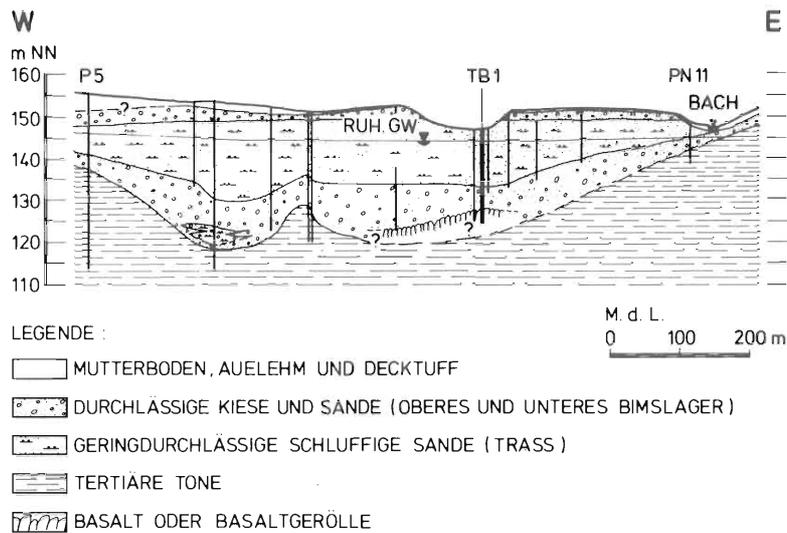


Fig. 3: Geologischer Talquerschnitt  
Geological cross section of the valley

Der darüber folgende Traß (Tuffasche) wurde in Form eines Schlammstromes sedimentiert. Wegen seines hohen Schluffanteils und den besonderen hygroskopischen Eigenschaften ist er als gering durchlässig und wasserbindend einzustufen. Den Abschluß der Talfüllung bilden das obere Bimslager und die jüngeren Decktuffe.

Die Grundwasserstände im Ruhezustand sind für einen mittleren Stand in Form der Grundwasserhöhengleichen in Fig. 2 zusammenfassend dargestellt. Das mittlere Gefälle oberstromig des Tiefbrunnens beträgt rund  $J_0 = 5 \text{ ‰}$ .

#### 4.3 Pumpversuch

Der Pumpversuch diente der Ermittlung der hydraulischen Kennwerte des Aquifers, mit deren Hilfe auf analytischem Wege die 50-Tage-Linie zu berechnen war. Da der Brunnen bereits im Betrieb war, mußte die Gesamtplanung auf die Bereitstellung der jeweils erforderlichen Wassermenge Rücksicht nehmen. Der Pumpversuch wurde über einen Zeitraum von 12 Tagen mit einer Leistung von 59 l/s gefahren.

Die Ergebnisse des Versuches hinsichtlich des Zeit/Absenkungsverhaltens sind in Fig. 4 zusammengefaßt. Die Nahpegel zeigen den doppeltgekrümmten Verlauf der BOULTON'schen Typkurve, verursacht durch die vertikale Wassernachführung aus der semi-permeablen Traßschicht, während die weiter entfernten Pegel die

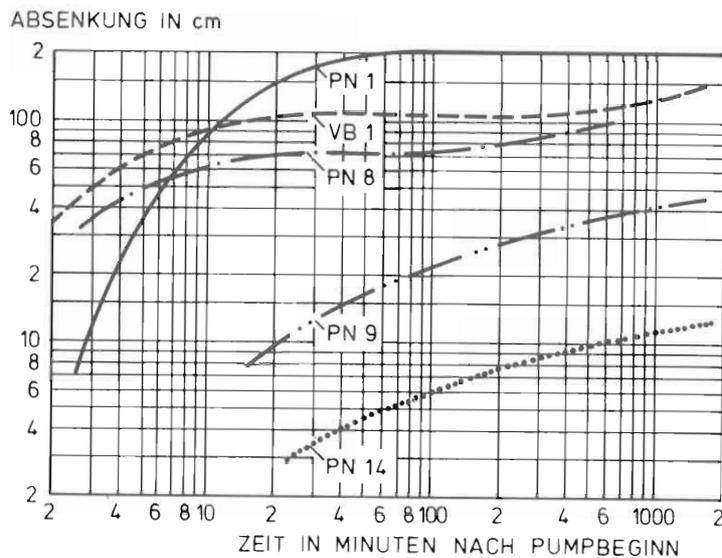


Fig. 4: Zeit-Absenkungs-Kurven einiger Grundwasserpegel beim Pumpversuch  
Drawdown curves of some of the observation wells

typische THEIS-Kurve erkennen lassen. Die nach verschiedenen Verfahren durchgeführte Auswertung ergab folgende mittlere Parameter:

Bims- und Lavatuff:

Transmissivität  $T = 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ,

Durchlässigkeitsbeiwert  $k = 4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

Traß: vertikale Durchlässigkeit  $k' = 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$

Reichweite des oberstromigen Absenkungstrichters  
( $Q = 59 \text{ l/s}$ ):  $R \approx 600 \text{ m}$

#### 4.4 Tracerversuch

Parallel zum Pumpversuch wurden an drei Stellen Grundwassermarkierungen vorgenommen. Nach Beendigung des 12-tägigen Pumpversuchs hielt man die laufende Betriebsförderung weitgehend konstant, um während der langen Laufzeit der Tracer möglichst gleichmäßige Anströmbedingungen zu gewährleisten. Die Eingabe der Tracer erfolgte über 3 Grundwasserbeobachtungspegel (s. Fig. 2):

VB 1: 200 kg NaCl im unteren Bimslager

PN 2: 1 kg Eosin im Traß

PN 4: 2 kg Fluorescein im unteren Bimslager

Die Beobachtung erfolgt über einen Zeitraum von drei Monaten.

Der Entnahmebrunnen wurde direkt beprobt, 11 weitere Pegel mittels Aktivkohle. Ein Durchgang bzw. Wiederaustritt der Tracer konnte nur für den Tiefbrunnen selbst nachgewiesen werden. Die Ergebnisse sind in Fig. 5 zusammengestellt.

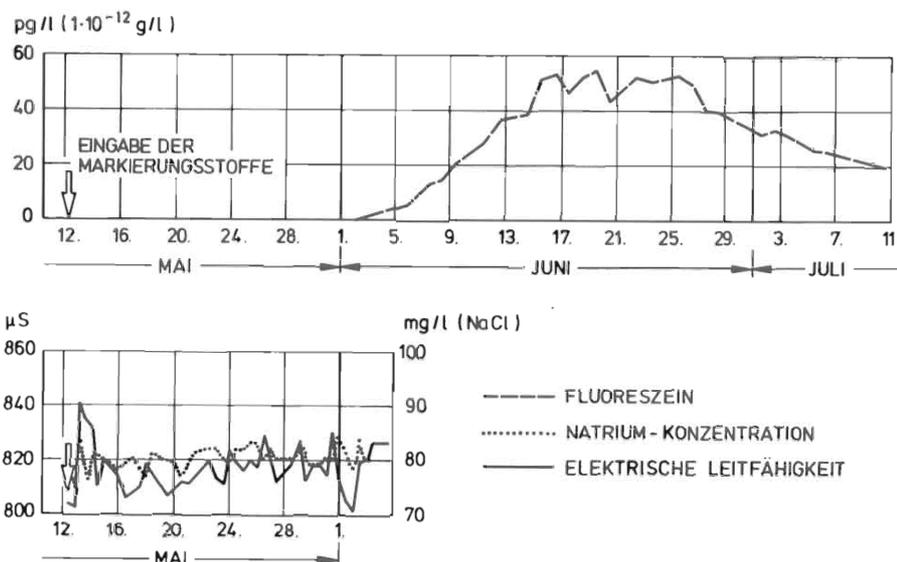


Fig. 5: Durchgangskurven der Tracer Fluorescein und NaCl  
Concentration curves of the tracers Fluorescein and NaCl

Für das Kochsalz ergab sich bei einer Entfernung von 20 m eine mittlere Abstandsgeschwindigkeit von 34 m/Tag und für das Fluorescein bei 360 m Gesamtstrecke eine Abstandsgeschwindigkeit von 16 m/Tag für den Erstaustritt bzw. 10 m/Tag für das Durchgangsmaximum.

Das in PN 2 in den semipermeablen Traß eingegebene Eosin trat im Beobachtungszeitraum nicht im Entnahmebrunnen (Entfernung 85 m) aus. Bei der geringen Absenkung im Eingabepiegel war die Wirkung der Porendrängung gering, so daß - wenn überhaupt - nur so geringe Tracermengen abgeführt wurden, daß sie im Aquifer nicht mehr nachweisbar sind.

#### 4.5 Abgrenzung der 50-Tage-Linie

Zur Ermittlung der 50-Tage-Linie wurden vorwiegend die Ergebnisse des Markierungsversuchs mit Eingabe in Pegel PN 4 herangezogen, der etwa in der Achse des Strömungsfeldes und in geeigneter Entfernung eingebaut war (vgl. Fig. 6).

Aus den Daten des Pumpversuches (vgl. Abschnitt 4.3) und unter Berücksichtigung der Porosität des Grundwasserleiters ( $n_e \approx 25\%$ ) sowie des natürlichen Spiegelgefälles ( $J_0 = 0,005$ ) ergeben sich

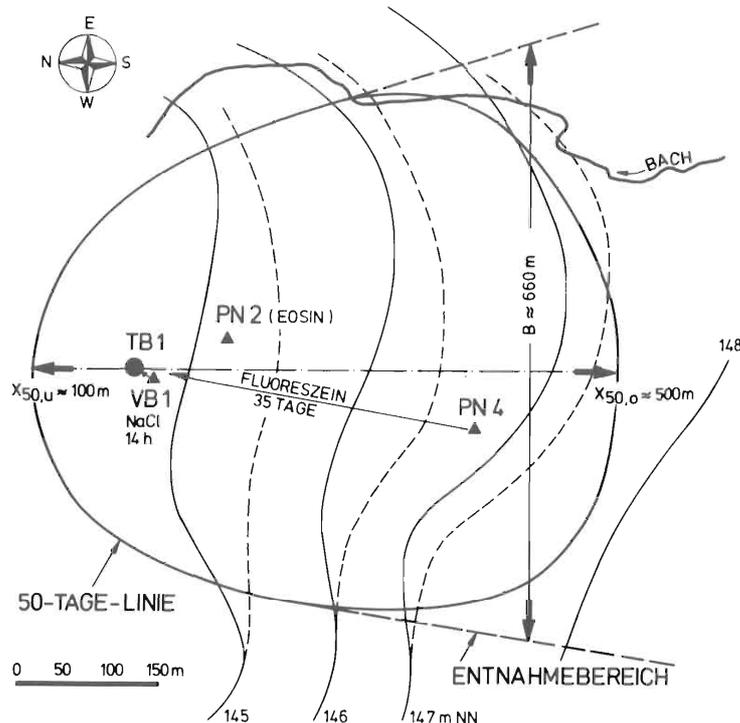


Fig. 6: Lageplan mit abgesenktem GW-Spiegel (Pumpversuch) und 50-Tage-Linie für den künftigen Entnahmestand ( $Q \sim 83 \text{ l/s}$ )  
 Plan with isolines of lowered groundwater surface and 50-days-line for final discharge ( $Q \sim 83 \text{ l/s}$ )

die 50-Tage-Abstände anhand Gl.(3) für die geplante künftige Entnahmemenge ( $Q \sim 0,083 \text{ m}^3/\text{s}$ ) rein rechnerisch zu

$$x'_{50,o} = 537 \text{ m}$$

$$x'_{50,u} = -104 \text{ m.}$$

Für die Entnahmemenge im Pumpversuch ( $Q_T = 0,059 \text{ m}^3/\text{s}$ ) und die beobachtete Laufzeit des Fluorescein ( $t_T = 35 \text{ Tage}$ ) vom Pegel PN 4 zum Entnahmehrunden (TB 1) ergibt Gl.(3) eine rechnerisch zugeordnete Distanz von  $x'_{T,o} = 377 \text{ m}$ . Der tatsächliche Abstand betrug  $x_{T,o} = 350 \text{ m}$ . Die beobachtete mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit war somit etwas geringer als theoretisch auf der Grundlage der Pumpversuchsauswertung erwartet.

Anhand Gl.(4) würden die mit den Ergebnissen des Markierungsversuches in PN 4 verbesserten 50-Tage-Abstände lauten:

$$x_{50,o} = \frac{350}{377} \cdot 537 \sim 500 \text{ m}$$

$$x_{50,u} = \frac{350}{377} \cdot (-104) = -97 \text{ m.}$$

Auf der Grundlage der vorstehenden Werte und des Verlaufes der Grundwassergleichen ist die in Fig. 6 eingetragene 50-Tage-Linie als Begrenzung der Schutzzone II festgelegt worden.

Diese Abgrenzung bezieht sich ausschließlich auf den Strömungsvorgang im Grundwasserleiter selbst. Wie in Abschnitt 4.2 erwähnt wurde, ist der Grundwasserleiter durch eine bis zu 10 m dicke geringdurchlässige Traßlage geschützt. Der Markierungsversuch in PN 2 hat diese schützende Wirkung der Traßdecke bestätigt. Aufgrund dieser besonderen Umstände konnte im vorliegenden Fall eine Untergliederung der Schutzzone II vorgenommen werden dergestalt, daß - außer im unmittelbaren durch Poren-dränung noch erfaßten Bereich - der Abbau des hier zu gewinnenden Bimses unter gewissen Auflagen eingeräumt wurde.

#### 5. Schlußbemerkung

Die Festlegung der Schutzzone II anhand der 50-Tage-Linie ausschließlich auf der Grundlage von Pumpversuchsdaten wird unter verwickelten Randbedingungen unzuverlässig. Der vorliegende Beitrag befaßt sich mit den Möglichkeiten, in solchen Fällen durch Beiziehung der Ergebnisse zusätzlicher Markierungsversuche zu besser abgesicherten Aussagen zu gelangen. Bei Ausführung kombinierter Pump- und Markierungsversuche ist es möglich, die aus theoretischen Ansätzen für idealisierte Bedingungen gewonnenen Ergebnisse zu überprüfen und erforderlichenfalls zu korrigieren. Ein hierzu einzuschlagender Weg wird anhand eines konkreten Beispiels aufgezeigt, bei dem besondere hydrogeologische Verhältnisse und konkurrierende Interessen des Grundwasserschutzes einerseits und der Geländenutzung andererseits vorlagen. Wird man i.a. zu einem möglichst weitgehenden Schutz des Grundwassers tendieren, so kann im Falle von Interessenkonflikten eine Optimierung der Schutzgebietsabgrenzung erforderlich sein. Hierbei können zusätzliche Markierungsversuche nur von Vorteil sein.

#### Literaturverzeichnis

- KÄSS W. (1972): Grundwasser-Markierungsversuche im Pleistozän der Freiburger Bucht - Geologisches Jahrbuch C 2, S. 119-151
- LANDES T. (1958): Beitrag zur Berechnung der engeren Schutzzone von Trinkwasserversorgungsanlagen bei sandigem und kiesigem Untergrund - Bohrtechnik/Brunnenbau/Rohrleitungsbau 8, S. 403-410
- LEIBUNDGUT CH. (1975): Färbversuche im Grundwasser des Oberaargaus - Jahrbuch des Oberaargaus 1975, S. 143-171
- MULL R., BATTERMANN G. und BOOCHS P. (1979): Ausbreitung von Schadstoffen im Grundwasser - DVWK, 13. Seminar
- RICHTER W. und LILLICH W. (1975): Abriss der Hydrogeologie - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- SPITZ K., MEHLHORN H. und KOBUS H. (1980): Ein Beitrag zur Bemessung der engeren Schutzzone in Porengrundwasserleitern, Wasserwirtschaft 70 (1980) 11
- WYSSLING L. (1979): Eine neue Formel zur Berechnung der Zuströmungsdauer (Laufzeit) des Grundwassers zu einem Grundwasser-Pumpwerk - Eclogae geol. Helv. Vol. 72/2, S. 401-406.

## DER EINFLUSS DER RANDBEDINGUNGEN, INSBESONDERE DES PUMPRHYTHMUS IN DEN BRUNNEN, AUF DAS ERGEBNIS EINES MARKIERUNGSVERSUCHES

Hans Batsche, München

Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen-  
und Umweltforschung, München/BRD

Abstract: In the course of a labelling test which was carried out in the water obtaining area on the Danube island Oberer Wöhrd in Regensburg, alternating pumping operations were effected in a horizontal filter well and in four vertical wells. Thus a certain amount of specific boundary conditions were given. At the beginning and at the end of the various pumping phases tracer concentrations differ by up to two orders of magnitude. Additional hydrological conclusions can be arrived at when, in connection with the planning and evaluation phases, the boundary conditions are taken into account.

### 1. Einleitung

Die Stadt Regensburg betreibt auf der Donauinsel Oberer Wöhrd ein Wasserwerk mit vier Vertikalbrunnen (Brunnen 1 - 4 = Brunnengruppe I) und einem Horizontalfilterbrunnen (Fig. 1), die in den rd. 10 m mächtigen Donauschottern stehen. Die Vertikalbrunnen 5 - 9 sind stillgelegt. Im Rahmen unserer Untersuchungen über die Kommunikation Donauwasser - Grundwasser wurden hier mehrere Markierungsversuche durchgeführt.

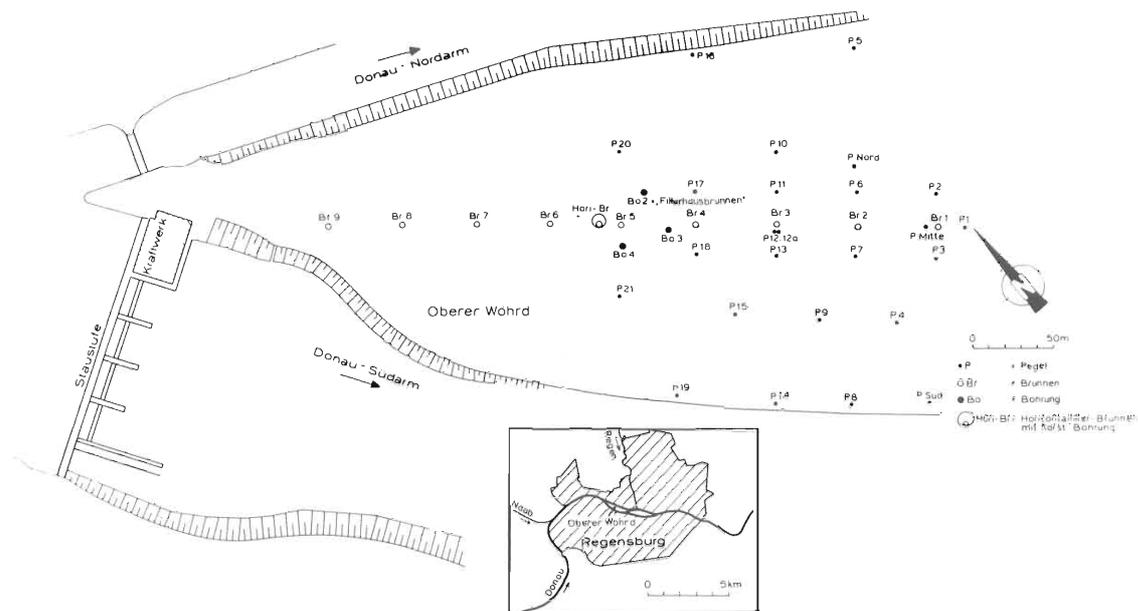


Fig. 1 Lageplan der hydrologischen Meßstellen auf der Donauinsel Oberer Wöhrd in Regensburg.

Layout of the hydrological measuring sites on the Danube island Oberer Wöhrd in Regensburg.

## 2. Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1977

Das Grundwasser im Wassergewinnungsgebiet Oberer Wöhrd wurde am 21.9.1977 an vier Stellen markiert: im Pegel P 19 mit Uranin, im Pegel P 21 mit Rhodamin B, im Brunnen 8 mit Eosin und im Brunnen 7 mit Sulforhodamin G extra. Zur Wasserversorgung war während des Versuchs nur der Horizontalfilterbrunnen in Betrieb, die eingegebenen Tracer wurden hier nachgewiesen (Fig. 2). Die Durchgangskurven zeigen im wesentlichen den bei Markierungsversuchen gewohnten Verlauf. Das doppelte Maximum beim Durchgang des Eosin ist auf eine Wiederholung des Nachspülens im Eingabebrunnen 8 zurückzuführen. Als Ergebnis ist festzustellen, daß der Horizontalfilterbrunnen von allen vier Eingabestellen Zuflüsse erhält; außer den Fließrichtungen und den Fließgeschwindigkeiten ergeben sich keine wesentlichen, ins einzelne gehende Erkenntnisse über die Grundwasserströmung. Einzelheiten s. Jber. 1978, S. 164-169.

## 3. Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1978

### 3.1 Eingabe der Markierungsstoffe

Eine erste Teilmarkierung erfolgte am 1.8.1978 im Brunnen 9 mit

2 kg Sulforhodamin G extra (jetziger Handelsname Amidorhodamin) und im Pegel P 19 mit 1 kg Uranin. Die zweite Teilmarkierung wurde am 3.10.1981 im Brunnen 8 mit 1 kg Eosin und im Pegel Süd mit 2 kg Rhodamin FB durchgeführt. Einzelheiten zu diesem Markierungsversuch s. Jber. 1979, S. 103-118.

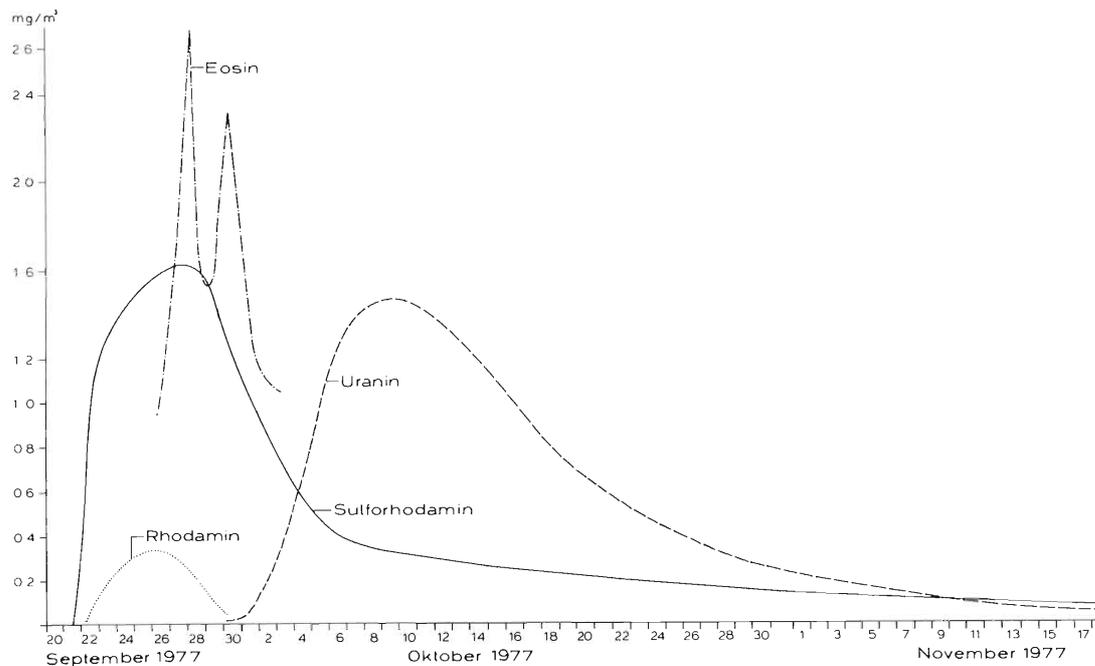


Fig. 2 Durchgangskurven der Tracer im Horizontalfilterbrunnen beim Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1977.

Tracer passages in the horizontal filter well during the labeling test Oberer Wöhrd 1977.

### 3.2 Probennahme und Pumprhythmus in den Brunnen

Um ein möglichst detailliertes Bild der Grundwasserströmung im Wassergewinnungsgebiet Oberer Wöhrd zu erhalten, wurde versucht, bestimmte Randbedingungen zu schaffen. Unter Berücksichtigung der betrieblichen Erfordernisse wurde ein bestimmtes Schema für die Förderzeiten und die Probennahme festgelegt.

Im Zeitraum vom 7.8. bis 6.9. galt im wesentlichen folgendes Schema für Pumprhythmus und Probennahme: Die Brunnengruppe I und der Horizontalfilterbrunnen waren abwechselnd in Betrieb. In der Brunnengruppe I wurde jeweils in drei Brunnen (Brunnen 2-4 oder 1-3) zwischen 7 und 17 Uhr gepumpt. Nach der Probennahme aus diesen drei Brunnen (etwa um 17 Uhr) wurde für kurze Zeit der Brunnen 1 oder 4 zur Probennahme zugeschaltet. Dann wurde auf den Horizontalfilterbrunnen umgeschaltet und etwa 15 min später hier die Probe genommen. Um 7 Uhr wurde zunächst aus dem Horizontal-

filterbrunnen, der über Nacht gefördert hatte, eine Probe gezogen und dieser dann abgeschaltet, die Brunnen 1-4 eingeschaltet und hier die Proben gezogen. Jeweils bei der Probennahme wurden die Wasserzähler abgelesen. Die Förderleistung der Brunnengruppe I bzw. des Horizontalfilterbrunnens betrug i.a. je etwa 150 l/s. Die in den eigentlichen Stillstandszeiten der Brunnen für die Probennahme kurzzeitig geförderten Wassermengen sind in den Fig. 3, 4 und 6 als Mittelwerte über die jeweilige Zeit eingetragen.

### 3.3 Ergebnisse

#### 3.3.1 Tracerdurchgänge im Horizontalfilterbrunnen

Im Horizontalfilterbrunnen wurde der Durchgang von Uranin, Sulforhodamin und Eosin registriert (Fig. 3). Im Zeitraum vom 7.8. bis 6.9., in dem zu Beginn und Ende jeder Pumpphase eine Probe entnommen wurde, zeigen die Kurven eine deutliche Abhängigkeit der Tracerkonzentrationen von der Förderung im Horizontalfilterbrunnen. Sulforhodamin tritt in den Proben vom Ende einer Pumpphase auf und fehlt in den Proben vom Anfang einer Pumpphase bzw. liegt hier unter der Nachweisgrenze (Tab. 1). Die Konzentration des Uranin ist am Anfang einer Pumpphase wesentlich höher als am Ende. Die Konzentrationsänderungen des Uranin verlaufen also entgegengesetzt zu denen des Sulforhodamin (Tab. 1). Bei beiden Markierungsstoffen liegen die Konzentrationsänderungen zwischen Anfang und Ende einer Pumpphase im Bereich von ein bis zwei Größenordnungen (Fig. 3, Tab. 1).

Im Zeitraum vom 7.9. bis 29.9. erfolgte bei einem 24-stündigen Pumprhythmus die Probennahme nur noch alle 48 Stunden jeweils am Ende einer Pumpphase, die gegenläufigen Konzentrationsänderungen von Uranin und Sulforhodamin sind deshalb jetzt in den Durchgangskurven nicht mehr zu erkennen. Zwischen 30.9. und 4.10., als die Probennahmeabstände wegen der Eosinmarkierung wieder verdichtet wurden, treten die starken Konzentrationsänderungen erneut in Erscheinung. Ab 9.10. wurde im Routinebetrieb der Pumprhythmus nicht mehr protokolliert.

Die Durchgangskurve des Eosin zeigt ebenfalls rhythmische Konzentrationschwankungen, die aber nicht über den Faktor 2 hinausgehen. Eine Zuordnung zu den Pumpzeiten ist wegen der fehlenden Pumpdaten nicht möglich.

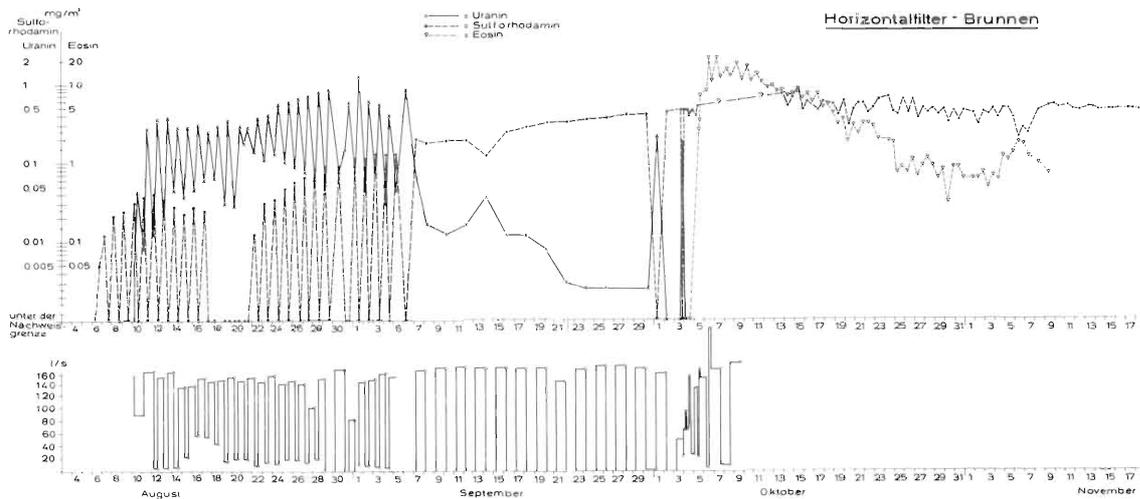


Fig. 3 Durchgangskurven der Tracer Uranin, Sulforhodamin und Eosin im Horizontalfilterbrunnen und Förderung in diesem Brunnen während des Markierungsversuches Oberer Wöhrd 1978. In Abhängigkeit vom Förderrhythmus treten gegenläufige Konzentrationsänderungen von Uranin und Sulforhodamin auf. Bei geänderter Probenahme (7.9.-29.9.) sind sie nicht mehr zu erkennen.

Tracer passages of uranine, sulphorhodamine and eosine in the horizontal filter well and delivery in this well during the labelling test Oberer Wöhrd 1978. Depending on the delivery rhythm, uranine and sulphorhodamine appear alternately in high and/or low concentrations in the well water. When samples have been taken only at the end of the pumping phases (7.9.-29.9.) the substantial variations of the concentration rate cannot be identified.

### 3.3.2 Tracerdurchgänge in den Vertikalbrunnen 4 bis 1

In den Vertikalbrunnen 4 bis 1 wurde ein deutlicher Uranindurchgang registriert, der in den Brunnen 4 und 3 bereits nach rd. 9 bzw. 8 Tagen, in den Brunnen 2 und 1 nach rd. 24 bzw. 26 Tagen begann. Im Brunnen 4, der dem Horizontalfilterbrunnen am nächsten liegt, ist wie im Horizontalfilterbrunnen eine deutliche Abhängigkeit der Uraninkonzentration vom Pumprhythmus zu beobachten (Fig. 4). Während jedoch im Horizontalfilterbrunnen die Uraninkonzentration am Anfang einer Pumpphase relativ hoch und am Ende relativ niedrig ist, verläuft die Konzentrationsänderung im Brunnen 4 gerade umgekehrt (Tab. 1, Fig. 5). Im Brunnen 4 steigt somit die Uraninkonzentration während des Pumpens an, im Horizontalfilterbrunnen fällt sie ab. Der auf Grund einiger Zwischenproben anzunehmende tatsächliche Verlauf der Konzentrationsänderungen ist in Fig. 5 für den Brunnen 4 als gestrichelte Linie eingetragen.

Tabelle 1 Beispiele für die rhythmischen, gegenläufigen Änderungen der Tracerkonzentrationen im Horizontalfilterbrunnen und im Brunnen 4, abhängig vom Förderrhythmus. A, E = Proben vom Anfang (A) bzw. Ende (E) einer Pumpphase (= Zeitabschnitt, in dem gepumpt wird).

Examples of the rhythmic, contrary alterations of tracer concentrations in the horizontal filter well and the well 4, correlated with the pumping times. A, E = samples taken at the beginning (A) and the end (E) of a pumping phase (= time of pumping).

Probe vom	Horizontalfilterbrunnen			Brunnen 4	
	Proben- nahme	Tracerkonzentration (Skalenteile)		Proben- nahme	Tracerkon- zentration (Skalenteile) Uranin
		Sulforho- damin	Uranin		
7.8., 7.00	E	4	-		
17.00	A	0	-		
8.8., 7.00	E	7	-		
17.00	A	0	-		
9.8., 7.00	E	8	-		
17.00	A	0	-		
10.8., 7.00	E	9,5	3	A	2
17.00	A	0	18	E	1
11.8., 7.00	E	12	5	A	1
17.00	A	0	130	E	1
12.8., 7.00	E	13	5	A	4
17.00	A	0	166	E	8
13.8., 7.00	E	10	11	A	5
17.00	A	0	175	E	6
14.8., 7.00	E	8	16	A	4
17.00	A	0	130	E	23
15.8., 7.00	E	7,5	15	A	3
17.00	A	0	136	E	82
16.8., 7.00	E	8	25	A	60 +)
17.00	A	0	124	E	136
17.8., 7.00	E	10	29	A	14
17.00	A	0	116	E	136
18.8., 7.00	E	0 *)	42	A	16
17.00	A	0	138	E	170
19.8., 7.00	E	0	15	A	20
17.00	A	0	158	E	200
20.8., 7.00	E	0	13	A	12
17.00	A	0	138	E	185
21.8., 7.00	E	0	84	A	8
17.00	A	0	136	E	210
22.8., 7.00	E	10	50	A	60
17.00	A	0	175	E	320
23.8., 7.00	E	10	45	A	124
17.00	A	0	190	E	375
24.8., 7.00	E	12	53	A	195
17.00	A	0	260	E	425

\*) Die Abweichung von den rhythmischen Konzentrationsänderungen am 18., 19. und 20.8. ist auf Unregelmäßigkeiten im Förderrhythmus zurückzuführen.

+) Am 16.8. früh erfolgte die Probennahme im Brunnen 4 ca. 1,5 Std. später als es dem Förderrhythmus entsprechend vorgesehen war.

Wesentlich schwächer ausgeprägt als im Brunnen 4 ist die Abhängigkeit der Uraninkonzentration vom Pumperrhythmus im Brunnen 3 (Fig. 6). Auch hier liegen die Uraninkonzentrationen am Ende der

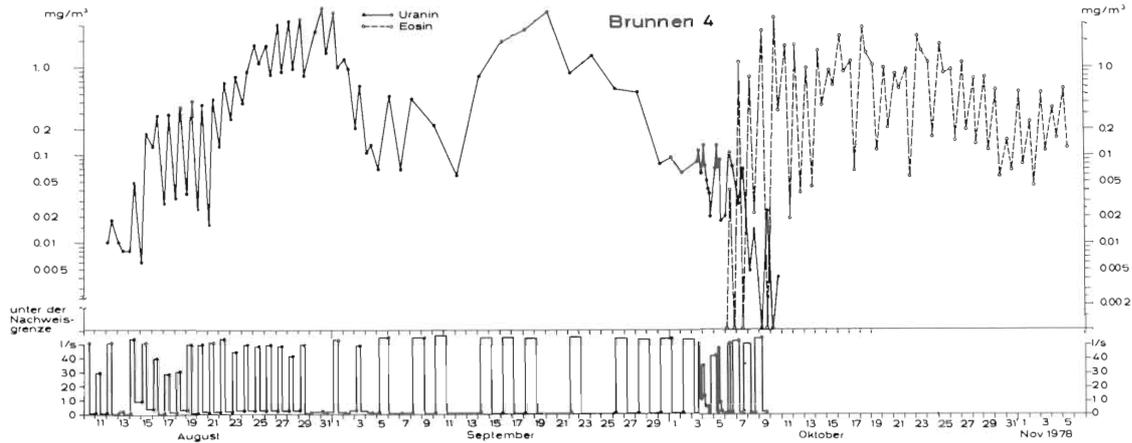


Fig. 4 Durchgangskurven der Tracer Uranin und Eosin sowie Fördermengen im Brunnen 4 beim Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1978. Tracer passages of uranine and eosine in the well 4 and delivery in this well during the labelling test Oberer Wöhrd 1978.

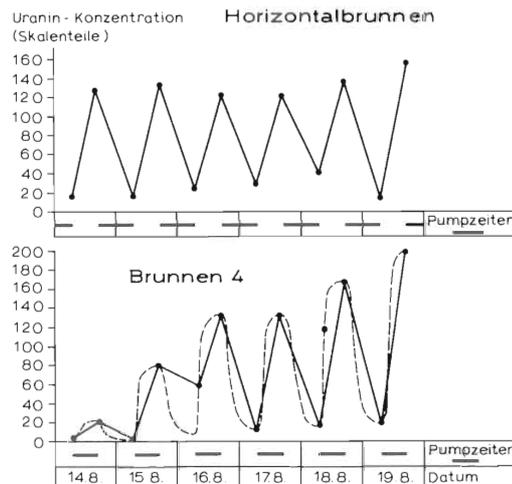


Fig. 5 Konzentrationsänderungen des Uranin im Horizontalfilterbrunnen und im Brunnen 4 in Abhängigkeit von den verschiedenen Pumpzeiten, beispielhaft dargestellt für einen Abschnitt der Durchgangskurven. Gestrichelt ist der anzunehmende, tatsächliche Verlauf eingetragen.

Variations of the concentration of uranine in the horizontal filter well and in the well 4, as a function of the different pumping times, represented as representative of a certain section of the tracer passages. The broken line gives the supposed actual course.

Pumpphasen höher als am Anfang. Sie schwanken jedoch nur noch um etwa den Faktor 2. In den Brunnen 2 und 1, die weiter vom Hori-

zontalfilterbrunnen entfernt liegen, ist ein Zusammenhang zwischen Uraninkonzentration und Pumprhythmus nur noch undeutlich zu erkennen; er tritt auch nur unregelmäßig auf und wird anscheinend von anderen Vorgängen überlagert. In den Durchgangskurven

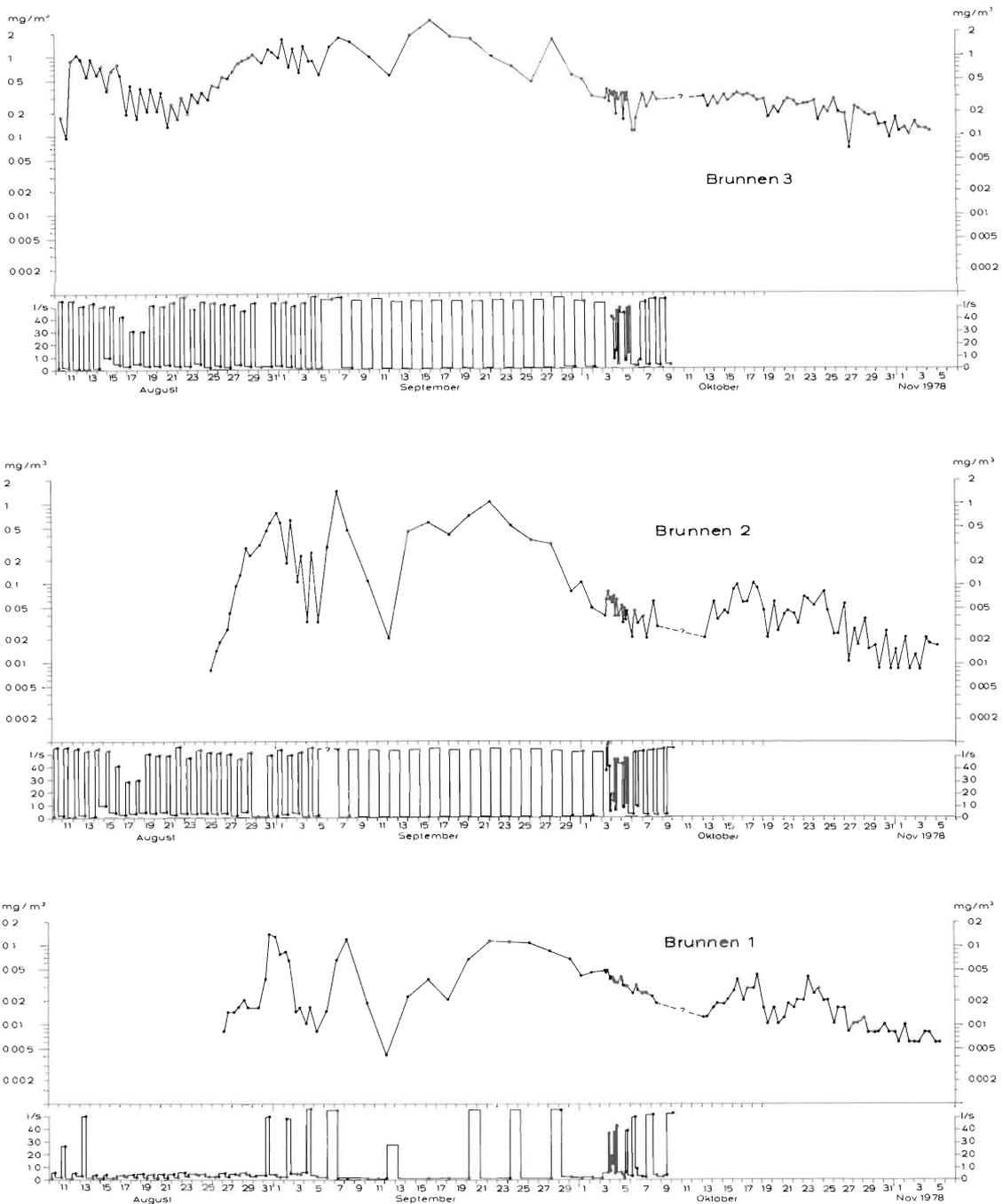


Fig. 6 Durchgangskurven des Tracers Uranin und Fördermengen in den Brunnen 3, 2 und 1 beim Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1978. Tracer passages of uranine and deliveries in the wells 3, 2 and 1 during the labelling test Oberer Wöhrd 1978.

(Fig. 6) deutet sich jedoch an, daß auch hier durch das Pumpen verstärkt Uranin-markiertes Wasser aus dem Bereich des Pegels P 19 angezogen wird.

Eosin tritt in der Brunnengruppe I nur im Brunnen 4 auf (Fig. 4). Die Durchgangskurve zeigt wiederum rhythmische Konzentrationsänderungen, die über mehr als eine Größenordnung gehen und damit wesentlich stärker sind als im Horizontalfilterbrunnen. Die Konzentrationen sind am Ende der Pumpphasen höher als am Anfang.

Zwischen 30.9. und 6.10. tritt Sulforhodamin in geringen Mengen im Brunnen 4 auf. Der Durchgang liefert keinen wesentlichen Beitrag zu den hier angestellten Betrachtungen; er ist in Fig. 4 nicht eingetragen (s. jedoch Fig. 7).

### 3.3.3 Folgerungen aus den Tracerdurchgängen

Bei einem wechselseitigen Betrieb der Brunnengruppe I und des Horizontalfilterbrunnens ergibt sich folgendes Bild der Grundwasserströmung im Wassergewinnungsgebiet Oberer Wöhrd (Fig. 7): Bei einer Wasserentnahme aus der Brunnengruppe I fließt Wasser aus dem Bereich des Pegels P 19 (Uranin-Markierung), d.h. vom Südufer der Insel rasch zu den Brunnen 4 und 3, langsam zu den Brunnen 2 und 1, aber auch zu dem in Ruhe befindlichen Horizontalfilterbrunnen. Nachdem die Uraninkonzentration in den Vertikalbrunnen während des Pumpens ansteigt, ist der Anteil des Uranin-markierten Wassers im Grundwasser dieser Brunnen bei Förderung höher als im unbeanspruchten Zustand. Besonders deutlich ist dies beim Brunnen 4.

Die gegenüber dem Horizontalfilterbrunnen wesentlich stärkeren rhythmischen Konzentrationsänderungen und die um etwa eine Größenordnung geringere Konzentration des Eosin im Brunnen 4 zeigen, daß der Strömungsverlauf bzw. die Ausbreitung des Eosin-markierten Wassers durch das Pumpen im Brunnen 4 stärker beeinflusst wird als durch die Entnahme aus dem Horizontalfilterbrunnen. Bei längerem Ruhezustand gelangt das Eosin-markierte Wasser möglicherweise überhaupt nicht in den Bereich des Brunnen 4; in welchem Umfang der Weg des Eosin-markierten Wassers zum Brunnen 4 durch die Förderung im Horizontalfilterbrunnen beeinflusst wird, ist noch zu klären. Die im Bereich der auslaufenden Uraninkurve (7.-10.10.) erkennbare Gegenläufigkeit in den Konzentra-

tionsänderungen von Uranin und Eosin zeigt wiederum, daß die Anteile des dem Brunnen 4 aus verschiedenen Richtungen (vom Südufer bzw. aus dem Westteil der Insel) zuströmenden Grundwassers im beanspruchten und im unbeanspruchten Zustand verschieden sind. (Eine Beziehung zu dem zwischen dem 3.10. und 9.10. unregelmäßigen Pumprrhythmus soll hier nicht diskutiert werden.)

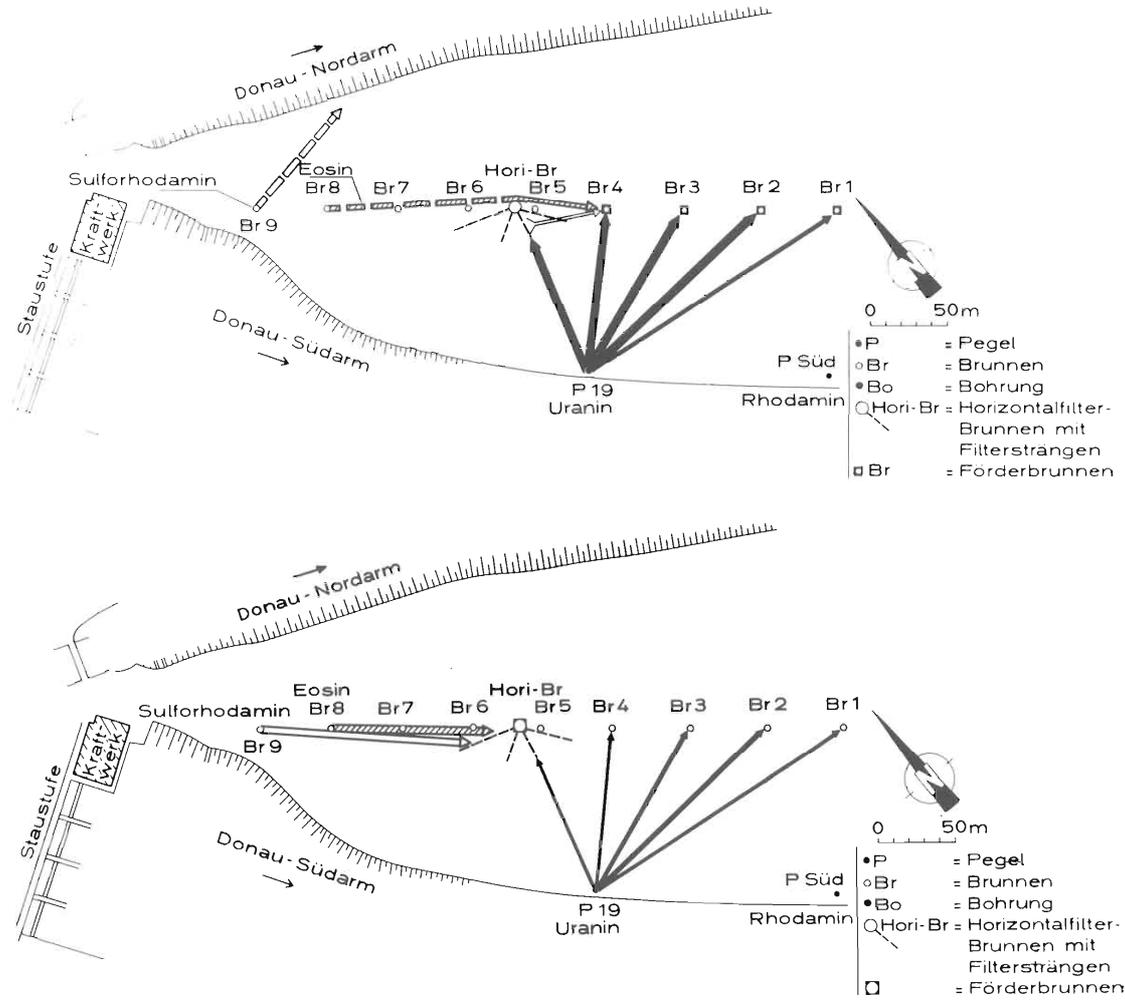


Fig. 7 Fließrichtungen des markierten Grundwassers beim Markierungsversuch Oberer Wöhrd 1978.

Oben: Fließrichtungen beim Pumpen in der Brunnengruppe I (Br 1-4). (Sulforhodamin gelangt in geringer Menge vom Horizontalfilterbrunnen zum Brunnen 4 = dünner weißer Pfeil)

Unten: Fließrichtungen beim Pumpen im Horizontalfilterbrunnen.

Flow directions of the labelled groundwater during the labelling test Oberer Wöhrd 1978.

top: Flow directions during pumping in the well group I (Br 1-4). (sulphorhodamine flows in a small portion from the horizontal filter well to the well 4 = small white arrow)

above: Flow directions during pumping in the horizontal filter well

Bei einer Wasserentnahme aus dem Horizontalfilterbrunnen fließt Grundwasser aus dem Bereich des Brunnen 9 (Sulforhodamin-Markierung) dem Horizontalfilterbrunnen zu. Im Ruhezustand des Horizontalfilterbrunnens ist dieser Zufluß unterbrochen (Fig. 7). Das Grundwasser strömt (auch bei Betrieb der Brunnengruppe I) aus dem Bereich des Brunnen 9 wahrscheinlich entsprechend dem allgemeinen Grundwassergefälle, etwa diagonal zur Längsachse der Insel, zum Donau-Nordarm hin ab. Das vom Horizontalfilterbrunnen beim Pumpen angezogene Sulforhodamin-markierte Wasser gelangt bei Betrieb der Brunnengruppe I in geringer Menge dann auch zum Brunnen 4 (Fig. 7).

Das Wasser aus dem Bereich des Brunnen 8 (Eosin-Markierung) fließt bei Förderung im Horizontalfilterbrunnen ebenfalls zu diesem hin. Der geringe Umfang der rhythmischen Konzentrationsänderungen des Eosin im Horizontalfilterbrunnen und seine hier relativ hohe Konzentration sprechen dafür, daß das Wasser aus dem Bereich des Brunnen 8 durch die Förderung im Horizontalfilterbrunnen nicht allzu sehr aus seiner natürlichen Fließrichtung abgelenkt wird - im Gegensatz zum Wasser aus dem Bereich des Brunnen 9.

Die während des Pumpens abnehmende Uraninkonzentration im Wasser des Horizontalfilterbrunnens (Verdünnungseffekt) zeigt, daß beim Pumpen in diesem Brunnen der Anteil des Wassers, der aus dem Westteil der Insel (Sulforhodamin- und Eosin-Markierung) angezogen wird, ansteigt gegenüber dem Anteil vom nahegelegenen Südufer (Uranin-Markierung).

Die auf den Pumpbetrieb bezogen gegenläufigen, ansonsten aber zeitgleichen Zu- und Abnahmen der Uraninkonzentration im Horizontalfilterbrunnen und im Brunnen 4 (Fig. 5) deuten darauf hin, daß die Strömung des Uranin-markierten Wassers zu dem in Ruhe befindlichen Horizontalfilterbrunnen durch den Pumpbetrieb im Brunnen 4 verstärkt wird.

Störungen im Pumprhythmus oder bei der Probennahme beeinflussen deutlich den gleichmäßigen Verlauf der rhythmischen Konzentrationsänderungen, wie er sich in den Durchgangskurven i.a. darstellt (s. z.B. Fig. 5, Tab. 1).

#### 4. Zusammenfassung und allgemeine Folgerungen

Durch die Vorgabe bestimmter Randbedingungen (Pumprhythmus) war es möglich, in nur einem Markierungsversuch ins einzelne gehende Aussagen zu gewinnen über die Fließbewegung bei Förderung im Horizontalfilterbrunnen, über die Fließbewegung bei Förderung in der Brunnengruppe I und über die gegenseitige Beeinflussung von Horizontalfilterbrunnen und Brunnengruppe I. Als entscheidend für die Interpretation erwies sich, daß die Probennahme so auf den Pumprhythmus abgestimmt ist, daß die Auswirkungen der rhythmischen Änderungen der Randbedingungen voll erfaßt werden.

Weitere Randbedingungen, die bei der Deutung des beschriebenen Markierungsversuches eine Rolle spielen, sind der Gang des Donauwasserspiegels, die Änderungen des Gefälles zwischen Süd- und Nordarm der Donau und der Verlauf der Grundwasserisohypsen sowie die Inhomogenitäten im kiesig-sandig-schluffigen Grundwasserleiter. Im Rahmen dieses Beitrages kann darauf nur hingewiesen werden. Der Pumprhythmus erwies sich jedoch als die dominierende Randbedingung.

Die beschriebenen rhythmischen Konzentrationsänderungen, hervorgerufen durch einen bestimmten Pumprhythmus, werden durch (zeitliche und mengenmäßige) Änderungen dieses Pumprhythmus stark beeinflußt. Ganz allgemein können bei ausreichender Kenntnis der Zusammenhänge Abweichungen vom idealen Verlauf der Durchgangskurve ein empfindlicher Indikator für bestimmte Randbedingungen und ihre Änderungen bzw. für damit verbundene Fließvorgänge im Grundwasser sein. Ein Beispiel für den Einfluß der Randbedingungen auf den Verlauf der Durchgangskurve gibt z.B. auch SEILER, K.-P. (1979).

Nach der Entwicklung der Tracer-Technik und der Einführung der kombinierten Untersuchungen - Markierungsversuche verbunden z.B. mit isotopenhydrologischen und chemischen Untersuchungen - scheint es nun angebracht, zur methodischen Weiterentwicklung der Markierungsversuche die Bedeutung der Randbedingungen für das Ergebnis von Markierungsversuchen systematisch zu erkunden. Schon bei der Planung und dann bei der Auswertung der Versuche

wären die Randbedingungen zu berücksichtigen, u.U. kann es zweckmäßig sein, bestimmte, evtl. systematisch variierende Randbedingungen zu schaffen.

### Dank

Die Durchführung des Markierungsversuches wäre nicht möglich gewesen ohne die meßtechnischen Entwicklungen von H. BEHRENS (z.B. BEHRENS, H., 1973, 1981). Für die Messung der Proben, die im Fluoreszenztracerlabor des Instituts für Radiohydrometrie erfolgte, danke ich Herrn Behrens.

Der Versuch wurde in enger Zusammenarbeit mit der REWAG, Regensburger Energie- und Wasserversorgung AG und Co KG durchgeführt. Mein Dank gilt dem Vorstand der REWAG und insbesondere dem Betriebsleiter des Wasserwerkes, Herrn Geßner, der mit seinen Mitarbeitern die Probennahme und zahlreiche Messungen an den Brunnen durchführte.

### Literatur:

BEHRENS, H. (1973): Eine verbesserte Nachweismethode für Fluoreszenzindikatoren und ihre Anwendung zur Feststellung von Fließwegen im Grundwasser. - Z. Deutsch.Geol.Ges., Bd. 124, S.535-544, Hannover

BEHRENS, H. (1981): Verfahren zum quantitativen Nachweis von nebeneinander vorliegenden Fluoreszenztracern. - Vortrag 4. SUWT - Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern, 28.9. - 3.10.1981

Jber.: Jahresbericht des Instituts für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, D-8042 Neuherberg

SEILER, K.-P. (1979): Die Bedeutung der Lage des Markierungsortes zum Förderbrunnen für die Tracerdurchgangskurven. - Jber. 1979, S. 118-121



## ZUR BESTIMMUNG DER GRUNDWASSERLAUFZEITEN IN DER UMGEBUNG VON FÖRDERANLAGEN

Werner Kanz, Würzburg

Institut für Geologie der Universität Würzburg/BRD

Abstract: The combined tracer technique is used around pumping wells in porous aquifers. Different tracers (uranine, eosine, pyronine) were injected at different points but simultaneously along one groundwater flow line in quantities yielding concentrations well below visibility. Samples were taken twice a day at the mains tap during normal pumping hours, yet results on times of residence were exact. A flowtime-distance diagram shows maximum and average flowtimes at any point along the flow line traced. Low costs recommend this technique for practical purposes like the setting up of groundwater protection areas or evidence of contamination from diffuse and local pollution.

### 1. Funktionsprinzip

Das hier dargestellte Verfahren ist speziell auf die Bedürfnisse der Praxis ausgerichtet. Trotz des geringeren Zeit- und Kostenaufwandes ist die erreichte Genauigkeit jedoch durchaus genügend.

Im Einzugsbereich einer Förderanlage wird auf ein und derselben Grundwasserfließlinie gleichzeitig an mehreren Punkten (mindestens zwei) je ein anderer Markierungsstoff in das Grundwasser eingespeist - und zwar an Bohrungen oder auch an Schürfen und

Sondierungen. An dem/den Tracer-beeinflussten Brunnen werden nur einzelne Kontrollproben genommen, während die eigentliche Probenahme, die ja gewöhnlich mehrere Wochen bis Monate dauert, durch das Personal am Rohwasserhahn der Anlage erfolgt.

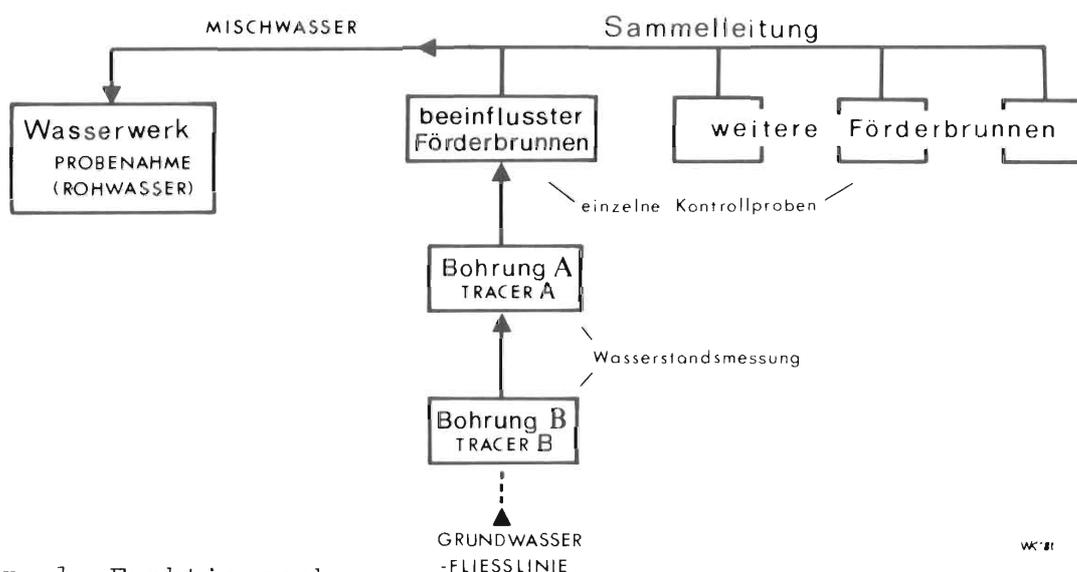


Fig. 1 Funktionsschema  
Function diagram

Bei geeigneter Wahl und Konzentration der Tracer kann der Markierungsversuch während des normalen Wasserwerkbetriebes stattfinden.

Das Verfahren zielt darauf ab, aus dem Laufzeit-Distanz-Diagramm (vgl. Fig. 5) die Verweildauer und Fließgeschwindigkeiten zunächst entlang der markierten Grundwasserfließlinie, dann jedoch auch, anhand von Folgeversuchen, für jeden beliebigen Punkt in der Umgebung der Förderanlage abzuleiten.

Werden die Proben nicht direkt am Tracer-beeinflussten Brunnen, sondern im Wasserwerk genommen, so sind folgende Punkte zu beachten:

(a) Von der Gesamtfließzeit ist die Verweilzeit des Wassers im Rohrleitungsnetz abzuziehen. - Im vorliegenden Beispiel ist das Wasserwerk ca. 1,1 km vom Brunnen entfernt. Bei einem Rohrdurchmesser von 200 mm und einem Förderstrom von ca. 30 l/sec errechnet sich eine Rohrfließdauer von knapp einer halben Stunde -

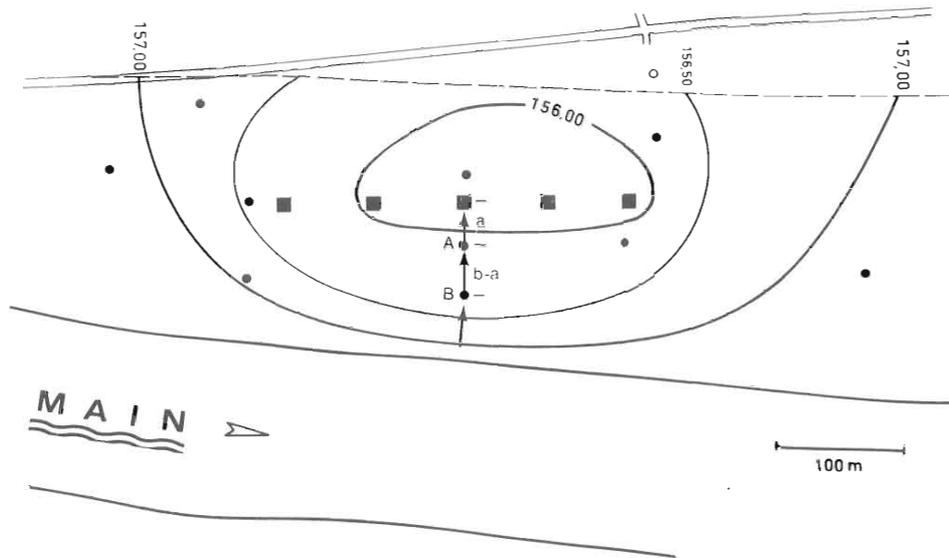


Fig. 2 Lageplan der untersuchten Uferfiltrationsanlage mit Grundwassergleichen (m ü. NN), Grundwasserbeobachtungsbrunnen (●) und Förderbrunnen; A und B bezeichnen die Tracereingabepunkte auf der Grundwasserfließlinie. Position of river infiltration plant investigated, with groundwater contour lines (m above m.s.l.), standpipes (●), and pumping wells; A and B = tracer input boreholes along one groundwater flow line.

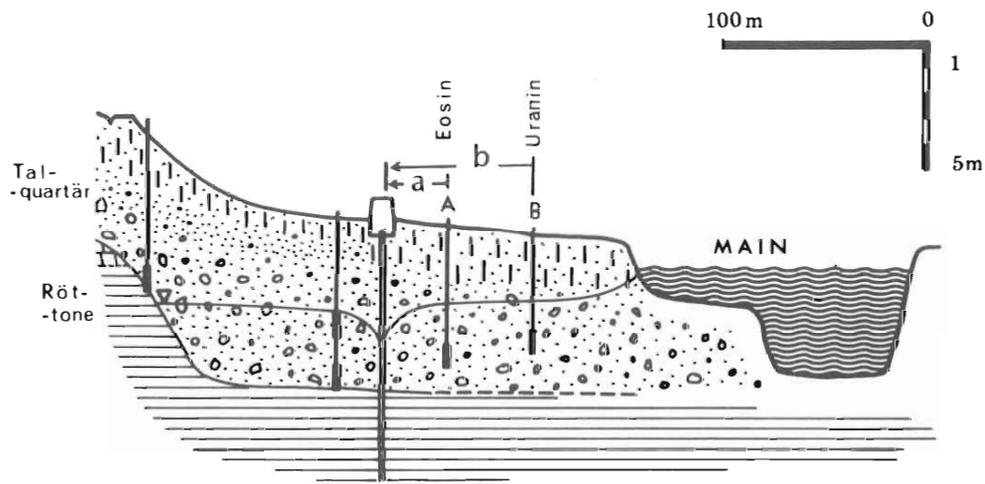


Fig. 3 Hydrogeologischer Querschnitt entlang der markierten Grundwasserfließlinie (12,5fach überhöht)  
Hydrogeological cross-section along the groundwater flow line traced

also eine bei den beobachteten Grundwasserlaufzeiten vernachlässigbare Zeit.

(b) Die Verhältnisse zwischen den Förderraten der Einzelbrunnen dürfen sich während des Versuchs nicht ändern.

(c) Es sind genaue Erkundigungen einzuziehen, ob das "Rohwasser" nicht doch bereits vorbehandelt ist, denn manche Fluoreszenztracer werden z.B. durch die routinemässige Sicherheitschlorung zerstört.

Weitere Angaben zum Verfahren gibt KANZ W. (1981).

## 2. Versuchsablauf

Im August 1981 wurde das hier beschriebene Verfahren erstmalig an einer komplexeren Anlage getestet. Diese hydrogeologisch bereits sehr genau untersuchte Uferfiltrationsanlage im Maintal besteht aus fünf ca. 12 m tiefen Vertikalbrunnen in quartärem Kiessandaquifer (vgl. Fig. 2 und 3). Tracer-Eingabepunkte waren zwei der vorhandenen Grundwasserbeobachtungsbohrungen, die in 29 (A) und 69 (B) m Entfernung vom mittleren Förderbrunnen auf einer Grundwasserfliesslinie liegen. Als Markierungsstoffe dienten verschiedene Fluoreszenztracer: in die entfernter gelegene Bohrung wurde das bewährte Uranin, in den nahegelegenen Pegel A ein bisher wenig bekannter Farbstoff, das Pyronin B, eingegeben.

Tabelle 1 Technische Daten über den Nachweis der Fluoreszenztracer  
Technical data on the identification of fluorescent tracers

Handelsbezeichnung	Hersteller	Wellenlänge (nm)		Nachweisgrenze (ppb)
		Anregung	Emission	
Uranin AP	Merck	486-493	511-518	0,005
Eosin gelblich	"	511-518	531-538	0,2
Pyronin B	Chroma-Ges. Stuttgart	517-524	543-550	0,007

Am 19. 8. 1981 wurden innerhalb von wenigen Minuten 20 g Pyronin B in Bohrung A und 90 g Uranin in Bohrung B eingegeben. Beide Stoffe befanden sich in wässriger Lösung; es wurde jeweils mit ca. 30 l Wasser nachgespült.

Das Pyronin B konnte in der Folge nicht nachgewiesen werden. Inzwischen ist durch weitere Versuche geklärt, dass dieser Tracer allenfalls für Karst-, nicht aber für Porengrundwasser tauglich ist.

Am 9. Sept. 1981 erfolgte eine zweite Einspeisung in Bohrung A mit 8,5 g Eosin.

Fig. 4 zeigt die beiden Farbdurchgangskurven auf einen gemeinsamen Eingabezeitpunkt projiziert.

Die Probenahmefrequenz wurde von Anfang an besonders weitständig angesetzt, um zu zeigen, dass das Verfahren auch mit sparsamstem Zeitaufwand noch aussagekräftige Ergebnisse liefert: Das Wasserpersonal wurde angewiesen, morgens um 7 h und abends um 20 bzw. 22 h (also zu Beginn und Ende der normalen Dienstzeit) jeweils eine Rohwasserprobe zu entnehmen; gelegentlich wurde auch mittags eine Probe entnommen. Zusätzlich wurden im Abstand von 2 bis 5 Tagen auch Brunnenproben gezogen und die Grundwasserstände gemessen (vgl. Fig. 1).

Die Fluoreszenz der Wasserproben wurde an einem Fluoreszenzspektrometer des Typs Perkin-Elmer MPF 3L gemessen.

### 3. Ergebnisse

Zur Ermittlung der Grundwasserlaufzeiten wurden die Maxima der Farbdurchgangskurven (Fig. 4) verwendet, da hieraus die "Intensiven Abstandsgeschwindigkeiten" (BUSCH & LUCKNER 1974: 92) berechnet werden können. Zur Beurteilung mancher Probleme (z.B. der Schadstoffausbreitung im Grundwasser) ist jedoch die maximale Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers relevant; sie wird aus dem Zeitpunkt des ersten Farbnachweises errechnet. Vergleiche in diesem Zusammenhang Fig. 4 und 5.

Die Grundwasserfließgeschwindigkeit an jedem beliebigen Punkt

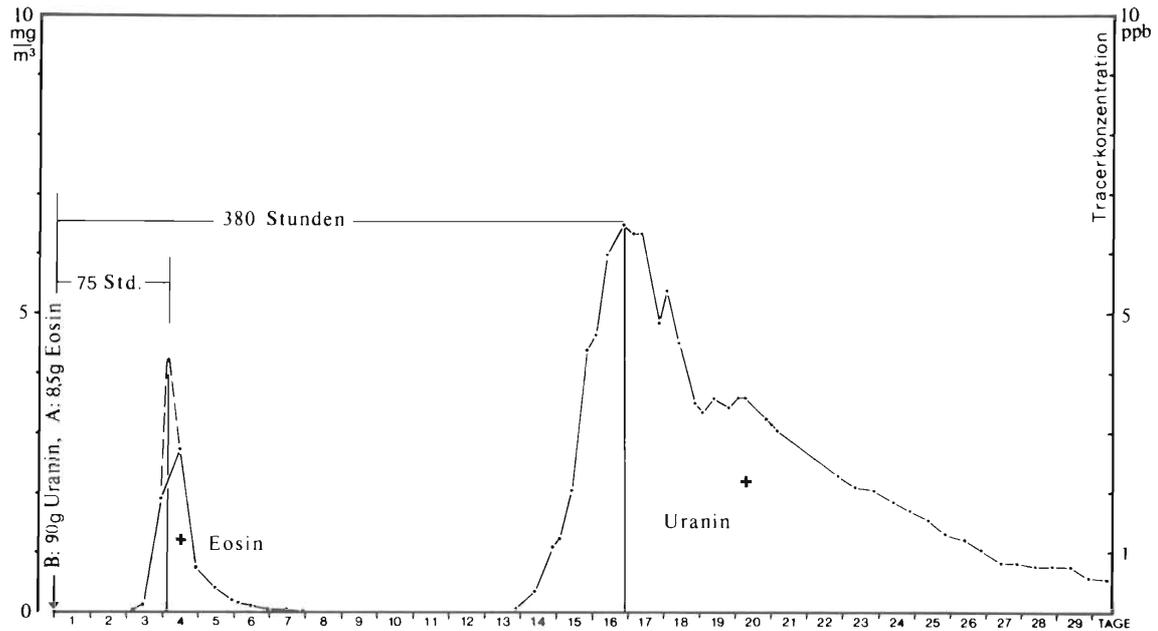


Fig. 4 Farbdurchgangskurve (Tracerkonzentration im Gesamtrohwasser). + = Kurvenschwerpunkte zur Berechnung einer mittleren Fließgeschwindigkeit.  
 Time-tracer-concentration diagram (samples taken from total pumpage). + = centres of gravity for calculation of a medium flow velocity.

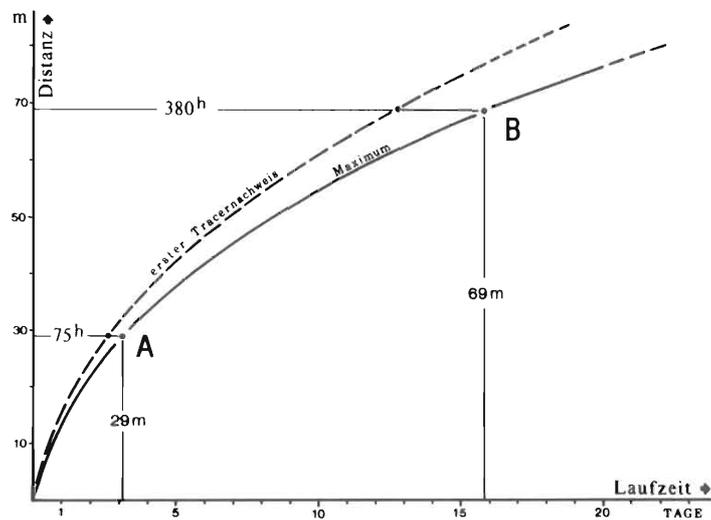


Fig. 5 Laufzeit-Distanz-Diagramm; Tangenten an beliebige Punkte der Maximum-Kurve ergeben die intensive Abstandsgeschw., Tangenten an die Kurve des 1. Tracernachweises die maximale Abstandsgeschwindigkeit.  
 Flowtime-distance diagram; tangents to random points of the max.curve yield the average linear groundwater velocity, tangents to the curve of first tracer identification represent the max. linear groundwater velocity.

der Grundwasserfliesslinie lässt sich als Tangente an die Laufzeit-Distanz-Kurve für diesen Punkt darstellen.

Die hydrogeologischen Verhältnisse sind im vorliegenden Fall recht genau bekannt. Es existieren Grundwassergleichenpläne von verschiedenen Absenkungsstadien, hydrothermische Karten und mehrere hundert hydrochemische Analysen;  $k_f$ -Werte wurden nach mehreren verschiedenen Methoden berechnet (KANZ W., 1977). Da das nutzbare Porenvolumen der Kiessande ebenfalls bekannt ist, lässt sich nach DARCY der Durchlässigkeitsbeiwert  $k_f = \frac{v_a \cdot p_n}{i}$  auf durchschnittlich  $7,2 \cdot 10^{-4}$  m/s berechnen. Es bedeuten:

- $v_{a_{int}}$  = intensive Abstandsgeschwindigkeit  $\overline{AB} = 3,64 \cdot 10^{-5}$  m/s
- $v_{a_{max}}$  = maximale Abstandsgeschwindigkeit  $\overline{AB} = 4,46 \cdot 10^{-5}$  m/s
- $i$  = mittleres Gefälle  $\overline{AB} = 0,075$
- $p_n$  = nutzbares Porenvolumen = 0,15

Die im Laborpermeameter und nach BEYER W. (1964) aus der Kornverteilung bestimmten  $k_f$ -Werte liegen um den Faktor 2 bis 3 höher als die jetzt durch Markierungsversuche ermittelten. Selbst wenn die aus den ersten Farbnachweisen errechnete maximale Abstandsgeschwindigkeit eingesetzt wird, erhöht sich der  $k_f$ -Wert nur auf  $8,9 \cdot 10^{-4}$  m/s.

Eine aus den Schwerpunkten der Farbdurchgangskurven (vgl. Fig.4) errechnete "Mittlere Fliessgeschwindigkeit" ergibt ein  $k_f$  von  $5,5 \cdot 10^{-4}$  m/s. Diese Geschwindigkeit ist jedoch in unserem Fall, wo es gewöhnlich um den Erstnachweis einer Kontamination geht (oder allenfalls um den Zeitpunkt ihrer Maximalkonzentration), nur von untergeordneter Bedeutung.

Tabelle 2  $k_f$ -Werte auf der Fließstrecke  $\overline{BA}$  (+) nach KANZ W. 1977)  
 $k_f$ -values along the flow line  $\overline{BA}$

Bestimmungsverfahren	$k_f$ -Wert (m/s)
Laborversuch (Permeameter) +	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Sedimentkornverteilung nach BEYER W. (1964) +	$2,1 \dots 2,2 \cdot 10^{-3}$
Sedimentkornverteilung nach CJH-Formel +	$1,3 \dots 1,6 \cdot 10^{-3}$
Markierungsversuch	$7,2 \dots 8,9 \cdot 10^{-4}$

Weitere Untersuchungen müssen diese Abweichungen klären.

#### 4. Mögliche Komplikationen; praktische Hinweise

Solange der Markierungsversuch während des normalen Wasserwerk-betriebs durchgeführt wird, können jederzeit betriebsbedingte Störungen des Versuchsablaufs auftreten. Im beschriebenen Fall musste am 21. Tag nach Versuchsbeginn die vor dem Rohwasserhahn liegende Sicherheitschlorung beigeschaltet werden, und das Chlor zerstörte das Uranin bereits vor der Probenahme. Am folgenden Tag normalisierten sich die Förderverhältnisse bereits wieder; sonst hätte der Versuch abgebrochen werden müssen.

Förderpausen können unter Umständen zu Unregelmässigkeiten der Farbdurchgangskurve führen.

Bei Uferfiltrationsanlagen sind hohe Uranin-Hintergrundfluoreszenzen zu erwarten: Uranin ist bereits in erheblichem Umfang in Oberflächenwässern enthalten. Dieser Tatsache muss bei der Dosierung des Tracers Rechnung getragen werden.

Grundsätzlich ist das Verhältnis zwischen der Gesamtfördermenge der Anlage und der des tracerbeeinflussten Brunnens den entsprechenden Tracerkonzentrationen umgekehrt proportional. Die Fliesszeit vom Brunnen zum Wasserwerk muss dabei berücksichtigt werden; sie spielt besonders dann eine Rolle, wenn sich die Tracerkonzentration gerade (wie in Peak-Nähe) sehr stark ändert. Etwa gleichzeitig im Förderbrunnen und am Rohwasserhahn entnommene Proben ergaben z.B. Konzentrationsverhältnisse zwischen 6:1 und 4:1, je nachdem, ob bzw. wie sehr die Tracerkonzentration gerade zu- oder abnahm. Ein derartiger Sachverhalt bietet in der Praxis gelegentlich gute Kontrollmöglichkeiten.

#### 5. Anwendungsmöglichkeiten und Ausblick

Das hier getestete Verfahren bietet sich vor allem für praktische Probleme an: Neben der Schutzgebietsdimensionierung (z.B. 50-Tage-Linie) ist hier besonders die Lokalisierung bzw. der Nachweis von Kontaminationsquellen zu nennen. Es gilt jetzt, das Anwendungsspektrum durch möglichst viele Versuche schrittweise zu er-

weitem. Hier ist zunächst an die Erprobung zusätzlicher Tracer, die Steigerung der Distanzen und Laufzeiten und auch an Versuche in stockwerksgegliederten Aquiferen gedacht.

## 7. Literaturverzeichnis

BEYER W. (1964): "Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen aus der Kornverteilungskurve", Wasserwirtschaft-Wasser-technik 14.6: 165-8 (Berlin).

BUSCH K.-F. & LUCKNER L. (1974): Geohydraulik für Studium und Praxis (Stuttgart: Enke; 2., durchgesehene Auflage).

KANZ W. (1977): Das Talgrundwasser des Maintals im Grenzbereich Muschelkalk-Buntsandstein - Hydrogeologie und Beschaffenheit (Diss. Tübingen).

KANZ W. (1981): A simple but effective method to determine groundwater flow velocities near pumping wells - in: Studies in environmental science 17 - quality of groundwater: 703-6, Elsevier; Amsterdam-Oxford-New York.



BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 345 - 351	Bern, 1982
--	-----------	--------------	------------

## AUSWERTUNG VON TRACERVERSUCHEN IM BEREICH ALPNER QUELLEN UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DER HYDRODYNAMISCHEN DISPERSION

Walter Drost, Gerhard Hofreiter, Dietmar Klotz

Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen-  
und Umweltforschung, D-8042 Neuherberg

**Abstract:** Hydrological tracing with radioactive Bromine-82 was carried out in certain spring areas in the Bavarian Alps. Tracer injection was done at points where surface water infiltrates into the ground above the spring area. Detection occurred by direct measurement in the springs themselves. The results indicate very large underground flow velocities. The tracer dispersion, derived from the concentration-time-distribution curves, is characteristic for a movement occurring partially in saturated and partially in unsaturated ground.

### 1. EINLEITUNG

Am Anfang der letzten Dekade stand die Neuauslegung von Schutz-  
zonen einiger Quellgebiete in den Bayerischen Alpen zur Dis-  
kussion. Aus diesem Grunde wurden vom damaligen Bayerischen Lan-  
desamt für Wasserversorgung, München, Markierungsversuche vorge-  
schlagen, um die hydrologische Kommunikation zwischen Oberflä-  
chenwasser und dem jeweiligen Quellwasser zu untersuchen. Da in  
der Vorzeit Markierungsversuche mit herkömmlichen Markierungs-  
stoffen negativ verlaufen waren, wurden radioaktive Tracer ver-  
wendet. Die Versuche mit den radioaktiven Stoffen wurden in den  
Allgäuer Alpen im Quellgebiet am Schattenberg bei Oberstdorf und

im Karwendelgebirge in den Quellgebieten der Gemeinden Krün und Wallgau durchgeführt.

## 2. MESSMETHODEN

Meßmethode war das im Prinzip einfache Verfahren, das Wasser stromaufwärts mit einem Indikator zu markieren und den Indikator in den zu untersuchenden Quellen nachzuweisen. Da nach Vorversuchen relativ kurze Fließzeiten zu erwarten waren, empfahl sich der kurzlebige radioaktive Stoff  $^{82}\text{Br}$  (Brom-82, Halbwertszeit = 35,3 Stunden) als hydrologischer Tracer. Der Tracer  $^{82}\text{Br}$  (in  $\text{NH}_4\text{Br}$ -Lösung) kann in Mengen von wenigen Millilitern injiziert werden, so daß durch seine Einspeisung keine Störung des natürlichen Fließvorganges im Untergrund hervorgerufen wird. Er wird in der Regel als ein idealer Tracer angesehen, der mit der gleichen Geschwindigkeit wie das Grundwasser transportiert wird und aus dem Weg durch den Untergrund vom Gesteinsgerüst nicht zurückgehalten wird.

Der Nachweis des radioaktiven Stoffes  $^{82}\text{Br}$  erfolgte direkt am Nachweisort, indem entweder eine Meßsonde in die Quelfassung getaucht oder Quellwasser durch einen mit einer Meßsonde bestückten Durchflußzähler geleitet wurde. Die Empfindlichkeit bei dieser Direktmessung war so groß, daß der Markierungsstoff noch bei einer Verdünnung von mehr als auf das  $10^{-10}$ -fache nachgewiesen werden konnte. Daher konnten die zur Einspeisung erforderlichen Aktivitäten gering gehalten werden und betragen bei den Einzelinjektionen weniger als 20 mCi  $^{82}\text{Br}$ .

Als Meßergebnis erscheint bei positivem Nachweis die in der Quelle registrierte Konzentration des Markierungsstoffes in ihrer Abhängigkeit von der Zeit nach der Eingabe. Aus diesen Konzentrations-Zeit-Kurven werden mit der Methode der Standardabweichung die Fließzeit bzw. die Abstandsgeschwindigkeit des Tracers zwischen Eingabeort und Quelle und der Koeffizient der longitudinalen Dispersion ermittelt. Weiter ergibt sich aus der Abstandsgeschwindigkeit  $v$  und dem Dispersionskoeffizienten  $D_L$  die longitudinale Dispersivität  $B$  der durchflossenen Gesteinsmatrix als  $B = D_L/v$ .

In den im folgenden beschriebenen Untersuchungen konnte keine Tracerbilanz erstellt werden, da in allen drei Untersuchungsge-

bieten überschüssiges, nicht gefaßtes Quellwasser der Menge nach unkontrolliert abgegeben wurde.

### 3. QUELLGEBIET AM SCHATTENBERG BEI OBERSTDORF

Das Quellgebiet am Schattenberg befindet sich in ca. 1050 m ü.NN. Oberhalb des Quellgebietes mündet als breites Trogtal die See-Alpe, in der der Faltenbach in niederschlagsarmen Perioden in ca. 1250 m ü.NN versetzt. Die Entfernung zum Quellgebiet beträgt ca. 850 m Luftlinie. Unterhalb des Quellgebietes ist der Faltenbach wieder perennierend (Fig. 1).

Die Aufgabe war die Untersuchung der hydrologischen Kommunikation zwischen Faltenbach und dem Quellgebiet. Nach dem Kornsummenband aus von den Bachschuttkegeln entnommenen Proben besteht das Bodenmaterial aus schluffigen Sanden und Kiesen, deren wirksame Korngrößen zwischen  $0,063 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 8,2 \text{ mm}$ , deren mittlere Korngröße zwischen  $4,4 \text{ mm} \leq d_{50} \leq 16,5 \text{ mm}$  und deren Ungleichförmigkeitsgrad zwischen  $2 \leq U \leq 130$  variieren.

Es wurden zwei Markierungen bei verschiedenen hydrologischen Randbedingungen durchgeführt. Eine erste Tracereinspeisung in den Faltenbach auf der See-Alpe erfolgte im August 1971 nach einer sehr niederschlagsreichen Periode. Die Quellschüttung betrug zu diesem Zeitpunkt mehr als 100 l/s. Eine zweite Tracereinspeisung in den Faltenbach erfolgte im Oktober 1971 nach einer sehr niederschlagsarmen Zeit und die Quellschüttung betrug ca. 30 l/s. Beide Markierungen ergaben einen positiven Nachweis des Markierungsstoffes im Quellgebiet. Nach den in Tab. 1 gelisteten Daten war die durch die beiden Markierungen ermittelte Abstansgeschwindigkeit zwischen der See-Alpe und dem Quellgebiet ungefähr gleich und zwar nach der niederschlagsarmen Periode mit  $v = 406 \text{ m/Tag}$  etwas größer als die nach der niederschlagsreichen Periode ermittelte Geschwindigkeit  $v = 354 \text{ m/Tag}$ .

Die Ergebnisse zeigen, daß die durchflossene Gesteinsmatrix durch einen sehr großen Dispersivitätswert ( $B \sim 200 \text{ m}$ ) ausgezeichnet ist, der nach unseren Erfahrungen den Wert von grundwasserdurchflossenen, fluvioglazialen Kiesen mit ähnlichen Korngrößen um mindestens eine Größenordnung überschreitet (KLOTZ D. u. SEILER K.-P.(1980)). Die große Dispersivität ist anscheinend dadurch bedingt, daß das Wasser zwischen dem Faltenbach und

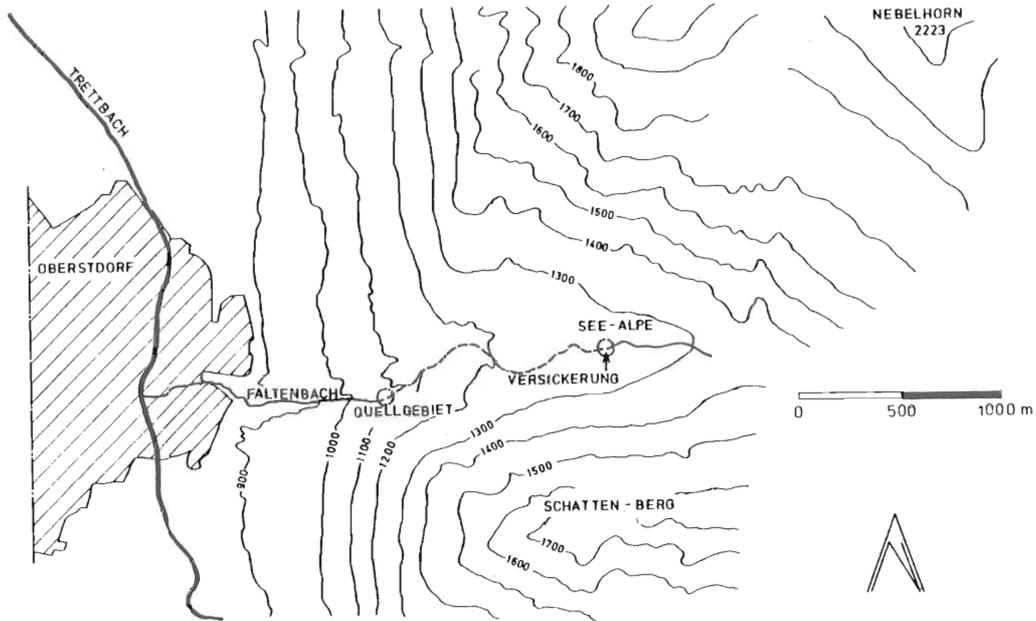


Fig. 1 Quellgebiet am Schattenberg bei Oberstdorf. Lageplan des Quellgebietes und der Einspeisungsstelle im Faltenbach auf der See-Alpe

Spring area next to Schattenberg near Oberstdorf. Contour map of the spring area and of the injection point in the stream Faltenbach

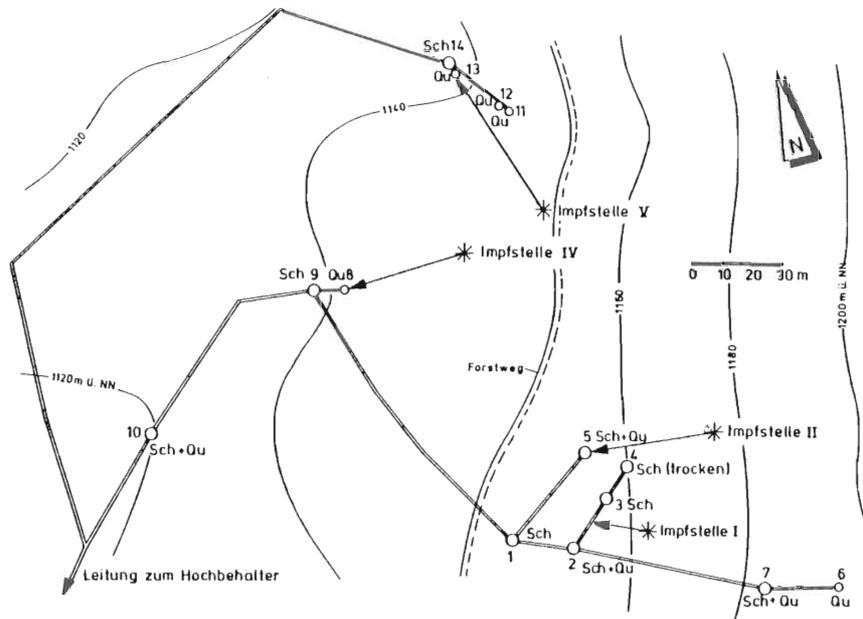


Fig. 2 Quellgebiet an der großen Ochsenlahne bei Krün. Lageplan des Quellgebietes mit den Injektions- und Nachweisorten während der hydrologischen Markierungen

Sch = Schacht, Qu = Quelle

Spring area next to the Ochsenlahne near Krün. Contour map of the spring area and of the injection and detection points.

Sch = collector, Qu = spring

dem Quellgebiet am Schattenberg vornehmlich in wasserungesättigten Bodenschichten fließt (KLOTZ D.(1980)).

#### 4. QUELLGEBIET AN DER GROSSEN OCHSENLAHNE BEI KRÜN

Das Quellgebiet liegt in ca. 1150 m ü.NN im Naturschutzgebiet Karwendel oberhalb von Krün im oberen Isartal. Hier werden in einem Gebiet von ca. 1000 m<sup>2</sup> 14 zum Teil perennierende und zum Teil periodisch fließende Quellen mit einer Gesamtschüttung von ca. 20 l/s gefaßt (Fig. 2). Das sehr moorige Quellgebiet wird von verschiedenen Bachschuttkegeln durchzogen, in denen nach sehr starken Niederschlägen eine Wasserführung beobachtet wird. Im allgemeinen versitzen die Bäche ca. 10 - 20 m oberhalb des Quellgebietes. Aus den Bachschuttkegeln entnommene Bodenproben weisen das Bodenmaterial als stark schluffige Kiese und Sande aus, deren wirksame Korngröße im Bereich  $0,01 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 2,5 \text{ mm}$ , deren mittlere Korngröße im Bereich  $2 \text{ mm} \leq d_{60} \leq 9 \text{ mm}$  und deren Ungleichförmigkeitsgrad zwischen  $5 \leq U \leq 1000$  liegt.

Die hydrologische Aufgabe war die Frage nach einer möglichen Kommunikation zwischen dem oberhalb der Quellen versickerten Bachwasser und den einzelnen Quellen. Die Messungen wurden im Juli 1974 durchgeführt, als alle Quellen Wasser schütteten. Durch 4 nacheinanderfolgende Markierungen gelang es die in Fig. 2 gezeigten diskreten Verbindungen zwischen den einzelnen Versickerungsstellen und einzelnen Quellen nachzuweisen. Entsprechend den in Tab. 1 gezeigten Daten betragen die ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten  $27 \text{ m/Tag} \leq v \leq 56 \text{ m/Tag}$  und die Dispersivitäten  $2,5 \text{ m} \leq B \leq 5 \text{ m}$ . Nach unseren Erfahrungen werden ähnliche Dispersivitätswerte bei wassergesättigtem Fließen in fluvioglazialen Aquifern mit ähnlichen Bodenkennwerten gefunden (KLOTZ D. u. SEILER K.-P.(1980)). Man kann also davon ausgehen, daß im Quellgebiet bei Krün das Wasser von den Versickerungsstellen durch die gesättigte Bodenzone zu den Quellen abfließt.

## 5. QUELLE KALTES WASSER BEI WALLGAU

Die Quelle "Kaltes Wasser" befindet sich ebenfalls im Naturschutzgebiet Karwendel ca. 4 km nördlich dem Quellgebiet von Krün. Sie ist in ca. 1050 m ü.NN oberhalb von Wallgau gefaßt. Ihre perennierende Schüttung beträgt ca. 15 l/s. In einem direkt benachbarten Bachgraben (Laingraben) versickert in ca. 30 m Entfernung Oberflächenwasser, dessen hydrologische Verbindung mit dem Quellwasser untersucht wurde.

Eine im September 1971 durchgeführte Markierung verlief positiv. Die in der Quelle registrierte Konzentrations-Zeit-Kurve wies jedoch mehrere zeitlich aufeinanderfolgende Maxima auf, was auf eine Einspeisung vom Graben zu der Quelle auf verschiedenen und unterschiedlich langen Fließbahnen hinweist. Die Analyse dieser Kurvenfolge und ihrer Einhüllenden ergab die in Tab. 1 gezeigten Daten, nach denen die ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten mit  $33 \text{ m/Tag} \leq v \leq 74 \text{ m/Tag}$  in der gleichen Größenordnung wie die Abstandsgeschwindigkeiten im Krüner Gebiet liegen. Die berechneten Dispersivitäten der Einzelmaxima liegen im Bereich  $4 \text{ cm} \leq B \leq 15 \text{ cm}$  und sind damit um ca. eine Größenordnung kleiner als die im Quellgebiet von Krün ermittelten Dispersivitäten. Die Dispersivität der Einhüllenden liegt dagegen in der gleichen Größenordnung wie die Krüner Werte.

Tabelle 1 Abstandsgeschwindigkeit  $v$ , Koeffizient  $D_L$  der longitudinalen Dispersion und Dispersivität  $B$  als Ergebnisse von Markierungsversuchen in den Quellgebieten bei Oberstdorf, Krün und Wallgau in den Bayerischen Alpen.

a) siehe Fig. 2

Groundwater flow velocity  $v$ , coefficient  $D_L$  of the longitudinal dispersion, and dispersivity  $B$  as the result of tracing tests in the spring areas of Oberstdorf, Krün, and Wallgau in the Bavarian Alps.

a) see Fig. 2

Untersuchungsgebiet	Zeitraum	Eingabeort	Nachweisort	$v$ [m/Tag]	$D_L$ [cm <sup>2</sup> /s]	$B$ [cm]	Bemerkungen
Oberstdorf	August 1971	Faltenbach	Quellen am Schatzenberg	354	7685	18 744	
	Oktober 1971			406	9581	20 385	
Krün	Juli 1974	I <sup>a)</sup>	2 <sup>a)</sup>	27	8,2	265	
		II <sup>a)</sup>	5 <sup>a)</sup>	54	27,5	437	
		IV <sup>a)</sup>	8 <sup>a)</sup>	54	24,2	384	
		V <sup>a)</sup>	13 <sup>a)</sup>	56	32,2	495	
Wallgau	September 1971	Laingraben	Quelle Kaltes Wasser	43	9,2	184	Gesamtkurve
				74	1,1	13	1. Maximum
				48	0,56	10	2. Maximum
				41	0,17	4	3. Maximum
				33	0,58	15	4. Maximum

## 6. ZUSAMMENFASSUNG

In den Bayerischen Alpen sind im Bereich von Quellgebieten hydrologische Markierungen mit dem radioaktiven Stoff Brom-82 durchgeführt worden. Die Tracereingabe erfolgte in versickernden Bächen oberhalb des jeweiligen Quellgebietes und der Tracernachweis durch Direktmessung in den Quellfassungen. Die Ergebnisse zeigen sehr große unterirdische Fließgeschwindigkeiten in den Bachschuttkegeln. Die aus den Tracerdurchgangskurven resultierende Dispersion ist charakteristisch für eine Fließbewegung, die teilweise im ungesättigten und teilweise im gesättigten Zustand vor sich geht.

## DANKSAGUNG

Wir danken Herrn Dr. Ulbrich vom Bayerischen Landesamt für Wasserversorgung für die Anregung und den Gemeinden Krün und Wallgau sowie den Mitarbeitern des Wasserwerks des Marktes Oberstdorf für die tatkräftige Unterstützung der durchgeführten Versuche. Ferner danken wir Herrn H. Behrens von unserem Institut für Beratung und Hilfe bei im Gebiet Oberstdorf durchgeführten Vorversuchen und besonders Herrn W. Weindl von unserem Institut, der für die fachgerechte Anwendung der Feldmeßtechnik verantwortlich war. Wir führten diese Versuche als Mitarbeiter von Herrn Prof. Dr. F. Neumaier durch, dem für die Diskussion der Meßergebnisse herzlichst gedankt sei.

## LITERATUR

KLOTZ D. und SEILER K.-P. (1980): Labor- und Geländeversuche zur Ausbreitung konservativer Tracer in fluvio-glazialen Kiesen von Oberbayern - GSF-Bericht R 250, 74-89

KLOTZ D. (1980): Untersuchungen zur hydrodynamischen Dispersion in wassergesättigten, porösen Medien - DGM 24, 159-163



BETRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 353 - 364	Bern, 1982
---	-----------	--------------	------------

## MEHRJÄHRIGE ISOTOPENMESSUNGEN ZUR HYDROLOGISCHEN BEURTEILUNG DER TIEBELQUELLE (KÄRNTEN)

Heinz BERGMANN, Graz

Institut für Hydromechanik, Hydraulik und Hydrologie an der  
Technischen Universität Graz/Österreich

Willibald STICHLER, München

Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen-  
und Umweltforschung in München/BRD

Abstract: It will be reported about hydrological and isotopehydrological researches which were taken in the years from 1977 till 1980 in the area of the broad extended source origin of the Tielbe river in Upper Carinthia, whose uniform delivery varies only slightly between 400 l/s and 600 l/s on an average of many years, but whose aboveground catchment area is less than one square kilometre. By a series of deuterium and oxygen-18-measurements of several years the assumed hydrogeological connections could be approved, the percentage of the various waters in the area of the source origin could be specified and the average transit time could be determined by a model calculation. By comparing the results of the hydrological investigations a considerable accordance was proved.

### (1) Einleitung

Für eine regionale Wasserversorgung des Mittelkärntner Raumes wurde unter anderem auch die in den Gurktaler Alpen gelegene Tielbequelle in Betracht gezogen, welche neben einer ausgezeichneten Trinkwasserqualität eine in dieser Region einmalige Schüttung mit verhältnismäßig geringen Schwankungen zwischen 400 l/s und 600 l/s aufweist.

Nach eingehenden geologischen, hydrogeologischen und geophysi-

kalischen Untersuchungen wurden mehrjährige isotopenhydrologische Messungen durchgeführt, insbesondere um Fragen der Herkunft und der Verweildauer des Quellwassers näher abzuklären. Im folgenden wird über die Ergebnisse dieser Untersuchungen berichtet.

## (2) Topographie und Hydrogeologie

Das Einzugsgebiet der oberen Gurk und die Tiebelquelle liegen im westlichen Teil der Gurktaler Alpen, einem Gebirge mit verhältnismäßig sanftem Relief und mit Erhebungen bis etwa 2400 m (Fig.1). Das Gurktal wird vom Quellgebiet des Tiebelbaches durch den etwa 1 km langen Höhenrücken der Prekowa getrennt, dessen Sattelpunkt kaum 20 m über der Talsohle der Gurk liegt.

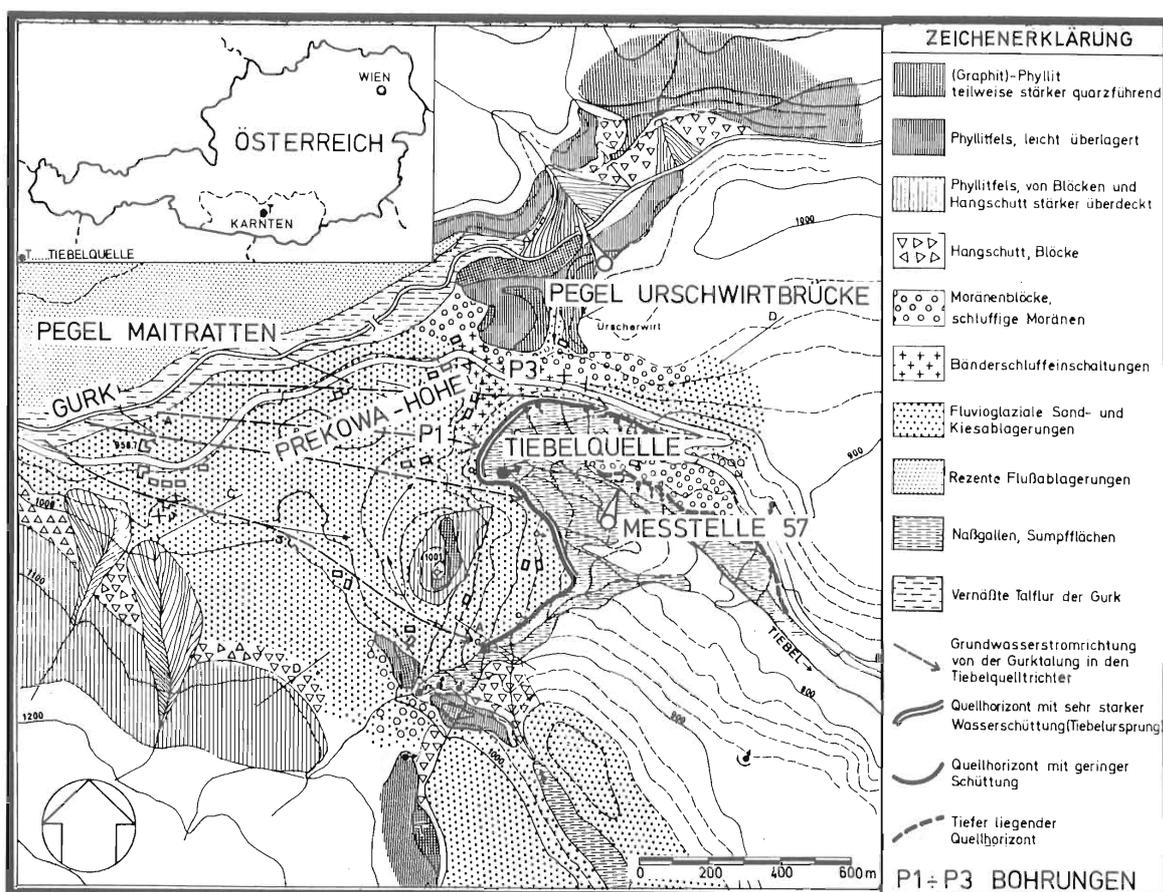


Fig.1: Übersichtskarte von Österreich; Hydrogeologische Karte der Tiebelquelle (nach WEISS E.H., 1977)

Outline map of Austria; Hydrogeological map of the Tiebel-source (after WEISS E.H., 1977)

Geologisch gehört der Oberlauf der Gurk zum Verbreitungsgebiet der Gurktaler Phyllite. Die Talniederungen sind Grundmoränen und mit fluvioglazialen Ablagerungen bedeckt. Im Bereich der Prekowa (Fig.1) greifen die Lockermassen auf das südlich anschließende Tiebeltal über, wodurch eine natürliche Verbindung zwischen den Grundwässern des Gurk- und des Tiebeltales gegeben ist. Morphologisch wurde das Gebiet der oberen Gurk und des Tiebelbaches vom Gletscherschurf der letzten Eiszeit und von den nacheiszeitlichen Schmelzwasserabflüssen geprägt. Eine eingehende Beschreibung der hydrologischen Zusammenhänge an der Prekowa findet sich bei WEISS E.H. und MÜLLER H. (1974).

Die fluvioglazialen Ablagerungen des oberen Gurktales bestehen aus gut durchlässigen Kiesen und Sanden, enthalten aber auch Einschaltungen von dichten Bänderschluften. Es wird allgemein angenommen, daß die Alimentation des Talgrundwassers durch Versickerung von Gurkflußwasser etwa 3 bis 5 km flußaufwärts der Prekowa erfolgt.

Im Bereich der Prekowa wurden geophysikalische Untersuchungen durchgeführt, über welche NUSSBAUMER W. (1976) und LITSCHER H. (1977) ausführlich berichten. Die an drei Bohraufschlüssen P1, P2 und P3 (Fig.1) mit radioaktiven Tracern durchgeführten Strömungsmessungen haben Filtergeschwindigkeiten bis zu  $7,0 \cdot 10^{-5}$  m/s ergeben. Die Durchlässigkeitsbeiwerte werden mit  $1,7 \cdot 10^{-5}$  m<sup>3</sup>/s angegeben. Für durchschnittliche Filtergeschwindigkeiten von  $3$  bis  $4 \cdot 10^{-5}$  m/s und einen angenommenen Hohlraumgehalt von 10% ergibt sich auf der Strecke zwischen der mutmaßlichen Gurkflußwasserversickerung und dem Tiebelquellaustritt eine Verweildauer von 3 bis 6 Monaten.

### (3) Hydrologie

Das Klima des Einzugsgebietes wird überwiegend von südwestlichen Wetterlagen bestimmt (TSCHADA F., 1971). Der langjährige Mittelwert der Lufttemperatur beträgt ca. 10° C. Für die Beobachtungsjahre 1977 bis 1979 sind die Monatsmittelwerte der Lufttemperatur der nahegelegenen Station Flattnitz in Fig.2 eingetragen. Die durchschnittliche Jahressumme des Gebietsniederschlages beträgt ca. 1100 mm. Für den Beobachtungszeitraum sind die Monatssummen des Niederschlages der Station Flattnitz, so-

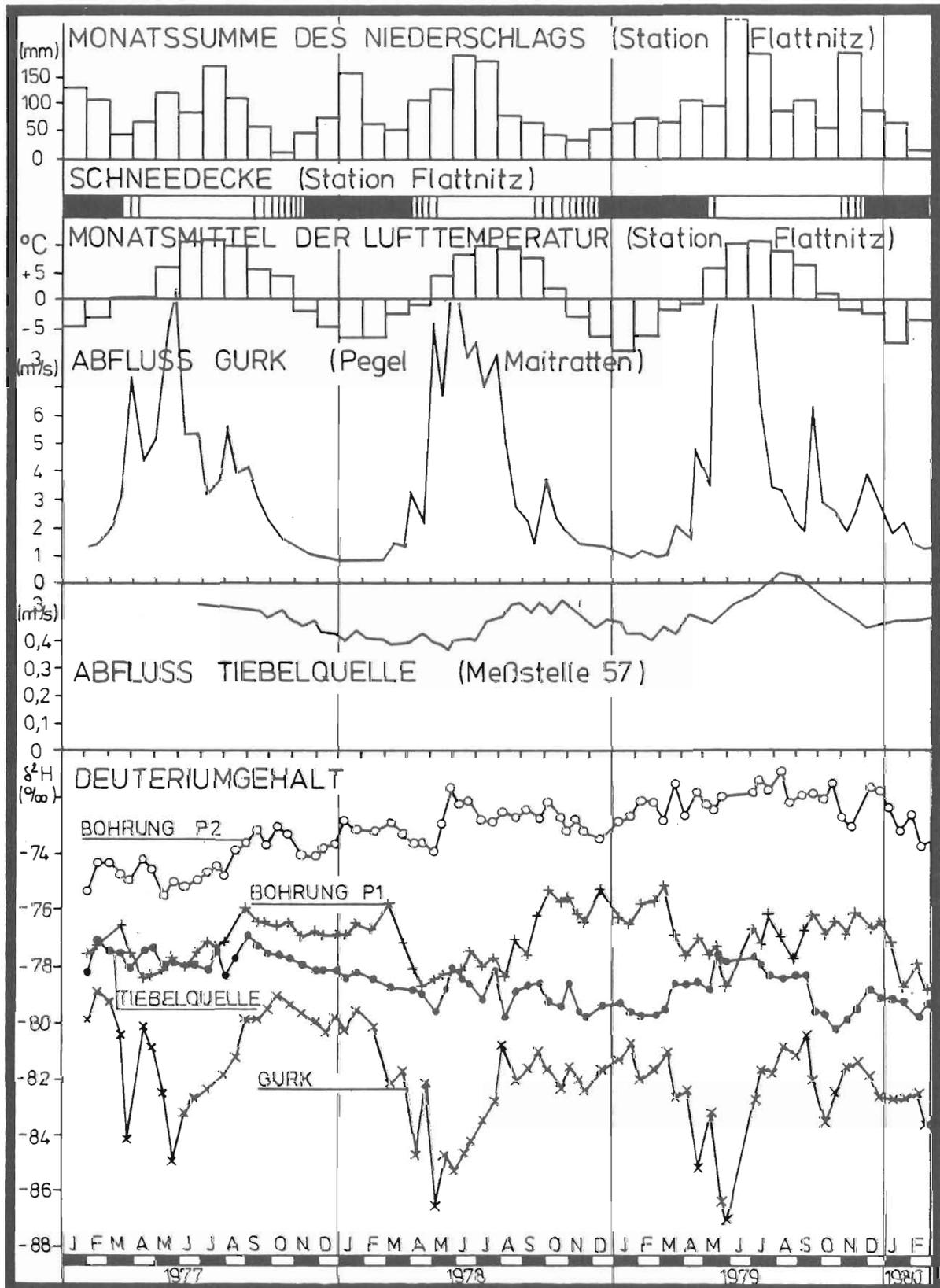


Fig.2: Ganglinien des Niederschlages, der Lufttemperatur, des Abflusses und des Deuteriumgehaltes  
 Variations of the precipitation, air temperature, discharge and deuterium-contents

wie die Schneebedeckung des Einzugsgebietes als Band in Fig.2 dargestellt.

Im Einzugsgebiet der oberen Gurk wird der Abfluß durch die Pegelstationen Maitratten und Urschwirtbrücke kontrolliert (Fig.1). Am Pegel Urschwirtbrücke umfaßt das Einzugsgebiet eine Fläche von  $230,3 \text{ km}^2$  bei einer mittleren Höhe von ca. 1550 m NN. An dem 6,91 km flußaufwärts gelegenen Pegel Maitratten beträgt die Fläche des Einzugsgebietes  $201,4 \text{ km}^2$ , während die mittlere Höhe etwa bei 1590 m NN liegt.

Eingehende Untersuchungen von EICHER H. (1981) haben für die Jahresreihe 1971 bis 1976 unter der Annahme, daß die Abflußspende zwischen den Pegelstationen Maitratten und Urschwirtbrücke unverändert bleibt, ein Abflußdefizit von  $0,31 \text{ m}^3/\text{s}$  ergeben, was einen Anteil von rund 70% an dem für den gleichen Zeitraum ermittelten Abfluß der Tiebelquelle von  $0,44 \text{ m}^3/\text{s}$  bedeutet.

Als Grundlage für die eigenen Wasserhaushaltsuntersuchungen wurde die Jahresreihe 1969 bis 1979 verwendet, wobei die unterschiedlichen Abflußspenden der beiden Pegel berücksichtigt wurden. Das geschah durch Abschätzung eines Differenzbetrages für die Abflußhöhen der beiden Pegelstationen aus den von der Höhenlage des Einzugsgebietes abhängigen Klimafaktoren. Die Untersuchung ergab ein mittleres Abflußdefizit am Pegel Urschwirtbrücke von  $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Der Abfluß des Tiebelbaches wurde etwa 450 m unterhalb der Quellaustritte an einem mit "Meßstelle 57" bezeichneten Pegel der Kärntner Wasserversorgungs-Ges.m.b.H., bei welchem das orographische Einzugsgebiet des Tiebelbaches nur etwa  $1,1 \text{ km}^2$  groß ist, gemessen. Für die Jahresreihe 1977 bis 1979, in der der Tiebelabfluß zwischen  $0,36$  und  $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$  schwankt, ergibt sich ein mittlerer Abfluß von  $0,47 \text{ m}^3/\text{s}$ , an welchem die Versickerung der Gurk entsprechend dem oben ermittelten Abflußdefizit von  $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$  einen Anteil von ca. 60% und demzufolge die direkte Niederschlagsalimentation einen Anteil von ca. 40% hat. Die ermittelten Abflußanteile stimmen mit den Angaben von EICHER H. (1981) gut überein.

#### (4) Isotopenmessungen

Für Isotopenuntersuchungen wurden vom Februar 1978 bis März 1980 an vier Beobachtungspunkten, nämlich aus der Gurk bei Maitrat-ten, der Tiebelquelle (Quelle West) und den Bohrungen P1 und P2 (Fig.1), in etwa vierzehntägigen Abständen Wasserproben entnommen. Die Meßergebnisse der durchgeführten Deuterium ( $^2\text{H}$ )- und Sauerstoff-18 ( $^{18}\text{O}$ )-Analysen sind in Fig.2 und Fig.3 dargestellt. Die Meßwerte werden als relative Abweichung von einem internationalen Standard (V-SMOW) in ‰ angegeben. Die Meßgenauigkeit beträgt für  $\delta^2\text{H} \pm 1\text{‰}$  und für  $\delta^{18}\text{O} \pm 0,15\text{‰}$ . Bezüglich der hydrologischen Interpretation der Isotopenwerte wird auf die einschlägige Literatur verwiesen (z.B. FRITZ P. und I.C.FONTES, 1980; MOSER H. und W. RAUERT, 1980; GAT G., 1981).

Um Anhaltspunkte für den Isotopengehalt in den Niederschlägen zu erhalten, wurden an vier Stationen, St.Peter im Katschtal (1220 m üNN), Klagenfurt (448 m üNN), Villacher Alpe (2135 m üNN) und Bleiberg ob Villach (904 m üNN), die bis zu 50 km vom Einzugsgebiet der oberen Gurk entfernt liegen,  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Analysen an monatlichen Sammelproben über einen Zeitraum von 7 Jahren durchgeführt. Aus den Ergebnissen konnte allerdings weder ein signifikanter Hinweis auf den Isotopengehalt in den Niederschlägen des Untersuchungsgebietes, noch eine Abhängigkeit von der Höhenlage der Sammelstellen gefunden werden, was mit den komplexen synoptischen Bedingungen im Alpenbereich, von denen besonders die unterschiedlichen Wetterlagen und die extrem variierenden Niederschlagsmengen den Isotopengehalt lokal stark beeinflussen, zu erklären ist.

Bei den untersuchten Niederschlagsstationen läßt sich jedoch allgemein ein fallender Trend der Jahresmittelwerte der Isotopengehalte für die Jahre 1977 bis 1979 erkennen. Als durchschnittliche jährliche Schwankungsbreite  $\Delta\delta^2\text{H}$  der Deuterium-Monatsmittelwerte ergibt sich aus einer siebenjährigen Meßreihe für die genannten vier Stationen ein Betrag von 75 ‰.

Für die nachfolgende Auswertung der Isotopendaten sind die Jahresmittelwerte der im Bereich der Prekova untersuchten Entnahmestellen in Tab.1 zusammengestellt, wobei die Meßwerte der Tie-

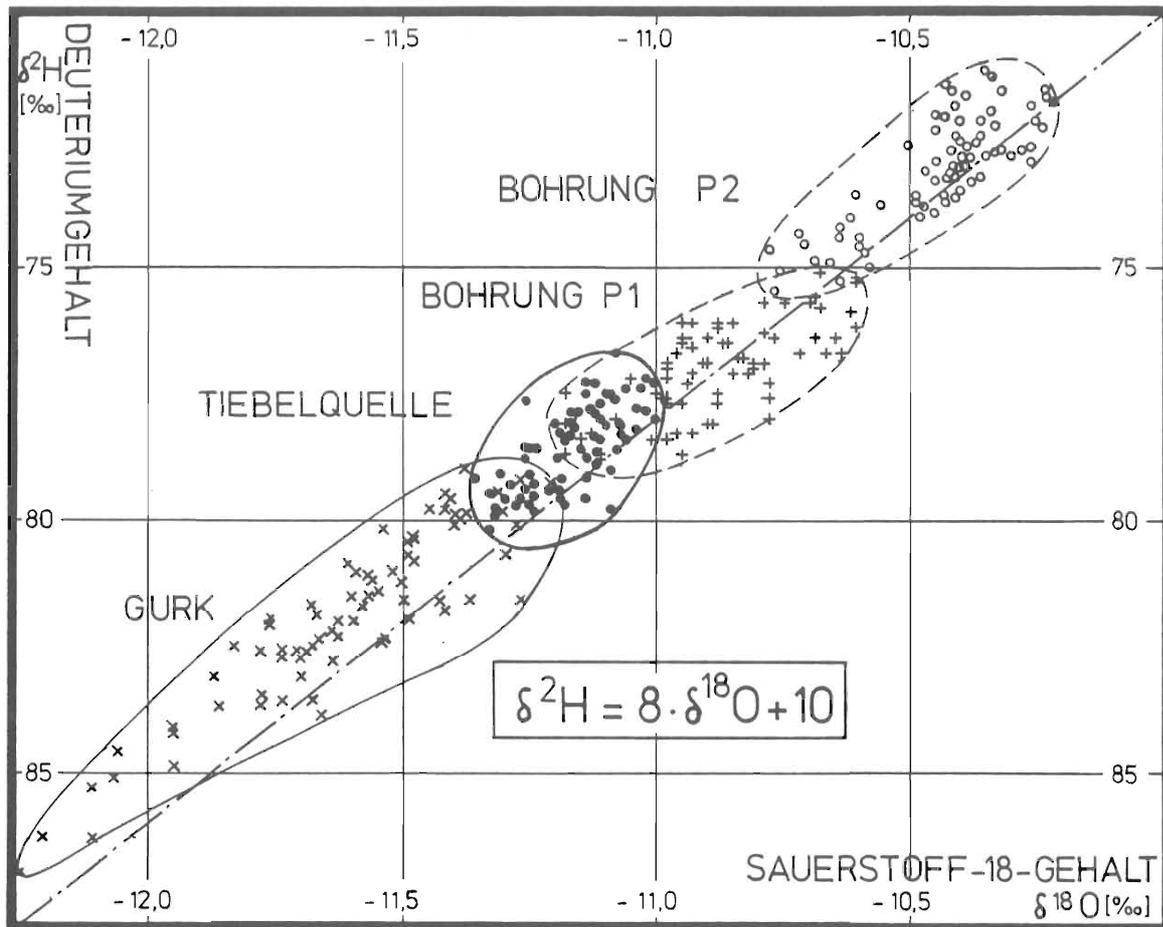


Fig.3:  $\delta^2\text{H}$  -  $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm

Tab.1: Jahresmittelwerte  $\delta^2\text{H}$  und mittlere Jahresschwankung  $\Delta\delta^2\text{H}$  des Deuteriumgehaltes; durchschnittliche Verweilzeit  $T_0$  des Grundwassers  
 Mean annual values  $\delta^2\text{H}$  and mean annual variations  $\Delta\delta^2\text{H}$  of the deuterium-contents; average transit time of the groundwater  $T_0$

Meßstelle		Deuteriumgehalt $\delta^2\text{H}$ (‰)				$\Delta\delta^2\text{H}$ (‰)	$T_0$ (Jahre)
		1977	1978	1979	1977 - 1979		
Gurk	gewichtet	- 81,8	- 83,6	- 83,3	- 83,0	7	1,7
	ungewichtet	- 80,8	- 82,5	- 82,5	- 82,0		
Tiebelquelle		- 77,8	- 78,9	- 78,9	- 78,5	3	4
Bohrung P 1		- 77,1	- 77,0	- 76,8	- 77,0	4	3
Bohrung P 2		- 74,2	- 72,9	- 72,1	- 73,1	2	~6

belquelle und der Gurk mit den entsprechenden Abflußwerten gewichtet wurden.

#### (5) Interpretation der Meßwerte

Aus den in Tab.1 aufgelisteten Mittelwerten und aus dem in Fig.3 dargestellten  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm ist zu ersehen, daß das Wasser der Tiebelquelle im Mittel einen anderen Isotopengehalt besitzt als jenes der Gurk. Die in Fig.3 zu erkennende Überschneidung der Meßpunkte der Tiebelquelle und der Gurk ist durch die Änderung der Isotopengehalte im Verlauf der dreijährigen Beobachtungszeit bedingt (vgl. Fig.2). Das bedeutet, daß die Tiebelquelle nicht allein aus der Versickerung des Gurkflußwassers alimentiert wird, sondern mit Sicherheit noch einen anderen Abflußanteil besitzen muß.

#### (5.1) Mittlere Höhenlage der Alimentationsgebiete

Ausgehend von der mittleren Höhenlage des Einzugsgebietes der oberen Gurk und dem mittleren  $\delta^2\text{H}$ -Wert des Gurkflußwassers, sowie einer dem Höheneffekt entsprechenden Abnahme des  $^2\text{H}$ -Gehaltes von 2,5 ‰ pro 100 m Höhenzunahme (RAUERT W. und W. STICHLER, 1979), erhält man für die Wässer der Tiebelquelle und der Bohrungen P1 und P2 die in Fig.4 eingetragenen mittleren Höhenlagen der diesen Probenahmestellen entsprechenden Alimentationsgebiete. Daraus kann gefolgert werden, daß das Wasser der Bohrung P2 einem tieferliegenden Alimentationsgebiet entstammt und vom Flußwasser der Gurk nicht beeinflusst wird.

#### (5.2) Abflußanteile der Tiebelquelle

Für die Bestimmung der Abflußanteile der Tiebelquelle wird im folgenden angenommen, daß das Tiebelquellwasser aus zwei Komponenten besteht (Zwei-Komponenten-Modell), deren eine das versickerte Flußwasser der Gurk ist und deren zweite mit dem Wasser der Bohrung P2 isotopisch gleichgesetzt werden kann. Dann ergibt sich unter Verwendung der mit den Abflüssen gewichteten Mittelwerte in der Tiebelquelle ein Gurkflußwasseranteil von 55% und mit den ungewichteten Mittelwerten (was einer konstanten Infiltrationsrate entspricht) ein solcher von 60%. Eine gewisse Unsicherheit der ermittelten Anteile liegt bei der Fest-

legung des Isotopengehaltes für die zweite Abflußkomponente. Da dieser jedoch auf Grund der Höhenlage des Untersuchungsgebietes allenfalls nur geringer als der ermittelte sein kann, sind die berechneten Gurkflußwasseranteile als Maximalwerte anzusehen. Für das Wasser der Bohrung P1 errechnet sich unter denselben Bedingungen ein Anteil von 40 bis 45% Gurkflußwasser.

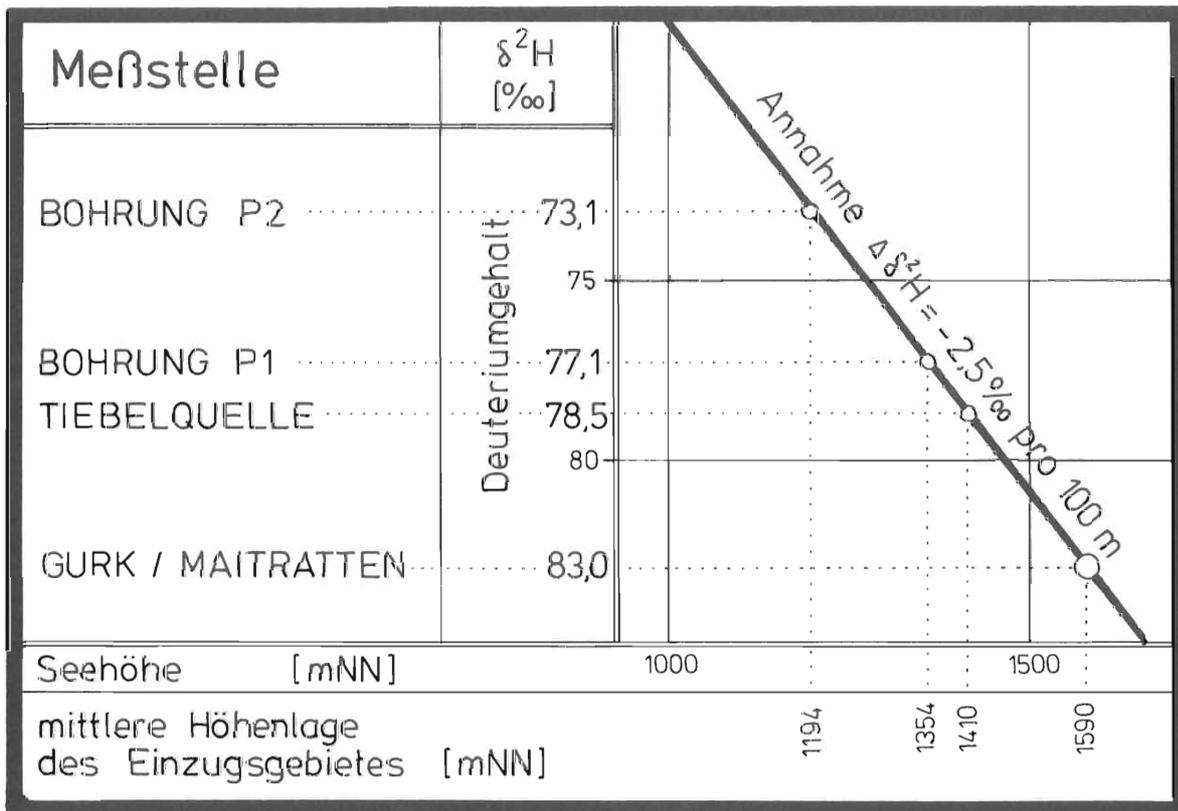


Fig.4: Höhenabhängigkeit des Deuteriumgehaltes  $\delta^2\text{H}$  bezogen auf die mittlere Höhe des Einzugsgebietes Gurk/Maitratten

Height dependence of the deuterium-contents  $\delta^2\text{H}$  refering to the mean height of the catchment area Gurk/Maitratten

(5.3) Mittlere Verweilzeiten der an den Beobachtungspunkten entnommenen Wässer

Aus den Schwankungen der  $\delta^2\text{H}$ -Werte im Jahresgang der Niederschläge und in den untersuchten Wässern der Entnahmestellen kann mit Hilfe eines Modells, das die Verteilung der Fließzeiten (Altersverteilung) in einer vollständig durchmischten Probe beschreibt, eine Abschätzung der mittleren Verweilzeiten vorgenommen werden. Mit dem Exponentialmodell (exponentielle Alters-

verteilung) kann die mittlere Verweilzeit besonders vorteilhaft aus der Amplitudendämpfung der periodischen Ein- und Ausgabefunktionen bestimmt werden, wobei als Eingabefunktion die mehrjährige Ganglinie des Isotopengehaltes der Niederschläge, als Ausgabefunktion jene der untersuchten Wasserproben, jeweils angenähert durch eine Sinusfunktion, dient (OESCHGER H. und A. GUGELMANN, 1974).

Mit der aus den Niederschlagsmessungen ermittelten Schwankungsbreite  $\Delta\delta^2\text{H}$  von 75 ‰ als "Input" und den aus Fig.2 ersichtlichen Schwankungsbreiten der einzelnen Entnahmestellen als "Output" ergeben sich nach dem Exponentialmodell die in Tab.1 angeführten mittleren Verweilzeiten. Die mittlere Verweilzeit des Wassers der Bohrung P2 ist relativ ungenau, da die Schwankungsbreite nahe der Meßgenauigkeit liegt. Die mittlere Verweilzeit des Gurkabflusses ist maßgeblich geprägt durch den Isotopengehalt im Schneeschmelzwasser. Aus vergleichbaren Untersuchungsgebieten (MARTINEC J. et al., 1974; HERRMANN A. et al., 1979; HERRMANN A. und W. STICHLER, 1980) ist bekannt, daß der Abflußanteil des Schneeschmelzwassers zwischen 30% und 50% des Gesamtabflusses beträgt. Stellt man diesen Betrag in Rechnung, so erhält man für den Basisabfluß der Gurk eine mittlere Verweilzeit von 2,5 bis 3,5 Jahren.

Aus Fig.2 ist zu erkennen, daß die Ganglinien des  $^2\text{H}$ -Gehaltes der Gurk und der Tiebelquelle während der Beobachtungszeit einen fallenden, die der Bohrung P2 einen steigenden Trend aufweisen. Ein Vergleich mit den Jahresmittelwerten der  $^2\text{H}$ -Gehalte in den untersuchten Niederschlägen, die ebenfalls eine Verringerung von 1977 bis 1979 aufweisen, kann als eine Bestätigung der hohen Verweilzeit des bei der Bohrung P2 entnommenen Wassers gedeutet werden.

Im übrigen ergibt sich aus den an der Gurk, an der Tiebelquelle und an der Bohrung P2 bestimmten mittleren Verweilzeiten ebenfalls ein Anteil von 50% Gurkflußwasser im Abfluß der Tiebelquelle.

#### (5.4) Mittlere Verweilzeit des versickerten Gurkflußwassers

Schließlich soll noch versucht werden, die Verweilzeit des an

der Tiebelquelle austretenden Gurkflußwassers abzuschätzen. Zu diesem Zweck kann zunächst unter der Annahme eines einfachen Translationsvorganges (Piston-Flow-Modell) die zeitliche Verschiebung der Maximalwerte im Jahresgang der Isotopengehalte als "Fließzeit" interpretiert werden. Wie aus Fig.2 zu ersehen ist, deuten sich bei der Isotopengangleinie der Tiebelquelle nur schwache Minima an, die eine zeitliche Verschiebung gegenüber jenen der Gurk um 4 bis 6 Monate aufweisen. Weiters kann unter der Annahme, daß die Schwankungen im Isotopengehalt der Gurk auf dem Weg zur Tiebelquelle durch Dispersionsvorgänge verändert werden (Dispersionsmodell), aus einem Vergleich der auftretenden Schwankungen im  $^2\text{H}$ -Gehalt der Tiebelquelle mit jenen der Gurk die mittlere Verweilzeit ermittelt werden, wobei außer der Amplitudendämpfung die longitudinale Dispersion als weiterer Parameter bestimmt oder angenommen werden muß. Verwendet man für die Berechnung einen bei MALOSZEWSKI P. et al. (1982) angegebenen Dispersionsparameter, so ergibt sich unter der Annahme, daß die Schwankungen des  $\delta^2\text{H}$ -Wertes in der zweiten Abflußkomponente der Tiebelquelle zwischen 0 ‰ (= keine meßbare Schwankung) und 2 ‰ (= Schwankung wie beim Wasser der Bohrung P2) liegen, eine Verweilzeit von 2 bis 4 Monaten. Bei einer formalen Anwendung des Exponentialmodells erhält man für das infiltrierte Gurkflußwasser, dessen Anteil am Tiebelquellabfluß mit 50% in Rechnung gestellt wird, eine Verweilzeit von 1 bis 4 Monaten.

#### (6) Zusammenfassung der Ergebnisse

Die nach verschiedenen Verfahren erfolgte Auswertung von mehrjährigen Isotopenmessungen hat in Übereinstimmung der hydrologischen Untersuchungen ergeben, daß die Tiebelquelle einen

Abflußanteil von 50. bis 60%

aus der Flußwasserversickerung des oberen Gurktales enthält. Das versickerte Gurkflußwasser tritt nach einer mittleren

Verweilzeit von 3 bis 5 Monaten

an der Tiebelquelle wieder zutage. Die übrigen Anteile des Tiebelquellabflusses werden direkt von den Niederschlägen alimentiert und haben eine mittlere Verweilzeit von mehreren Jahren.

## L I T E R A T U R

- EICHER H. (1981): Zum Problem der Höhe des Wasserverlustes der Oberen Gurk an das Tiebel-Quellgebiet - Festschrift Josef G. Zötl, Forschungszentrum Graz 1981.
- FRITZ P. u. I.C.FONTES (1980): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1, The Terrestrial Environment - A.Elsevier, Amsterdam/Oxford/New York.
- GAT J. (1981): Stable Isotope Hydrology - Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle - IAEA, Wien, im Druck.
- HERRMANN A., J. MARTINEC u. W. STICHLER (1978): Study of snowmelt-runoff components using isotope-measurements - Workshop/Meeting on Modeling of Snow Cover Runoff, U.S.Army Corps of Eng., Cold Regions Res. and Eng. Laboratory (CRREL), Hanover, New Hampshire, Proc.288-296.
- HERRMANN A. u. W. STICHLER (1980): Groundwater-runoff relationships - Catena, Nr.7 (2/3), 251-263.
- HYDROGRAPHISCHES JAHRBUCH VON ÖSTERREICH: Jahrgänge 1969 bis 1977 - Hydrographisches Zentralbüro im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien.
- LITSCHER H. (1977): Die Ergebnisse der geotechnischen Untersuchungen des Jahres 1976 im Gebiet der Prekowa-Tiebel - Carinthia II, 167./87.Jgg., S.105-112, Klagenfurt.
- MALOSZEWSKI P., W. RAUERT, W. STICHLER u. A. HERRMANN (1982): Application of Flow Models in an Alpine Catchment Area Using Tritium and Deuterium Data - in Vorbereitung.
- MARTINEC J., U. SIEGENTHALER, H. OESCHGER u. E. TONGIORGI (1974): New insights into the runoff mechanism by environmental isotopes - Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Wien, Bd.I, 129-143.
- MOSER H. u. W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie - Gebrüder Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- NUSSBAUMER W. (1976): Grundwasserströmungsmessungen auf der Prekowa-Höhe - Gutachten der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal Wien, Archiv der Kärntner Wasserversorgungsgesellschaft, Klagenfurt.
- OESCHGER H. u. A. GUGELMANN (1974): Das geophysikalische Verhalten der Umweltisotope als Basis für Modellrechnungen in der Isotopenhydrologie - Österr. Wasserwirtschaft Nr.26, 43-49.
- RAUERT W. u. W. STICHLER (1979): Isotopenmessungen an Bad Reichenhaller Sole- und Mineralwässern - Geol. Jb. (Hannover) C22, 73-90.
- TSCHADA F. (1971): Hydrologische Erkenntnisse im Osttiroler und Kärntner Draugebiet, besonders hinsichtlich der Hochwässer - Amt der Kärntner Landesregierung, Abt.: Planung, Klagenfurt.
- WEISS E.H. (1977): Zur Hydrologie des Grundwasseraustrittes der Gurk unterhalb der Prekowa (Tiebelursprung) - Carinthia II, 167./87.Jgg., S.95-104, Klagenfurt.
- WEISS E.H. u. H. MÜLLER (1974): Hydrologische Beurteilung des Gebietes zwischen Tiebelursprung und Ossiacher See, Kärnten - Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien.

## ANWENDUNGEN IM KLUFTGRUNDWASSER

In diesem Anwendungsfeld steht die Tracerhydrologie erst am Anfang eines systematischen Einsatzes. Infolge der Inhomogenität und Anisotropie der Kluftgrundwasserleiter sind die Gesetzmäßigkeiten des Wasserfließens nur schwer erfassbar. Im Bereich der künstlichen Tracer müssen spezifische tracer-technische Grundlagen teilweise noch erarbeitet werden.

Eine eindeutige Zuordnung der Beiträge in diese Gruppe ist nicht überall möglich, da besonders die Quellen im alpinen Bereich oft nicht reine Kluftquellen, sondern Mischtypen sind.

## APPLICATIONS IN JOINTED ROCKS

The use of tracers in these aquifers is only at an initial stage. Because of the inhomogeneity and anisotropy of jointed rocks, it is difficult to apply the hydro-dynamical laws there. The methodology of artificial tracers in this field requires further investigations.

Some papers of this group could not be classified unambiguously, since mainly in mountainous regions springs often do not emerge purely from jointed rocks but are of a mixed type.



## DIE BEDEUTUNG DER $^{14}\text{C}$ UND $^{13}\text{C}$ -BESTIMMUNGEN AN DER FUNTENEN- QUELLE HINSICHTLICH DER INTERPRETATION VON BESTIMMUNGEN AN TIEFENGRUNDWASSERN

---

Werner Balderer

Physikalisches Institut, C-14 Labor, der Universität Bern,  
Sidlerstrasse 5, 3012 Bern

Abstract: The results of the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  determinations at the Funtenen Spring, in connection with the known mean residence time of about 12 years (according to the results of the Tritium and  $^{85}\text{Kr}$  determinations, SIEGENTHALER U. 1972, ETZWEILER A. 1980) are used to calculate the initial (open-system) conditions in the recharge area. The results of the calculations are compared with the result of simulations of the WATEQF-ISOTOP-MODEL and a possible experimental approach for quantifying an eventual loss of carbon isotopes in the groundwater by other than chemical processes is presented.

### 1. Einleitung

Die Funtenenquelle, welche in der Nähe von Meiringen (auf ca. 600 m ü.M.) entspringt, wird seit 1967 vom physikalischen Institut der Universität Bern auf Tritium und  $^{18}\text{O}$ , seit einigen Jahren auch auf  $^{85}\text{Kr}$  untersucht.

Die mittlere Verweilzeit des Wassers dieser Quelle beträgt nach Auswertung der Tritiummessungen dem Exponentialmodell 10-15 Jahre (SIEGENTHALER U. 1972, SIEGENTHALER U., SCHOTTERER U. 1977). Nach Bestimmungen mit  $^{85}\text{Kr}$  ist sie mit dem Exponential-

modell auf 10,5 - 15,5 Jahre, mit dem Piston-Flow-Modell auf 7,7 - 9,4 Jahre anzusetzen (ETZWEILER A. 1980).

Nach den  $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen wird entsprechend einem mittleren Wert von -12,5 ‰ nach SIEGENTHALER U., SCHOTTERER U. (1977) und SIEGENTHALER U., OESCHGER H. (1980) für das infiltrierende Wasser eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 1000-1500 m angenommen. Das genaue Einzugsgebiet ist jedoch noch nicht näher bekannt.

Im August 1980 wurde nun an dieser Quelle erstmals auch eine  $^{14}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}$  Bestimmung durchgeführt. Es ergaben sich dabei die folgenden Werte (Messungen durch Dr. R.L. Otlet, AERE HARWELL):

$^{14}\text{C}$  :  $76,4 \pm 0,8$  ( $75,9 \pm 0,7$ ) ‰

$\delta^{13}\text{C}$ : -10,3 ‰

Mit dieser Bestimmung wurde einerseits beabsichtigt, in Kombination mit der durch andere Isotopenmessungen bekannten Verweilzeit die initialen Bedingungen in der Infiltrationszone zu bestimmen, um damit die Simulationen entsprechend dem WATEQF-ISOTOP-Modell von REARDON E.J. and FRITZ P. (1978) zu eichen und so seine Anwendbarkeit für Bestimmungen an Tiefengrundwässern zu testen, sowie andererseits eventuelle, nicht durch chemische Prozesse bewirkte Austauschvorgänge experimentell, quantitativ zu erfassen.

## 2. Bestimmung der initialen Bedingungen in der Infiltrationszone

---

Die bekannte Verweilzeit kann nun zur Bestimmung der Initialbedingungen benutzt werden.

Dabei wird von einer atmosphärischen  $^{14}\text{C}$  Konzentration  $A_0 = 142,5$  ‰ ausgegangen, welche durch Gewichtung mit dem Exponentialmodell (mit einer mittleren Verweilzeit von 12,5 Jahren) aus den Jahresmittelwerten der gemessenen atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Konzentration nach LEVIN I. et al. (1980), NYDAL R. et al. (1980), FRITZ P. et al. (1980) bestimmt wurde.

Durch die Anwendung folgender Gleichungen (gemäss WIGLEY T.M.L., 1975, 1976 und WIGLEY T.M.L., PLUMMER L.N., PEARSON F. J., 1978): ausgehend von  $^{14}\text{C}$ :

$$\textcircled{1} \quad Q = \frac{A_{\text{nd}}}{A_1} = \frac{A}{e^{-\lambda t} \cdot A_1} = \frac{A}{e^{-\lambda t} \underbrace{\left( A_0 - \varepsilon_{g,s} \cdot \frac{A_0}{500} \right)}} \quad \text{(Term der "open system" Fraktionierung)}$$

- ausgehend von der totalen inorganischen Kohlenstoffkonzentration:

$$\textcircled{2} \quad Q = \frac{mC_1}{mC_2} \quad \text{(für closed system, congruent dissolution)}$$

- ausgehend von den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten:

$$\textcircled{3} \quad Q = \frac{\delta^{13}\text{C}_2 - \delta^{13}\text{C}^*}{\delta^{13}\text{C}_1 - \delta^{13}\text{C}^*} \quad \text{(für closed system, congruent dissolution, d.h. 1 - input, 0 - output)}$$

=====

lässt sich der Verdünnungs- (resp. Kalklösungsfaktor  $Q$ ) aus Gleichung  $\textcircled{1}$ , anschliessend die initiale Kohlenstoffkonzentration aus Gleichung  $\textcircled{2}$  sowie der initiale  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert im Wasser, oder der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Gesteins des Grundwasserleiters aus Gleichung  $\textcircled{3}$  bestimmen.

Die verwendeten Terme in den Gleichungen bedeuten:

- $t$  : Zerfallszeit, resp. mittlere Verweilzeit (Exponentialmodell)
- $Q$  : Verdünnungs-, resp. Kalklösungsfaktor
- $\lambda$  : Zerfallskonstante (=  $\ln 2/5730$ )
- $A_{\text{nd}}$  :  $^{14}\text{C}$ -Konzentration ohne Zerfall, als Folge der Verdünnung durch chem. Prozesse
- $A$  : gemessene  $^{14}\text{C}$ -Konzentration der Probe
- $A_0$  : initiale atmosphärische  $^{14}\text{C}$ -Konzentration
- $A_1$  : Open-System  $^{14}\text{C}$ -Konzentration
- $\varepsilon_{g,s}$  : additiver  $^{13}\text{C}$ -Fraktionierungsfaktor, bestimmt entweder als Funktion von PH und W. Temp. aus dem Diagramm von WIGLEY T.M.L., PEARSON L.N. (1978) oder aus der Beziehung  $\varepsilon_{g,s} \approx \delta^{13}\text{CCO}_2 - \delta^{13}\text{CSol.}$  (Opensystem Fraktionierung)

- $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  :  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des  $\text{CO}_2$  der Bodenluft  
 $\delta^{13}\text{C}_1 = {}^{13}\text{C}_{\text{Sol}}$  :  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert im Wasser der Infiltrationszone (open system)  
 $\delta^{13}\text{C}_2$  :  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Probe, d.h. am Ende der closed-system Entwicklung  
 $\delta^{13}\text{C}^*$  :  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Gesteins des Grundwasserleiters.  
 $\text{mC}_1$  : Initialer totaler anorganischer Kohlenstoffgehalt im Wasser (open system)  
 $\text{mC}_2$  : Kohlenstoffgehalt der Probe, d.h. am Ende der closed-system Entwicklung, berechnet aus den Analysendaten der Wasserprobe mit dem Computerprogramm WATEQF von PLUMMER L.N., JONES B.F. und TRUESDELL A.H. (1976).

Entsprechend den Messwerten der Probe nach Tabelle 1 und den üblichen notwendigen Voraussetzungen nach Tabelle 2 sind in Tabelle 3 die damit berechneten Initialbedingungen (unter Anwendung der Gleichungen (1), (2) und (3)) dargestellt.

Tabelle 1 Messwerte der Wasserprobe der Funtenquelle  
 Table 1 Measured values of the water sample Funtenquelle  
 (August 1980)

PH	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )	A (%)	$\delta^{13}\text{C}_2$ (‰)	$\text{mC}_2$ (Mol/l)
7,0	10,0	76,4	- 10,3	0,00215

Tabelle 2 Notwendige Voraussetzungen zur Berechnung der Initialbedingungen  
 Table 2 Assumed values for calculating the initial conditions

PH	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )*	$A_0$ (%)**	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)
6,0/6,5/7,0	6,6	142,5	- 23,0

\* mittlere jährliche Bodentemperatur in 50 cm Tiefe in Adelboden (1350 m) im Jahr 1972 nach PERRET J., PRIMAULT B. und STREHLER H. (1975)

\*\* mit Exponentialmodell ( $t=12,5$  Jahre) gewichteter Inputwert.

Tabelle 3 Berechnete Initialbedingungen der Funtenenquelle  
 Table 3 Calculated Initial Conditions of the Funtenenspring.

PH	$A_1$ (%) <sup>1)</sup>	$\delta^{13}C_1$ (‰) <sup>1)</sup>	$\delta^{13}C^*$ (‰)	Q	m $C_1$ (Mol/l)
6,0	143,07	- 21,0	+ 2,00	0,5348	0,00115
6,5	143,78	- 18,5	- 0,97	0,5322	0,00114
7,0	144,50	- 16,0	- 3,89	0,5235	0,00114

1) berechnet mit Werten von  $\epsilon_{g,s}$  entsprechend dem Diagramm von WIGLEY et al. (1978).

Die in der Tabelle 3 dargestellten, mit Hilfe der bekannten mittleren Verweilzeit berechneten Initialbedingungen lassen sich wie folgt interpretieren:

Der Wert von  $Q = 0,53$  entspricht dem von WIGLEY T.M.L. (1975) und WIGLEY T.M.L. et al. (1978) angegebenen Bereich für  $Q$  von 0,5 bis 0,6 für eine reine "closed-system, congruent dissolution" Entwicklung. Eine solche Entwicklung darf für das Wasser der Funtenenquelle, bei der bekannten kurzen Verweilzeit, als wahrscheinlich angenommen werden.

Da die Infiltration des Wassers der Funtenenquelle vermutlich im Bereich der mesozoischen Serien der Wildhorndecke erfolgt, erscheint ein  $\delta^{13}C^*$ -Wert des Gesteins in der Grössenordnung von +2‰ bis -1‰ als realistisch. Auch ein PH-Wert von etwas unterhalb 7 dürfte für die Verhältnisse in der Infiltrationszone zutreffen.

Somit stimmen diese, mit Hilfe der bekannten Verweilzeit bestimmten Initialbedingungen recht gut mit den zu erwartenden wirklichen Verhältnissen in der Infiltrationszone überein. Dabei zeigt jedoch der bestimmte Wert für  $Q$  von 0,53 gegenüber dem oft angenommenen Wert von 0,85, dass, ohne eine Kalibrierung mit einem andern Isotop, bereits bei der Anfangskonzentration eine Differenz in der Altersbestimmung von rund 3600 Jahren entstehen kann, wie dies auch von EVANS G.V., BATH A.H. (1981) bemerkt wird.

### 3. Vergleich der dargestellten Berechnungen mit Simulationen des WATEQF - ISOTOP - MODELLS

---

Im WATEQF - ISOTOP-Modell werden die Auswirkungen einer Variation der initialen Werte von PH und CO<sub>2</sub>-Partialdruck auf den Wasserchemismus (insbesondere den totalen inorganischen Kohlenstoffgehalt) und den open system  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert im Wasser simuliert. Davon ausgehend werden anschliessend verschiedene Varianten von "closed system" Entwicklungen berechnet, welche als Resultat hypothetische, den simulierten Initialbedingungen entsprechende Werte für den Endzustand bezüglich  $\delta^{13}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$ -Alter liefern. Der gemessene  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Wasserprobe kann anschliessend direkt damit verglichen werden.

Mit den durch die bekannte Verweilzeit geeichten Werten der Funtenenquelle bestand nun die Möglichkeit die Genauigkeit und Anwendbarkeit des WATEQF - ISOTOP-Modells an einem konkreten Beispiel zu prüfen.

Durch Eingabe der 3 notwendigen Grössen für die Initialbedingungen (Temp.,  $A_0$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) gemäss Tabelle 2 und den Werten der Wasserprobe gemäss Tabelle 1 (inklusive der chemischen Analysendaten) wurden 3 Simulationsversionen mit  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Gesteins ( $\delta^{13}\text{C}^*$ ) von + 2,00 ‰, - 0,97 ‰, - 3,89 ‰ durchgeführt.

Da nun beim WATEQF - ISOTOP - Modell die Simulationen nicht kontinuierlich, sondern nur für bestimmte Stufenwerte durchgeführt werden, musste, um einen Vergleich der Werte zu ermöglichen, eine rechnerische respektive graphische Interpolation durchgeführt werden.

In Fig. 1 ist das resultierende  $^{14}\text{C}$ -Alter der Modellsimulationen in Funktion der initialen totalen Kohlenstoffkonzentration zusammen mit den interpolierten Werten von  $t$  für  $m \cdot c_1 = 0,00114$  bzw.  $0,00115$  dargestellt. (Die entsprechenden Ergebnisse der rechnerischen Interpolation durch logarithmische Kurvenanpassung sind:

bei PH = 6,0     $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = 2,00 ‰ t = 95 Jahre  
 bei PH = 6,5     $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = -0,97 ‰ t = -15 Jahre  
 bei PH = 7,0     $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = -3,89 ‰ t = -1,1 Jahre

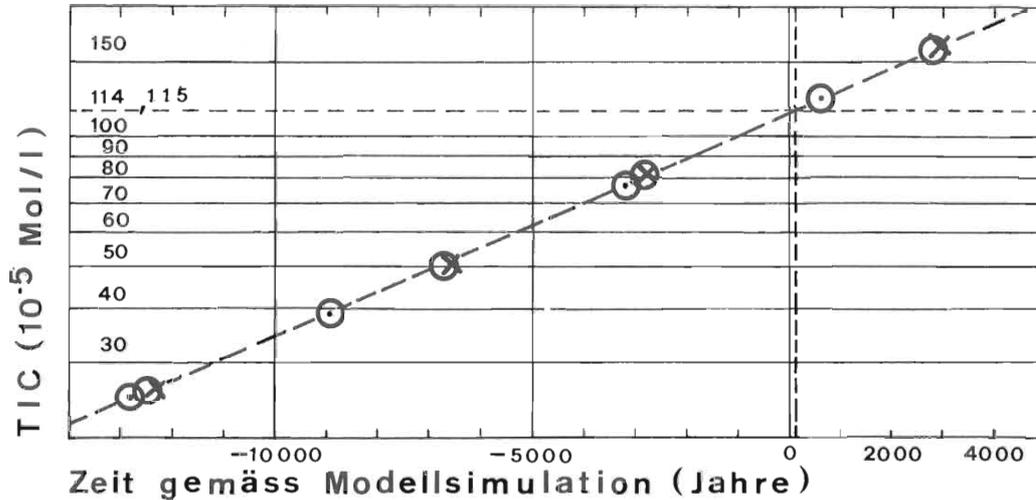


Fig. 1: Resultierendes C-14 Alter der Fontänenquelle in Funktion der initialen Kohlenstoffkonzentration (TIC) nach Simulationen des WATEQF - ISOTOP Modells/Resulting C-14 age and initial total inorganic Carbon content (TIC) of the Fontänen Spring according to the WATEQF - ISOTOP - MODEL.

- ⊙ Version mit  $\delta^{13}\text{C}^* = 2,00$  ‰ , PH = 6,0
- Version mit  $\delta^{13}\text{C}^* = -0,97$  ‰ , PH = 6,5
- × Version mit  $\delta^{13}\text{C}^* = -3,89$  ‰ , PH = 7,0

Diese durch Interpolation resultierenden Werte der Modellsimulationen für die Aufenthaltsdauer t zeigen, abgesehen von einer gewissen Streuung, welche auf Rundungsfehler, Ungenauigkeiten infolge der Interpolation und gewisse Unterschiede in der Berechnung bei Anwendung der Formeln von WIGLEY gegenüber der detaillierteren Computerberechnung zurückzuführen sind, eine Übereinstimmung innerhalb der Grössenordnung des tatsächlichen Wertes.

Die Berechnung der  $^{14}\text{C}$  "open-system" Fraktionierung erfolgt im WATEQF-ISOTOP-Modell mit der vereinfachten Formel:

$$A_1 = A_0 - \frac{1}{5} \epsilon g, s$$

Da diese Formel nur für  $A_0 = 100$  ‰ gültig ist, muss sie, bei

Werten von  $A_0 \neq 100 \%$ , durch die genauere Formel nach WIGLEY T.M.L., et al. (1978):

$$A_1 = A_0 + \frac{A_0}{500} \cdot \varepsilon_{g,s}$$

ersetzt werden.

Da in der praktischen Anwendung, falls keine indirekte Bestimmung der Verweilzeit mittels eines andern Isotops erfolgte, die initiale Kohlenstoffkonzentration (TIC) in der Infiltrationszone (am Ende der "open-system" Entwicklung) nicht bekannt ist, kann auch das dargestellte Vorgehen zur genauen Bestimmung der richtigen Simulationsvariante des WATEQF-ISOTOP-Modells nur selten durchgeführt werden.

Die eigentliche, auch von den Autoren des WATEQF-ISOTOP-Modells vorgesehene Auswahl der richtigen Simulationsvariante, muss daher über einen Vergleich des resultierenden, hypothetischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes (final) mit dem gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Wasserprobe erfolgen. Deshalb wurden die Modellsimulationen auch auf diese Beziehung geprüft.

Die entsprechenden Ergebnisse der gerechneten Interpolation durch logarithmische Kurvenanpassung sind:

bei PH=6,0 ,  $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = 2,00 ‰ t = 61 Jahre  
bei PH=6,5 ,  $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = -0,97 ‰ t = -61 Jahre  
bei PH=7,0 ,  $\delta^{13}\text{C}^*$  (Gestein) = -3,89 ‰ t = -409 Jahre

Diese zweite Ueberprüfung zeigt, dass die gewissen Unterschiede, welche zwischen der Berechnung nach den Formeln nach WIGLEY und iterativen Berechnungen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im WATEQF-ISOTOP-Modell bestehen, bei Variation des  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes des Gesteins ( $\delta^{13}\text{C}^*$ ) zu einer grösseren Streuung der resultierenden Verweilzeit führen. Für die meisten Anwendungen ist jedoch diese Genauigkeit genügend, da normalerweise eine Unsicherheit der Bestimmungen (infolge unbekannter Initialkonzentration) in der Grössenordnung von 3600 Jahren angenommen wird.

#### 4. Zur Anwendbarkeit des Fritz-Modells bei Bestimmungen an Tiefengrundwässern

---

Falls die im Kapitel 2 kurz dargestellten Gesetzmässigkeiten der chemischen Massenbilanztheorie auch bei längeren Verweilzeiten noch gültig sind, so lässt sich mit dem WATEQF-ISOTOP-MODEL eine relativ genaue Abschätzung durchführen.

Wie das Beispiel der Funtenenquelle zeigt, können dabei C-14 Messungen an jungen Grundwässern in Kombination mit andern Isotopen zu einer Eichung der Initialbedingungen benutzt werden. Falls deren Einzugsgebiet auch zum Infiltrationsgebiet eines Tiefengrundwasservorkommens gehört, so können diese geeichten Initialbedingungen auch als Initialbedingungen der Modellsimulationen zur Bestimmung der Verweilzeiten des betreffenden Tiefengrundwasservorkommens benutzt werden. Damit kann die Genauigkeit der Altersangabe (eventuell noch zusätzlich durch Verwendung des WATEQF-ISOTOP-MODEL 2, durch Simulation der "Parent-daughter" Entwicklung) wesentlich verbessert werden.

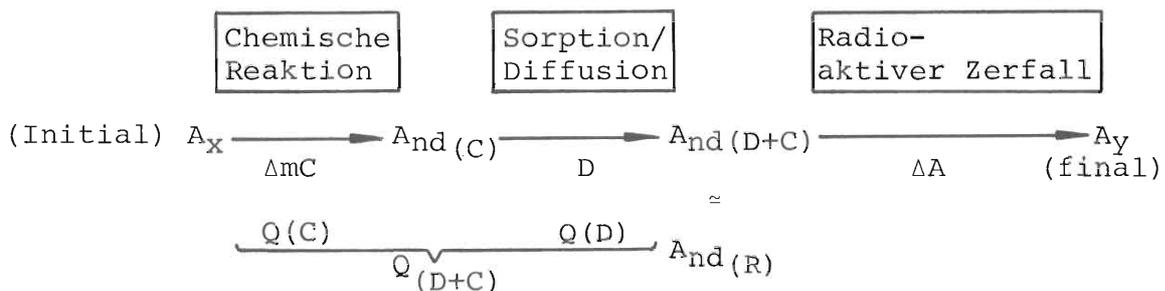
#### 5. Zur Abschätzung eventueller weiterer Austauschvorgänge

---

Bei den dargestellten Bestimmungen an der Funtenenquelle konnten keine Hinweise für weitere Austauschvorgänge gefunden werden. Da jedoch, selbst bei unabhängig bestimmter Verweilzeit, die vorhandenen Daten keine Ueberbestimmung ergeben, kann ein eventueller Verlust von Kohlenstoffisotopen im Grundwasser theoretisch auch gar nicht erkannt werden.

##### 5.1 Theoretischer Ansatz für <sup>14</sup>C:

Die zu erwartenden ablaufenden Prozesse können schematisch wie folgt aufgeteilt werden:



Wobei diese Grössen wie folgt dargestellt werden können:

$\Delta mC = mC_y - mC_x$  : Veränderung des tot. Kohlenstoffgehalts zwischen x und y.

$D = A_{nd(C)} - A_{nd(D+C)}$  :  $^{14}C$  Aenderung durch Diffusion/Sorption

$\Delta A = A_{nd(D+C)} (1 - e^{-\lambda(t_y - t_x)})$ : Radioaktiver Zerfall während der Zeit

$$\Delta t = t_y - t_x.$$

(x und y stehen dabei entweder für Initial- und Endzustand resp. den Zustand zweier Proben in Fließrichtung innerhalb desselben Grundwasserleiters).

In Analogie zu den in Kapitel 2 dargestellten Formeln nach WIGLEY T.M.L. et al. (1978) wird folgender Ansatz unter Einschluss der Diffusions- resp. Sorptionsprozesse gewählt:

$$\textcircled{1} \quad Q_{C(14)} = \frac{A_{nd(C)}}{A_x} \quad \text{Verdünnungsfaktor der chemischen Reaktion (analog zu Gleichung \textcircled{1}),}$$

wobei unter Einbezug der Gleichung \textcircled{2} gilt:

$$Q_{C(14)} = Q_{(C)} = \frac{mC_x}{mC_y}$$

$$\textcircled{1} \quad Q_{(D+C)} = \frac{A_{nd(D+C)}}{A_x} \quad \text{Verdünnungsfaktor der chemischen sowie der Diffusions/Sorptionsprozesse}$$

wobei:  $A_{nd(D+C)} = ^{14}C$ -Konzentration ohne Zerfall, als Folge

der Verdünnung bzw. Verlustes durch chemische und Diffusions- Sorptionsprozesse, kann sofern eine extern (mit einem andern Isotop) bestimmte Verweilzeit vorhanden ist, durch folgende Beziehung bestimmt werden:

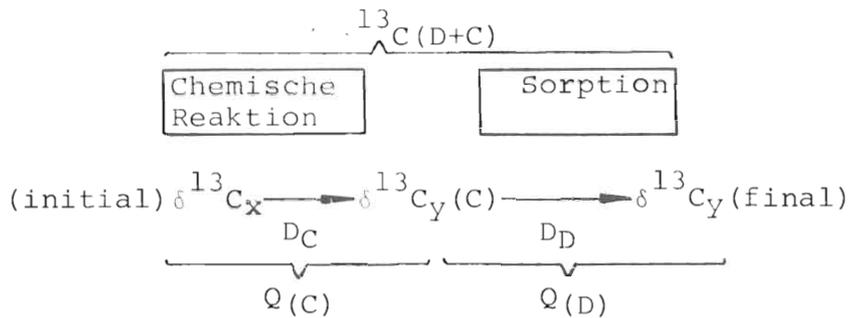
$$\textcircled{4} \quad A_{nd(D+C)} \approx A_{nd(R)} = \frac{A_y}{e^{-\lambda(t_y - t_x)}}$$

Somit lässt sich aus der  $^{14}C$ -Konzentration der Proben x und y sowie der durch ein anderes Isotop bekannten Verweilzeit  $\Delta t = t_y - t_x$  (sofern keine Mischung verschiedener Grundwässer vorliegt) die  $^{14}C$ -Aenderung durch Diffusion/Sorption während der Zeit  $\Delta t$  wie folgt bestimmen:

$$\textcircled{5} \quad D(\Delta t) = A_{nd(C)} - A_{nd(D+C)} = \frac{A_x}{Q_{C(14)}} - \frac{A_y}{e^{-\lambda(t_y - t_x)}} = \frac{A_x mC_y}{mC_x} - \frac{A_y}{e^{-\lambda(t_y - t_x)}}$$

## 5.2 Theoretischer Ansatz für $\delta^{13}\text{C}$

Schematische Aufgliederung der Prozesse:



wobei:

$D_C = \delta^{13}\text{C}_Y(C) - \delta^{13}\text{C}_X$  : Aenderung des ursprünglichen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes infolge chemischer Prozesse

$D_D = \delta^{13}\text{C}_Y - \delta^{13}\text{C}_Y(C)$  : Aenderungen des  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes infolge Diffusions/Sorptionsvorgängen

Aufgrund der bereits dargestellten Beziehung gilt:

$$\textcircled{3} \quad Q_C(13) = \frac{\delta^{13}\text{C}_Y(C) - \delta^{13}\text{C}^*}{\delta^{13}\text{C}_X - \delta^{13}\text{C}^*} = Q_C(14)$$

wobei ausserdem, unter Berücksichtigung der Gleichung  $\textcircled{2}$  gilt:

$$\textcircled{2} \quad Q_C = \frac{mC_X}{mC_Y} = Q_C(14) = Q_C(13)$$

Durch Umformung von  $\textcircled{3}$  ergibt sich:

$$\textcircled{3} \quad \delta^{13}\text{C}_Y(C) = Q_C \cdot (\delta^{13}\text{C}_X - \delta^{13}\text{C}^*) + \delta^{13}\text{C}^*$$

Damit können nun  $D_D$  sowie auch  $D_C$  bei Kenntnis des  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes des Gesteins ( $\delta^{13}\text{C}^*$ ) bestimmt werden:

$$\textcircled{6} \quad D_C = \frac{mC_X}{mC_Y} \cdot (\delta^{13}\text{C}_X - \delta^{13}\text{C}^*) + \delta^{13}\text{C}^* - \delta^{13}\text{C}_X$$

$$\textcircled{7} \quad D_D = \delta^{13}\text{C}_Y - \left[ \frac{mC_X}{mC_Y} (\delta^{13}\text{C}_X - \delta^{13}\text{C}^*) + \delta^{13}\text{C}^* \right]$$

(wobei  $D_D + D_C = \delta^{13}\text{C}_Y - \delta^{13}\text{C}_X = \Delta \delta^{13}\text{C}_{(D+C)}$ )

## 5.3 Zur Grössenordnung eventueller Diffusions/Sorptionsprozesse

Im Moment sind noch keine gesicherten Werte bekannt und es können höchstens erste Werte zur Grössenordnung (bestimmt

an einem einzigen Grundwasserleiter durch Eichung mit der durch die  $^{39}\text{Ar}$ -Methode bestimmten Verweilzeiten) angegeben werden:

$^{14}\text{C}$  :  $D = 0,020$  bis  $0,023$  % /Jahr ( $t_x$  zwischen 25-235 J.  
 $t_y = 235-450$  J.)  
 $0,015$  bis  $0,016$  % /Jahr ( $t_x$  zwischen 25-235 J.  
 $t_y = 1170$  J.)

$^{13}\text{C}$ :  $D_D$  : Da keine gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gesteine der betreffenden Grundwasserleiter vorliegen, im Moment noch nicht bestimmbar.

(beide Grössen  $D$  und  $D_D$  sind von der Dauer des Zeitabschnitts  $\Delta t$  und vom Startpunkt  $t_x$  abhängig)

Wie auch die ersten Ergebnisse theoretischer Arbeiten kombiniert mit Laborexperimenten (bei Prof. P. Fritz, University of Waterloo) zeigen, sind solche Einflüsse (Isotopic exchange), welche eine Aenderung der Konzentration der Kohlenstoffisotope bewirken, vorhanden.

Es sollte deshalb bei der Interpretation der Ergebnisse von  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen dieser Aspekt, welcher eine zusätzliche Unsicherheit in der Bestimmung der Verweilzeiten bewirkt, beachtet werden, wobei weitere Versuche zur theoretischen und praktischen Abschätzung notwendig sind.

## 6. Literaturverzeichnis

---

- ETZWEILER A. (1980):  $^{85}\text{Kr}$  als radioaktiver Tracer in der Hydrosphäre. Lizentiatsarbeit an der Universität Bern, unpubliziert.
- EVANS G.V., BATH A.H. (1981): Ground Water Dating by Carbon-14 Measurements - IAEA Working Report "Comparison of methods for "age" determination of groundwater based on decay of long-lived radioisotopes", IAEA, Vienna.
- FRITZ P., FONTES J.CH. (1980): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry - Volume 1, A-Elsevier, Amsterdam.
- LEVIN I., MUENNICH K.O., WEISS W. (1980): The Effect of Anthropogenic  $\text{CO}_2$  and  $^{14}\text{C}$  Sources on the Distribution of  $^{14}\text{C}$  in the Atmosphere - Radiocarbon, Vol. 22. No 2.
- NYDAL R., LOEVSETH K., SKOGSETH F. (1980): Transfer of Bomb  $^{14}\text{C}$  to the Ocean Surface - Radiocarbon, Vol. 22 No 3.
- PERRET J., PRIMAULT B., STREHLER H. (1975): Répertoire des valeurs mensuelles et annuelles des évaporations et températures du sol relevées en Suisse (1951-1974) - Arbeitsberichte der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.
- PLUMMER L.N., JONES B.F., TRUESDELL A.H. (1976) WATEQF-A FORTRAN IV Version of WATEQ, a computer Program for Calculating Chemical Equilibrium of Natural Waters - Water - resources - Investigations 76-13-U.S. Geological Survey.
- REARDON E.J., FRITZ P. (1978): Computer Modelling of Groundwater  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  Isotope compositions - Journal of Hydrology, 36, pp 201-224.
- SIEGENTHALER U., OESCHGER H., TONGIORGI E. (1970): Tritium and Oxygen 18 in natural water samples from Switzerland - Isotope Hydrology, IAEA Vienna.
- SIEGENTHALER U. (1972): Bestimmung der Verweildauer von Grundwasser im Boden mit radioaktiven Umweltisotopen ( $^{14}\text{C}$ , Tritium) - Gas-Wasser Abwasser, Nr. 9.
- SIEGENTHALER U., SCHOTTERER U. (1977): Hydrologische Anwendungen von Isotopenmessungen in der Schweiz - Gas-Wasser-Abwasser, Nr. 7.
- SIEGENTHALER U., OESCHGER H. (1980): Correlation of  $^{18}\text{O}$  in precipitation with temperature and altitude - Nature, Vol. 285, No. 5763, pp. 314-417.
- WIGLEY T.M.L. (1975): Carbon 14 Dating of Groundwater From Closed and Open Systems - Water Resources Research, Vol. 11, No. 2, 1975.
- WIGLEY T.M.L. (1976): Effect of mineral precipitation on isotopic composition and  $^{14}\text{C}$  dating of Groundwater - Nature, Vol 263, pp. 219-221.
- WIGLEY T.M.L., PLUMMER L.N., PEARSON F.J. (1978): Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems - Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 42. pp 1117-1139.



## DIE KLUFTRAKIERUNG - EINE ANWENDUNG DER MARKIERUNGSTECHNIK ZUR ERMITTLUNG VON DURCHLÄSSIGKEITSEIGENSCHAFTEN KLÜFTIGER GESTEINE

---

Heinz Hötzl, Friedhelm Metzler und Peter Rothengatter  
Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe

Abstract: JOINT TRACING - AN APPLICATION OF THE TRACER TECHNIQUE  
IN THE DETECTION OF PERMEABILITY CHARACTERISTICS OF  
JOINTED ROCKS.

The knowledge of the geometry and distribution of joints used by the water is of particular importance for the solution of problems arising in the fields of engineering geology and also in hydraulic calculations of joint aquifers. By slightly modifying the conventional tracer techniques a method has been developed which provides information on the joint sets important to the permeability, on the tightness and spatial dimensions of the various waterpaths, and on the hydraulically acting joint body.

### 1. Definition und Problemstellung

Unter der Kluftrarkierung verstehen wir eine Variante der herkömmlichen Tracertechnik. Im Sinne der Bezeichnung ist damit die Markierung von Klüften gemeint, und zwar von Klüften, die vom unterirdischen Wasser als Abflußwege benutzt werden und daher für die Durchlässigkeit eines klüftigen Gesteinskörpers maßgeblich sind.

Bei den herkömmlichen Markierungsversuchen liegt im Gegensatz dazu das Hauptaugenmerk auf der Markierung des Wassers selbst. Damit soll es an den Wiederaustritten oder in Grundwasserbeobachtungsstellen identifizierbar sein. Aus der Lage und der Zeit des Wiederaustrittes bzw. des beobachteten Durchganges in bezug zur Eingabe werden Aussagen über die generelle Abflußrichtung, die Abstandsgeschwindigkeit und das Fließverhalten im Untergrund abgeleitet. Über die tatsächlich benutzten Wasserwege können in der Regel jedoch keine oder nur sehr allgemeine Angaben gemacht werden.

Bei großräumigen hydrologischen Untersuchungen ist die Frage der im einzelnen benutzten Wasserwege von geringerer Bedeutung. Dies gilt generell auch für die Untersuchungen im Porengrundwasserleiter, wo in dem meist annähernd isotrop verteilten Porenraum das Ausbreitungsverhalten nicht von einzelnen Porenkanälen sondern von den übergeordneten hydraulischen Bedingungen bestimmt wird. Anders ist dies bei Kluftgrundwasserleitern, wo im Hinblick auf die Durchlässigkeit analog der Raumverteilung wasserführender Klüfte ein extrem anisotropes Verhalten vorliegen kann.

Zur Charakterisierung der Durchlässigkeitseigenschaften eines Kluftaquifers sind daher Angaben über die Wasserwegigkeit der einzelnen Klüfte bzw. Kluftscharen sowie Angaben über die Häufigkeit und über die Raumstellung der wasserführenden Klüfte erforderlich. Genauere Aussagen dazu sind erst durch eine sehr aufwendige Detailuntersuchung der spezifisch hydraulischen Eigenschaften des Trennflächengefüges möglich. Selbst unter günstigen Aufschlußverhältnissen ist es nicht leicht, eine Bewertung der Wasserwegigkeit einzelner Kluftsysteme herauszuarbeiten. Die dafür wichtigen Kluftseigenschaften - wie Öffnungsweite, Kluftwandrauigkeit, Durchtrennungsgrad und Kluftverfüllung - können entweder in den meist nur zweidimensionalen Schnitten meßtechnisch nicht erfaßt werden oder sind durch oberflächennahe Entspannung verändert.

Die Kluftmarkierung zeigt auf, welche Klüfte überhaupt, welche Kluftichtung, mit welcher flächenhaften Ausdehnung und in welcher räumlichen Dichte sie Wasser aufzunehmen in der Lage sind.

Sie ermöglicht eine verbesserte hydraulische Gefügeansprache. Selbst wenn damit so wichtige Parameter wie die Öffnungsweite oder die Kluftrauhigkeit, die in den hydraulischen Berechnungsansätzen, z.B. von LOUIS C. (1967) und RISSLER P. (1978), verwendet werden, nicht zu quantifizieren sind, so kann die Kluftmarkierung doch zu einer besseren Beurteilungsmöglichkeit der Gebirgsdurchlässigkeit beitragen.

## 2. Verfahrensgang

Voraussetzung für die Durchführung von Kluftmarkierungen sind Felsanschnitte, auf denen die Auswirkungen einer solchen Farbeingabe beobachtet und ausgewertet werden können. Mit Vorteil kann sie dort eingesetzt werden, wo z.B. im Zusammenhang mit der Problemstellung eine an die Markierung anschließende Freilegung oder auch Abtragung des Felsgesteins vorgenommen wird. Dies wird häufig bei ingenieurgeologischen Aufgabenstellungen der Fall sein.

Der Kluftmarkierungsversuch erfolgt in der Regel im Bereich der ungesättigten Zone. Direktversuche im Grundwasser werden aus Gründen der Aufschlußverhältnisse und der Zugänglichkeit meist nicht möglich sein. Für die Versuchsdurchführung ist es wesentlich, daß nach der Tracereingabe und dem damit zusammenhängenden Sicker- und Fließvorgang die vom Wasser benutzten Klüfte erkenntlich bleiben. Daher werden für die Markierung stark adsorptive Farbstoffe benutzt. Bewährt haben sich Rhodamin, Methylenblau und Astra-Diamantgrün.

Die Eingabe erfolgt entweder flächenhaft über einen Sickerschlitz bzw. eine Sickergrube oder punktuell z.B. über ein Bohrloch. Die Eingabestelle ist so zu wählen, daß bei einer mehr oder minder kegelförmigen Ausbreitung des gefärbten Wassers nach der Tiefe der zur Verfügung stehende Beobachtungsbereich von der Sickerfront betroffen wird.

Die Beobachtung und statistische Auswertung kann je nach den Aufschlußmöglichkeiten an der anstehenden bzw. freizulegenden Felswand oder an den bei der Abtragung und Absprengung anfallenden Bruchkörpern vorgenommen werden. Bei einzelnen Kluft-

markierungsversuchen werden weder an der anstehenden Felswand, noch an den gegebenenfalls nachträglich freigelegten Flächen genügend markierte Klüfte zu erkennen sein, um eine repräsentative richtungsstatistische Auswertung durchzuführen. Ist der Ausbreitungsbereich der Markierung zumindest teilweise von der Abtragung bzw. Absprengung erfaßt, kann eine Bruchkörperstatistik weiterhelfen.

Die statistische Auswertung der Bruchkörper dient einerseits zur richtungsgemäßen Rückorientierung der gefärbten Bruchflächen, andererseits auch zur Bestimmung des hydrodynamisch wirksamen Kluftkörpers. Dieser Auswertung sind jedoch Grenzen gesetzt, da eine eindeutige Zuordnung der Bruchkörper zu den Klüften des anstehenden Gesteins im allgemeinen nur bei Vorliegen von bis zu maximal 3 Hauptklufttrichtungen möglich ist. Die Zuordnung setzt eine detaillierte Gefügebildung des Anstehenden voraus, damit Hauptklufttrichtungen, Kluftbeläge, Kluftabstände und Klufttrauhigkeiten zur Identifikation der Bruchkörperflächen bekannt sind.

Zur näheren Erläuterung der Kluftmarkierung werden nachfolgend zwei Untersuchungsbeispiele mit unterschiedlicher Versuchsdurchführung beschrieben.

### 3. Richtungsstatistische Auswertung der Kluftmarkierung an Felsanschnitten

Im Rahmen eines Untersuchungsprogrammes zur Charakterisierung der Durchlässigkeitseigenschaften aufgelockerter Granite wurde zur Ermittlung der vom Wasser benutzten Trennfugen auch das Verfahren der Kluftmarkierung mit Hilfe verschiedener Farbtracer angewandt. Zur Kennzeichnung des in den untersuchten Aufschlüssen vorhandenen Gefügebildungsinventars wurden neben der Erfassung der Hauptklufttrichtungen, des Durchtrennungsgrades sowie der räumlichen Erstreckung von Einzelklüften und der genetischen Ansprache insbesondere die verschiedenartigen Kluftbeläge und Kluftfüllungen richtungsstatistisch ausgewertet.

Die Durchführung der anschließend vorgenommenen Kluftmarkierungsversuche erfolgte im wesentlichen über 6 m tiefe Sprengbohrlöcher, daneben auch über zusätzlich gebohrte Einspeisbohrungen (Fig. 1).

Zur Abklärung der Wasseraufnahmefähigkeit der einzelnen Bohrungen erfolgten vor der eigentlichen Farbmarkierung Versickerungsversuche mit ungefärbtem Wasser. Diese wurden hauptsächlich mit konstanter Druckhöhe, in wenigen Fällen mit fallender Druckhöhe ausgeführt. Die Versickerungsraten lagen zwischen 0.001 l/min·m und 10 l/min·m. Entsprechend der ermittelten Aufnahmemengen aus den Versickerungsversuchen wurden nun Farblösungen mit konstanter Druckhöhe in die jeweiligen Einspeisbohr-

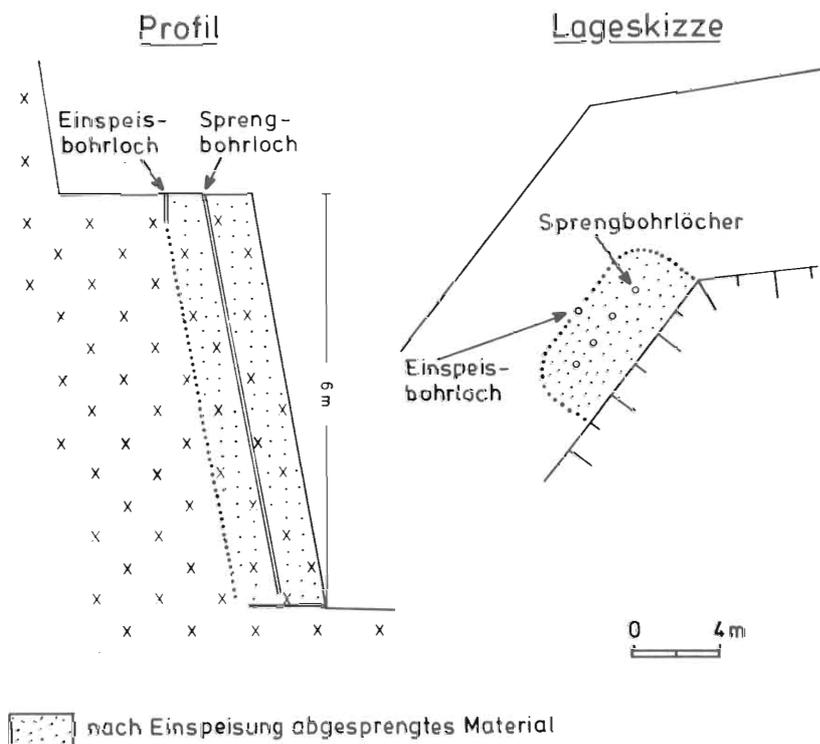


Fig. 1 Schematische Versuchsanordnung für die Kluftmarkierung  
 Schema of the joint tracing experiment.

löcher eingegeben. Die Versuchsdauer im Bohrloch mit der maximal festgestellten Aufnahmemenge von 10 l/min.m betrug 30 Minuten. Dabei wurde eine Menge von 500 g Rhodamin gelöst in 1 m<sup>3</sup> Wasser versickert, was einer Verdünnung von  $5 \times 10^{-4}$  entspricht. In einem weiteren Färbeversuch wurden die drei Farbstoffe Rhodamin, Methylenblau und Eosin gleichzeitig über drei verschiedene Einspeisbohrlöcher in den Untergrund eingegeben, wobei der Versuch nach ca. zwei Stunden abgeschlossen war. Die Eingabemengen wurden entsprechend den aus den Vorversuchen ermittelten Wasseraufnahmen variiert. Die zugesetzten Farbstoff- und Eingabewassermengen sowie die Versuchszeiten betragen im einzelnen:

Bohrloch 1:	Rhodamin	100 g / 55 l / 2,5 Std.
2:	Methylenblau	85 g / 55 l / 2,25 Std.
3:	Eosin	100 g / 55 l / 2,0 Std.

Aufgrund der Aufschlußverhältnisse konnten schon während der Eingaben Farbaustritte über Klüfte und Haarrisie direkt an den 6 m hohen Abbauwänden beobachtet werden. Es zeigte sich, daß die ersten Farbaustritte meist punktuell über Haarrisie auf größeren Klüften auftraten, um dort infolge der Vorflutwirkung abzufließen. Bedingt durch die auffällige Färbung der Kluftoberflächen konnten die vom Wasser benutzten Trennfugen geologisch eingemessen und somit bevorzugte Wasserwege kartiert werden. Nach Beendigung der Farbmarkierungsversuche wurde die Steinbruchwand abgesprengt und die gefärbten Klüfte in der Ausbreitungswolke zur Tiefe des Gesteinskörpers hin aufgenommen. Die dabei gewonnenen Gefügedaten wurden zusammen mit den zuvor ermittelten Streichwerten richtungsstatistisch ausgewertet. In Fig. 2 ist das Ergebnis eines Kluftmarkierungsversuchs dargestellt. Hieraus ist ersichtlich, daß von den aus der Kluftaufnahme bekannten Hauptkluftrichtungen die Streichrichtungen  $25^{\circ}$  und  $140^{\circ}$  bevorzugt als Wasserwege genutzt wurden und somit für das Durchlässigkeitsverhalten innerhalb dieses klüftigen Gesteinskörpers von ausschlaggebender Bedeutung sind.



Fig. 2 Ergebnis einer Kluftmarkierung. In dem Ring ist die Häufigkeit der gefärbten Kluftflächen richtungsabhängig in % aller gefärbten Flächen aufgetragen (Innenkreis = 0 %, Außenkreis = 40 %). Ergänzend ist dazu die asymmetrische Gefügerose in der Segmentdarstellung wiedergegeben.

Results of joint tracing. The circle shows the frequency of the colored joints in the different directions together with the asymmetrical joint diagram.

#### 4. Bruchkörperstatistische Auswertung von Klufftmarkierungen

Für die statistische Auswertung von Bruchkörpern wird zunächst im anstehenden Gebirge eine mittlere Klufftkörpergröße bestimmt. Dazu können mehrere Methoden, z.B. nach MÜLLER L. (1950), DITTRICH E. (1970) oder RICHTER H. Ch. et al. (1976) angewandt werden. Für einen im Rahmen der Durchlässigkeitsuntersuchungen von aufgelockerten Graniten untersuchten Gesteinskörper wurden für die Hauptklufftrichtungen beispielsweise folgende Werte bestimmt: 33 x 23 x 17 cm. Die charakteristische Raumstellung des Klufftkörpers wurde nach PACHER F. (1954) in der Lagenkugel dargestellt (Fig. 3).

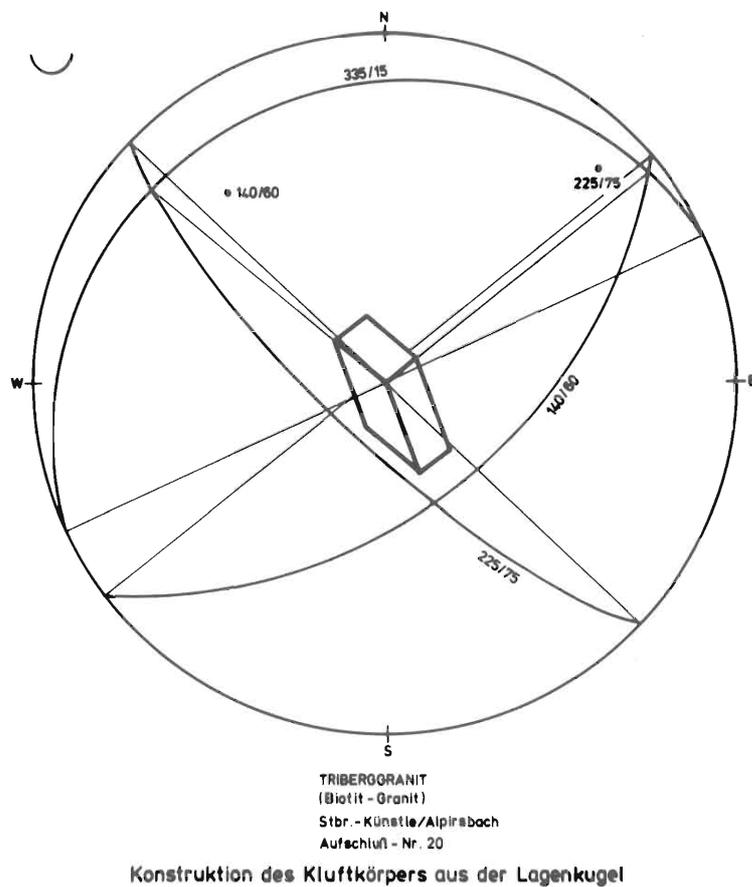


Fig. 3 Raumstellung und Form des typischen Klufftkörpers  
Orientation and shape of the typical joint body

Bei der Untersuchung der Bruchkörper an dem Sprengschutt muß gesichert sein, daß sich die Bruchkörper durch die Sprengwirkung nicht allzusehr verändert haben, damit eine direkte Vergleichbarkeit gegeben ist. Außerdem muß gewährleistet sein, daß die gefärbten Bruchkörper einen repräsentativen Querschnitt aus dem Sprengschutt darstellen. Deshalb wurde in Anlehnung an DITTRICH E. (1970) ein Klassifikationsschema entwickelt, um die Kluft- und die Bruchkörper vergleichen zu können (Fig. 4).

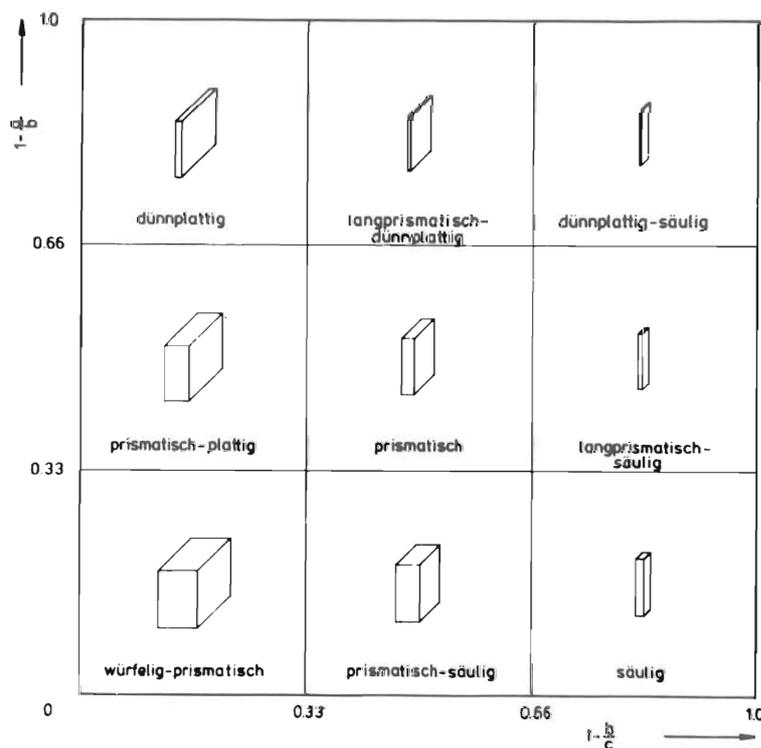


Fig. 4 Klassifikationsschema zur Untersuchung der Kluft- und Bruchkörperformen

Classification of the shape of the joint- and fracture bordered bodies.

Wie Tabelle 1 zeigt, kann davon ausgegangen werden, daß in den untersuchten Beispielen Bruchkörper durch das Absprengen in ihrer Form nicht allzusehr verändert werden und daß die gefärb-

ten Bruchkörper in ihrer Form von der Gesamtheit der Bruchkörper sich nicht unterscheiden.

Tab. 1: Verteilung der Kluftkörper und der Bruchkörper auf die einzelnen Klassen des Klassifikationsschemas.

Habitus	anstehende Kluftkörper	ungefärbte Bruchkörper	gefärbte Bruchkörper
dünnplattig	14,3 %	10,8 %	8,2 %
langprismat.-dünnpl.	1,0 %	2,7 %	2,0 %
dünnpl.-säulig	0,6 %	0,5 %	0
prismat.-plattig	29,0 %	37,3 %	25,0 %
prismatisch	13,3 %	18,6 %	10,7 %
langprismat.-säulig	1,0 %	0,5 %	0
würfelig-prismat.	17,0 %	17,7 %	19,9 %
prismat.-säulig	17,6 %	13,6 %	33,2 %
säulig	2,0 %	1,4 %	1,0 %

Die Auswertung der Kantenlängen erbrachte für Kluft- und Bruchkörper folgende Mittelwerte:

Kluftkörper (aus mittleren Kluftabständen im anstehenden Gestein)	33 x 23 x 17 cm
ungefärbte Bruchkörper	12 x 8 x 5 cm
gefärbte Bruchkörper (eine oder mehrere gefärbte Seitenflächen)	11 x 7 x 5 cm

Die Größenunterschiede zwischen Kluftkörpern und Bruchkörpern sind hier zu einem wesentlichen Teil dadurch bedingt, daß feinste Haarrisse, die, wie die Kluftmarkierungen gezeigt haben, bereits hydrodynamisch wirksam sind, bei der Kluftkörpererfassung im anstehenden Fels nicht berücksichtigt werden.

Über die mittleren Abstände wasserführender Klüfte im anstehenden Fels wird der für Modellberechnungen wichtige "mittlere hydrodynamisch wirksame Kluftkörper" bestimmt. Bei Wasserwegigkeit aller Klüfte ist er ident mit dem mittleren Kluftkörper. In der Regel wird er jedoch sowohl in der Größe als auch Form von diesem

mehr oder minder stark abweichen (MEIER G., 1978). Auch über die Bruchkörperstatistik ist es möglich, diesen mittleren hydrodynamisch wirksamen Kluftkörper zu bestimmen. Durch Auswertung von Bruchkörpern mit jeweils zwei parallel angeordneten gefärbten Flächen werden zunächst die Kantenverhältnisse ermittelt. Im Mittel betragen sie für den angeführten Granit 8 : 9 : 4 (cm). Die mittlere Größe wird dann über die Häufigkeitsverteilung aus dem Verhältnis Gesamtzahl gefärbter Bruchkörper zur Zahl der zweiseitig gefärbten Bruchkörper errechnet.

Mit ein Ziel der Bruchkörperstatistik ist die Zuordnung der gefärbten Bruchkörperflächen zu den Hauptkluftrichtungen. Voraussetzung dafür ist, wie schon einleitend angeführt wurde, daß der Habitus der Bruchkörper gegenüber den Kluftkörpern nicht verändert ist und daß eine statistisch repräsentative Auswahl von gefärbten Bruchkörpern vorliegt. Von Vorteil für die Identifizierung der Hauptkluftrichtungen erweist es sich, wenn die von den einzelnen Flächenscharen eingeschlossenen Winkeln charakteristisch voneinander abweichen. Für die richtungsabhängige Auswertung entnimmt man dem anstehenden Fels einen Modellkluftkörper, dessen Begrenzungsflächen von den Hauptklüften gebildet werden. Die Bruchkörper werden nun nach dem Modellkörper orientiert, so daß eine Zuordnung der einzelnen gefärbten Flächen zu den Hauptkluftrichtungen möglich ist.

In der Fig. 5 ist das Ergebnis einer solchen Auswertung dargestellt. Während von der Klufthäufigkeit her die  $30^{\circ}$  und  $310^{\circ}$  - Richtungen dominant sind, ist die weitaus größere Zahl der gefärbten Klüfte (40 %) an die  $220^{\circ}$  - Richtung gebunden. Sie ist daher für die Wasserwegigkeit im untersuchten Gesteinskörper bestimmend.

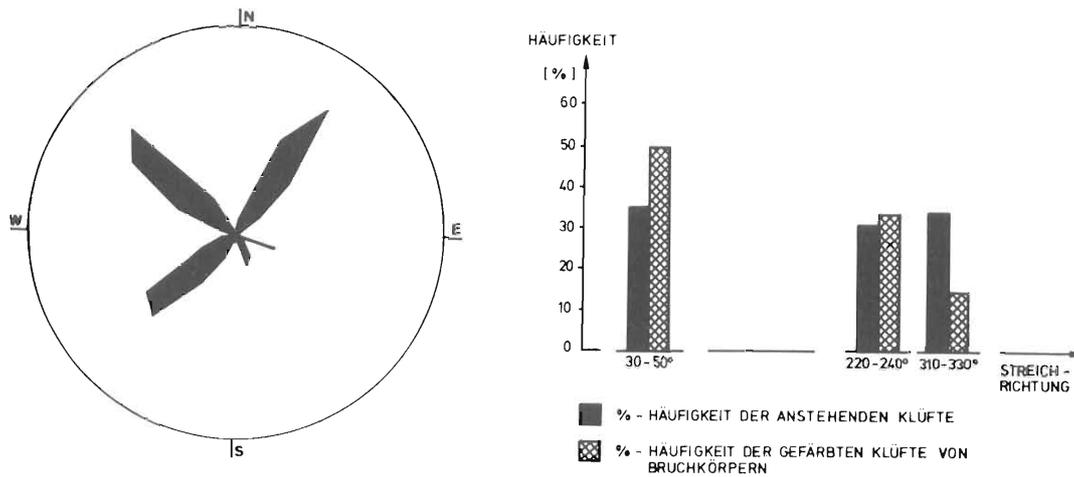


Fig. 5: Häufigkeit der drei Hauptkluftrichtungen mit Zuordnung von gefärbten Flächen (= wasserwegige Klüfte) aus der Bruchkörperuntersuchung.

Frequency of the three directions of the major joint sets compared to the colored joint planes from measurements of fracture bordered rock bodies.

## 5. Zusammenfassung

Die Klufmarkierung stellt eine Anwendung der Tracertechnik dar, die bei der Ermittlung von Durchlässigkeitseigenschaften eines Trennflächengefüges wertvolle Hilfe leistet. Bei diesem Verfahren wird die sonst so wenig geschätzte Adsorption von Farbstoffen genutzt, um die vom Wasser benutzten Klüfte zu kennzeichnen. Durch statistische Auswertung der gefärbten Klüfte im Anstehen- den bzw. durch Auswertung von Bruchkörpern können Angaben über die Wasserwegigkeit bedeutender Klufscharen, über Dichte und räumliche Erstreckung der einzelnen Wasserwege sowie über den hydrodynamisch wirksamen Klufkörper ermittelt werden.

Die Durchführung setzt gewisse Aufschlußverhältnisse voraus. Empfohlen wird die Anwendung insbesondere im Rahmen geotechnischer Fragestellungen, wie bei Problemen der hydrodynamischen Belastung von Felskörpern und der Untergrundabdichtung, sowie im Rahmen der Klufwassernutzung zur Abklärung fassungstech-

nischer Maßnahmen oder Fragen des Grundwasserschutzes.

## 6. Literaturverzeichnis

DITTRICH E. (1970): Beobachtungen über den Kluftkörper - Bergakademie, 22, H.3, 151 - 160, Jena.

LOUIS C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. Diss. Universität Karlsruhe.

MEIER G. (1978): Zum Problem der hydrodynamisch wirksamen Trennflächen - Freiburger Forsch. Hefte, A. 597, 1 - 57.

MÜLLER L. (1950): Der Kluftkörper - Geologie und Bauwesen, 18, 52 - 60, Wien.

PACHER F. (1954): Konstruktion des Kluftkörpers - Geologie und Bauwesen, 21, 87 - 89, Wien - New York.

RICHTER H.CH., MOLEK H., REUTER F. (1976): Methodische Probleme bei der Ermittlung strukturgeologischer Primärdaten im Fels und ihrer Weiterverarbeitung zu statistischen Kenngrößen des Gesteinsverbandes - Z. Angewandte Geologie, 22, H. 5, 238 - 243, Berlin.

RISSLER P. (1977): Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von klüftigem Fels - Veröffentlichung des Inst. für Grundbau, Bodenm., Felsm. und Verkehrswasserbau, H.5, Aachen.



NEW MATHEMATICAL MODELS FOR THE INTERPRETATION OF ENVIRONMENTAL  
TRACERS IN GROUNDWATERS AND THE COMBINED USE OF TRITIUM, C-14,  
Kr-85, He-3, AND FREON-11 FOR GROUNDWATER STUDIES

J. Grabczak<sup>1)</sup>, A. Zuber<sup>2)</sup>, P. Maloszewski<sup>2)</sup>, K. Rozanski<sup>1)</sup>,  
W. Weiss<sup>3)</sup>, and I. Sliwka<sup>2)</sup>

- 1) Institute of Nuclear Physics and Techniques, Academy of Mining and Metallurgy, Cracow, Poland
- 2) Institute of Nuclear Physics, Cracow, Poland
- 3) Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg, Heidelberg, W. Germany

Abstract: Experimental data of environmental groundwater tracers, e.g., tritium, C-14, Kr-85, He-3, and freon-11 available from several groundwater systems in Poland are presented. Interpretation of the data is by a new type of models. The combined use of these tracers for groundwater studies and in particular the combined use of tritium and of tritiogenic helium-3 is discussed. It is shown that the combined use of these tracers due to the differences in their input functions to the groundwater systems gives constraint to the model parameters and thus extends the reliability of the model interpretations. The examples available indicate on the other hand that the concentrations of gaseous tracers (Kr-85, He-3, freon) can be affected by gaseous diffusion through the unsaturated zone.

The quantitative interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems usually involves the use of lumped parameter models which are often called black-box models. In such models the spatial variations of the parameters are ignored and the various properties of the systems are considered to be homogeneous throughout the system. For a constant flow rate through a system of constant volume eq.(1) relates the in-

put and the output concentrations of environmental tracers:

$$C(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t - t') g(t') \exp(-\lambda t') dt', \quad (1)$$

where  $C(t)$  and  $C_{in}(t)$  are the output and the input tracer concentrations respectively, and  $g(t')$  is the so-called weighting function, which describes the distribution of transit times ( $t'$ ) through the system. In the case of freon-11 eq. 1 applies with  $\lambda = 0$  (e.g. no sink within the groundwater system). In the case of tritiogenic helium-3 eq.(1) reads:

$$4.01 \cdot 10^{14} C_{He}(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t - t') [1 - \exp(-\lambda t')] g(t') dt' \quad (2)$$

$C_{in}(t)$  : tritium input concentration in T.U. (tritium unit),

$C_{He}(t)$  : tritiogenic He-3 concentration in  $\text{cm}^3$  STP per gram of water, and

$\lambda$  : decay constant of tritium.

A given model of the system is described by the type of the weighting function and by the numerical values of its parameters. The most commonly used models are the exponential model (EM), the piston flow model (PFM), and a simplified version of the dispersion model called the binomial model.

Maloszewski and Zuber (1) introduced several new models, among them a model combining properties of the PFM and EM and improved dispersion models based on solutions to the dispersion equation, which more adequately describe the initial and boundary conditions than the commonly used solution. These authors also showed the applicability of the new models and their superiority to another approach, based on multibox models, also called the finite state mixing-cell models (FSM). The new models are characterized by two main parameters. In the case of the combined exponential and piston flow model (EPM) the turnover time ( $T$ ) and the ratio of the total volume to the volume with the exponential distribution of transit times ( $\eta = V_{tot}/V_{exp}$ ) are the basic parameters. In the case of the

dispersion model the parameters are given by the turnover time and the dispersion parameter ( $D/vx$ ). However in some cases it is necessary to introduce an additional parameter  $\beta$  which denotes the non-spiked fraction of the total flow rate. In other words it takes into account the possibility of admixtures of "older" water without a given environmental tracer to the system. The combined tritium/He-3 technique requires another parameter  $\alpha$  which characterizes the relative contribution of summer precipitation to the total infiltration. Within this work  $\alpha$  was assumed to be 0.05, which means that the summer infiltration was assumed to be 5 % the total.

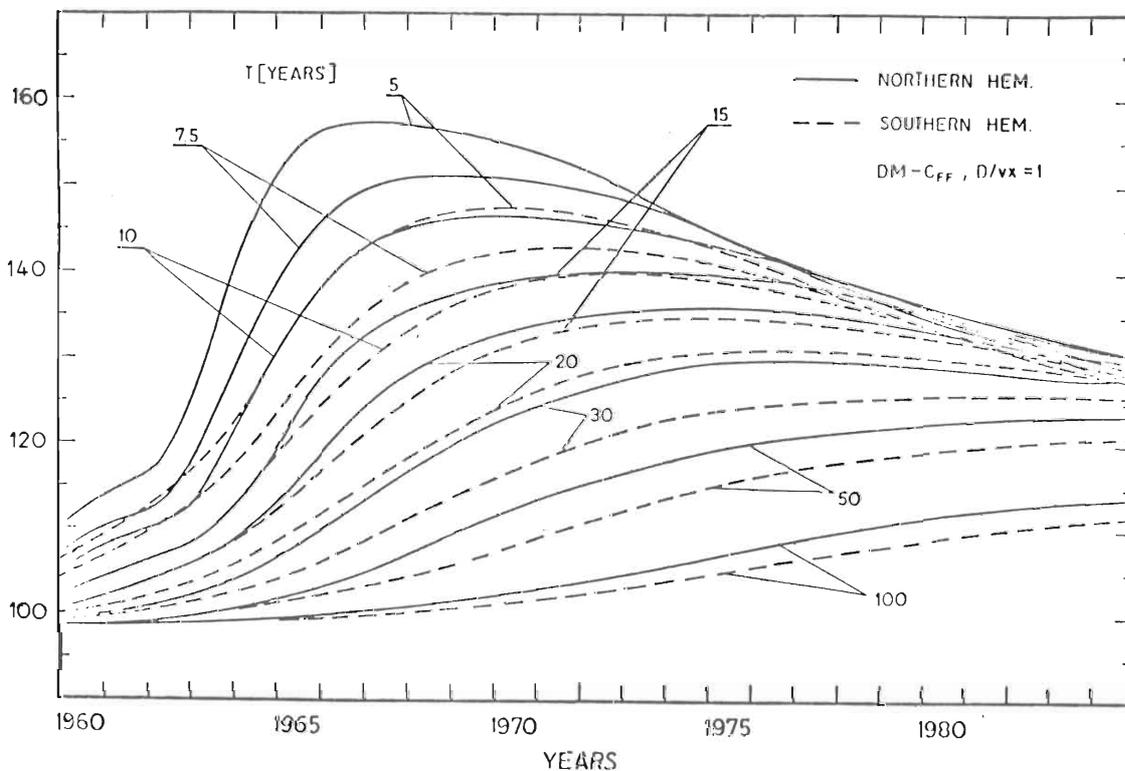


Fig. 1 Theoretical output time curves of C-14 calculated by the dispersion model ( $D/vx$ ) = 1 (cf. 2). The turnover time is the parameter of the curves. Calculations performed without the correction for carbon hydrochemistry, which means that the experimental data have to be corrected in order to compare them with the theoretical values.

From the above discussion it is obvious that even in the simplest cases two to four fitting parameters have to be used in order to solve the inverse problem, i.e., to find the parameters of the groundwater system from the known input and out-

put concentrations. Direct solutions, i.e., output concentrations calculated for known input concentrations and assumed parameters, are useful for estimating the potential of a given tracer, for planning the sampling schedule, and finally for obtaining the approximate solutions of the inverse problem. Calculated output concentration time curves for tritium, C-14, Kr-85 (2), tritiogenic He-3 (3), and freon-11 (4) are available. In the case of tritium and of He-3 the calculations represent the isotope climatic situation of Eastern Europe. Time curves obtained for other tracers are of general applicability in our latitudes. From these results it becomes obvious that each of these tracers can yield unambiguous results only under favourable conditions. Figs 1 to 3 illustrate this: it is obvious that different models may yield the same output concentrations and similar time changes of the concentrations. The situation may become even more complicated if mixing of different waters takes place (e.g.  $\beta \neq 0$ ).

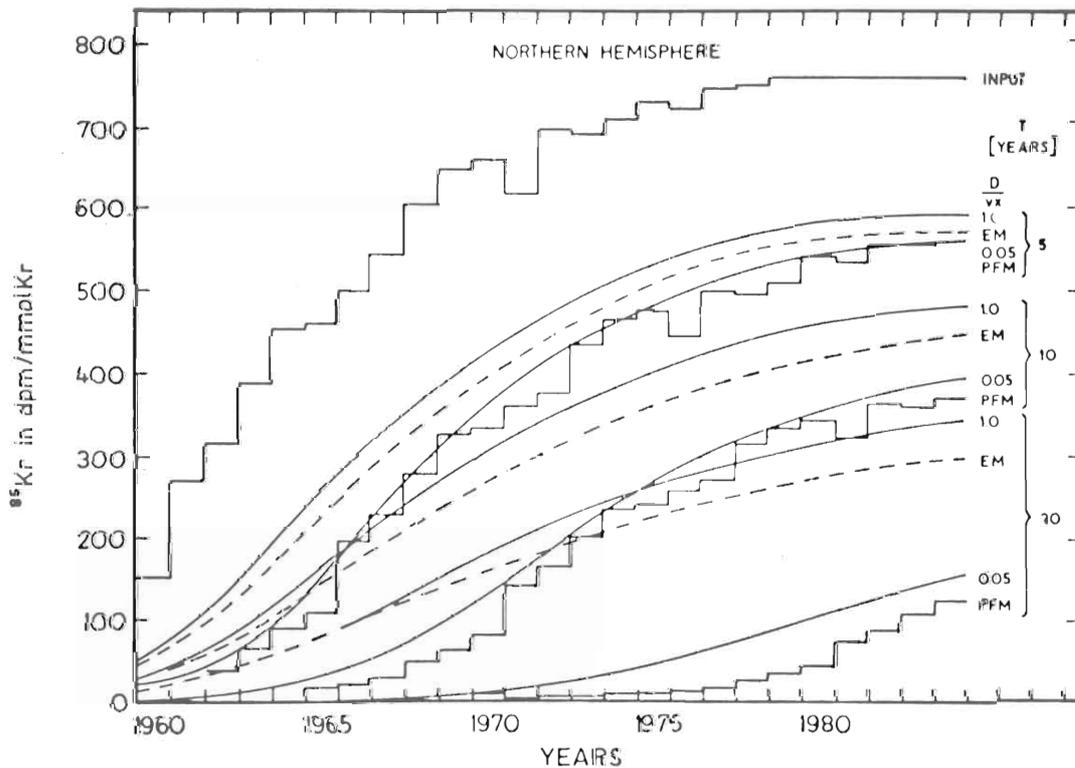


Fig. 2 Time curve of the atmospheric Kr-85 concentration and examples of the output concentration obtained by several models (EM - exponential model, D/vx - dispersion parameter for the dispersion model).

The quantitative interpretation of the distribution of different tracers should lead to less ambiguous results. Such interpretations may also serve as a check of a given method. Several examples of this kind will be discussed in the following. They are based on observations of tritium and C-14 available over a period of a few years and on preliminary measurements of Kr-85, He-3, and freon-11.

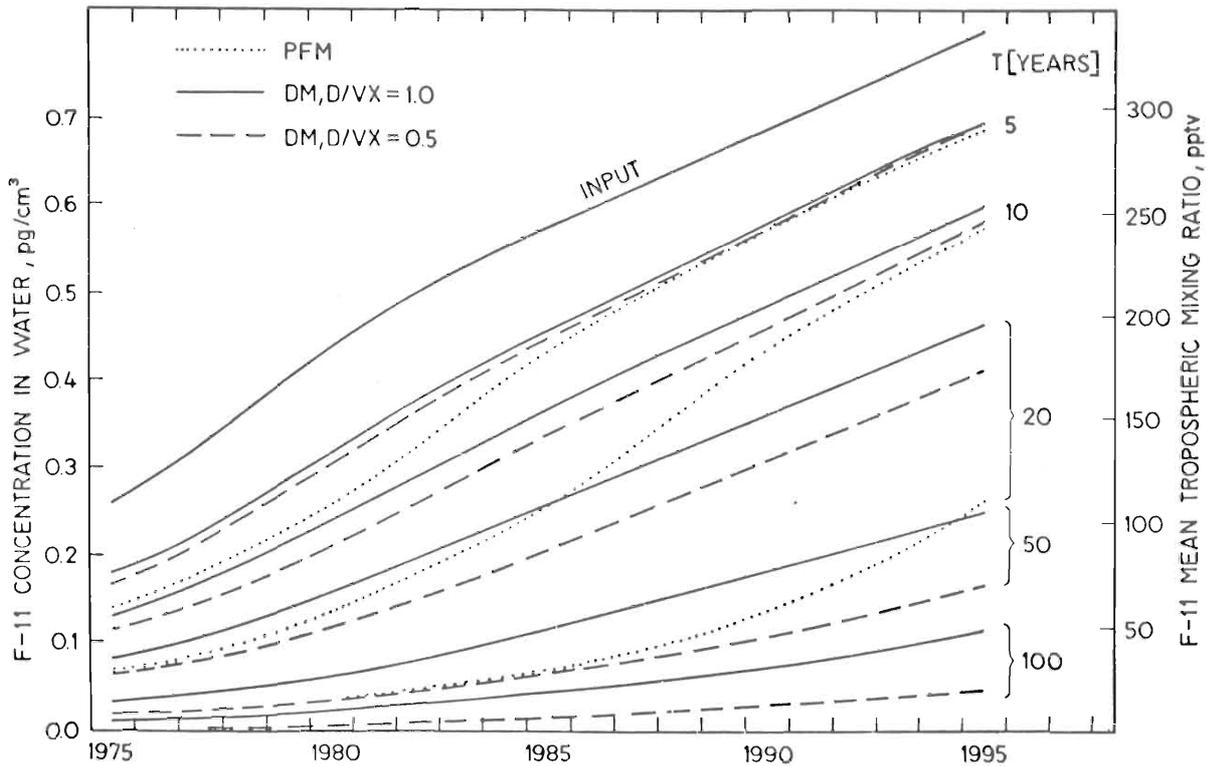


Fig. 3 Predicted mean northern hemispheric mixing ratio of freon-11 (pptv) and estimated output concentrations (pg/cc) for the piston flow model (PFM) and the dispersion model (DM). The calculations were based on the assumption of solubility equilibrium in fresh water at 10° C (4).

Fig. 4 shows tritium data observed in several pumping wells situated in a sandy aquifer which is covered by a 10m-thick loess layer. Models that had been calibrated with tritium were used for the prediction of the concentrations of C-14, Kr-85, He-3, and freon-11. Table 1 compares the estimated with the measured concentrations. The best agreement is obtained for C-14. In the case of a sandy aquifer, the simple model of the hydrochemical correction probably worked satis-

factority. It is very interesting, that for gaseous tracers, i.e., Kr-85, He-3, and freon-11 large discrepancies between the measured and the expected values are observed. These discrepancies are believed to be due to the diffusion of the gaseous tracers in the unsaturated zone. The turnover time of this system which is of the order of 25 years (Fig. 4) is primarily controlled by the slow passage of water through the thick unsaturated loess cover whereas the gaseous tracers (Kr-85 and freon-11) shortcut this unsaturated zone. In the case of He-3 the same effect works into the opposite direction: a considerable fraction of the tritiogenic He-3 is lost during passage through the unsaturated zone and the system becomes quasi-closed only after the groundwater table has been reached.

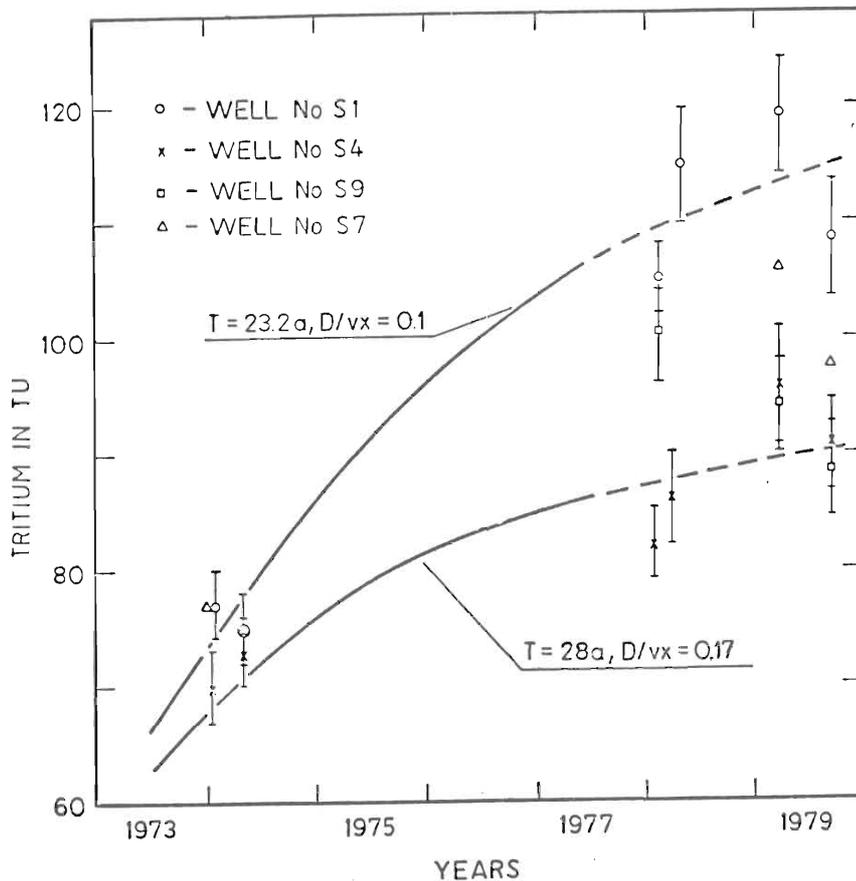


Fig. 4 Tritium concentrations in pumping wells in Nowa Huta (2, 5) and a best fit of the data by the dispersion model. Parameters obtained for the best fit of the data were used in order to estimate the C-14, Kr-85, He-3, and freon-11 concentrations given in table 1.

Fig. 5 shows tritium data and model fits of the data for two karstic springs in a dolomite formation in Czatkowice near Cracow, Poland. In these cases it was impossible to obtain a good fit without assuming the existence of a tritium free component ( $\beta \neq 0$ ). The geomorphology of the area suggests that this component cannot be much older than the tritium component. Thus, in the case of C-14, it was assumed that the older component contains C-14 just from the prebomb era. A comparison of the observed and the expected values given in table 2 indicates poor agreement for C-14 and Kr-85, although the discrepancies are not larger than  $2\sigma$  (standard deviation) of the measurements. For He-3 the discrepancy is much greater than to be expected from the precision of the experimental data. In the case of Nowe Spring it was impossible to find any model

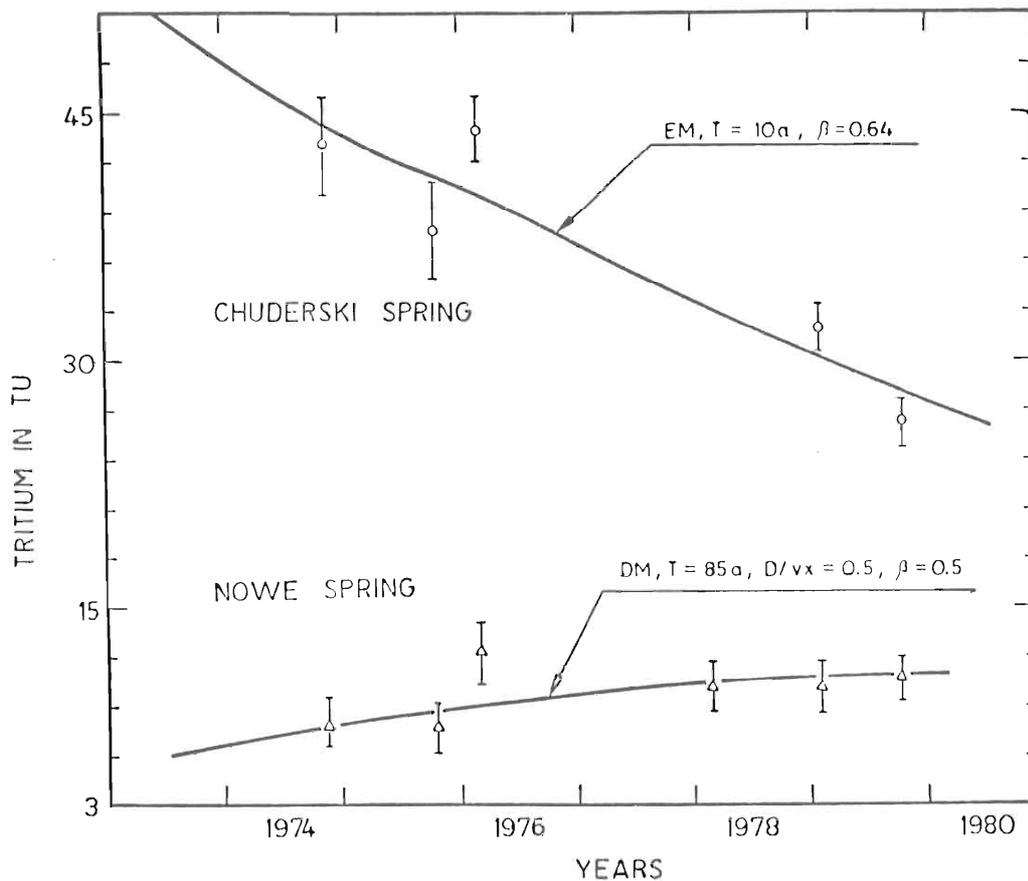


Fig. 5 Tritium concentrations observed in two karstic springs in Czatkowice and the model fit of the data. The parameters of the models were used for the estimation of C-14, Kr-85, and He-3 concentrations given in table 2.

Table 1 Comparison of the corrected C-14 concentration  $C_{corr}$  (in p.m.c.) as well as measured Kr-85 (in dpm/mmol Kr), He-3 (in  $10^{-14}$  cc/g) and freon-11 (in pg/cc) concentration,  $C_{meas}$ , with the concentrations estimated by models,  $C_{est}$ , which had been calibrated by tritium measurements (see Fig. 4). Sandy aquifer covered by a semipermeable 10 m - thick loess layer.

sampling well	sampling date	C-14		Kr-85		He-3		F-11	
		$C_{corr}$	$C_{est}$	$C_{meas}$	$C_{est}$	$C_{meas}$	$C_{est}$	$C_{meas}$	$C_{est}$
S - 1	10.02.78	122	125	208	90	-	-	-	-
		(+10)		(+67)					
	30.03.79	100	128	-	-	-	-	-	-
	26.09.79	131	131	-	-	10	30	0.18	0.05
S - 4	31.01.78	127	119	172	70	-	-	-	-
				(+84)					
	26.09.79	122	122	-	-	9	25	0.15	0.05
S - 9	25.02.78	113	122	247	80	-	-	-	-
				(+80)					
	26.09.79	116	126	-	-	-	-	-	-

Table 2 Comparison of the corrected C-14 concentration ( $C_{corr}$ , in p.m.c.) as well as measured Kr-85 (in dpm/mmol Kr) and He-3 (in  $10^{-14}$  cc/g) concentrations ( $C_{meas}$ ) obtained for two karstic springs in Czatkowice near Cracow with model estimates which had been calibrated by tritium measurements (see Fig. 5). Corred C-14 values were obtained by multiplying the measured values by  $- 25/\delta$  C-13.

Spring	sampling date	C-14		Kr-85		He-3		remarks
		$C_{corr}$	$C_{exp.}$	$C_{meas}$	$C_{est}$	$C_{meas}$	$C_{est}$	
Nowe	02.03.78	90	103	113	20	-	-	Impossible to fit any model to both H-3 and He-3
		(+10)		(+68)				
	29.12.79	-	-	-	-	12.3	2	
Chuderski	03.10.79	99	111	-	150	-	-	Model given in Fig. 5
		(+10)						
		29.12.79	-	-	-	-	2.3	8
		-	115	-	265	-	2.4	

that could fit both the H-3 and the He-3 data. In the case of Chuderski Spring another model was found (cf. Fig. 6). The existence of at least two models indicates that it is rather difficult to obtain an unambiguous interpretation of the tritium data if  $\beta \neq 0$ . From table 2 it becomes clear that Kr-85 measurements would be very useful in order to find the right model for Chuderski Spring. Unfortunately no such data is available so far.

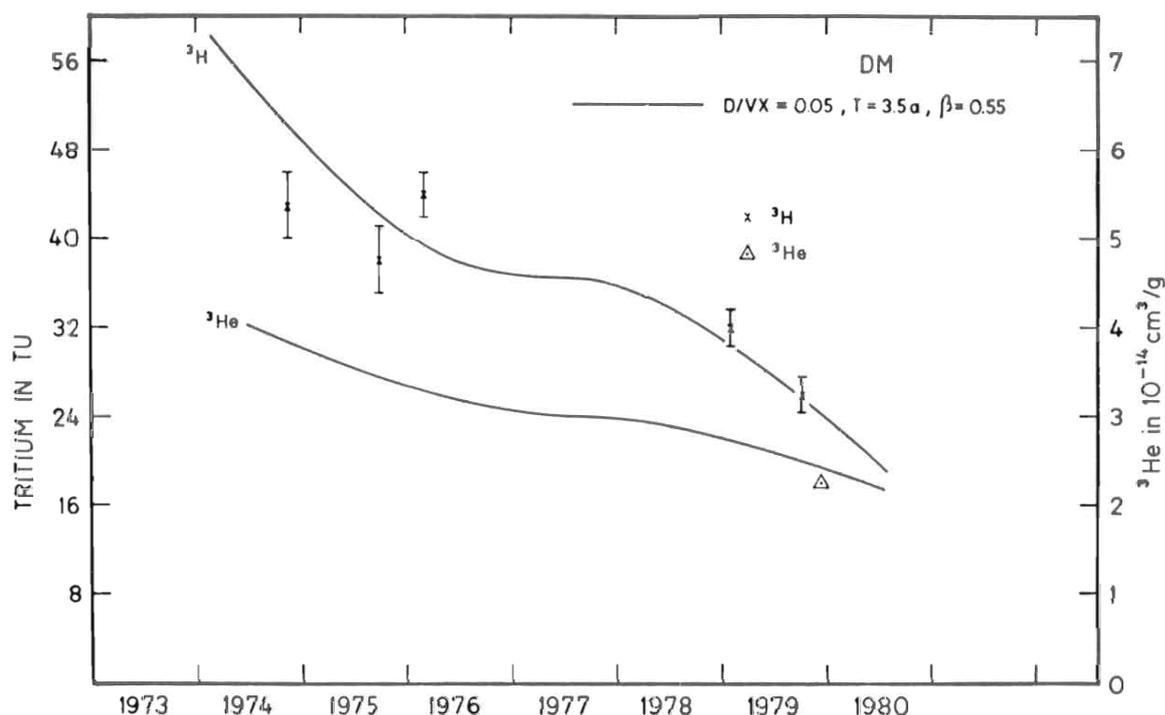


Fig. 6 Simultaneous fit of both tritium and helium-3 observations in Chuderski Spring by the EMP model. Note that the EM with  $T = 10$  a and  $\beta = 0.64$  (cf. Fig. 5) cannot explain the helium-3 concentrations. Numerical results of the EMP model for this spring are given in table 2.

Table 3 gives a different example of our approach. For this spring the lack of a long time record of tritium did not permit a quantitative interpretation. However, a relatively high Kr-85 concentration ( $381 \pm 74$  dpm/mmol of Kr) allowed to choose a number of possible model descriptions. Four of them are given in the table.

Table 3 Comparison of the corrected C-14 concentration,  $c_{corr}$ , (in p.m.c.) as well as H-3 (in TU) and He-3 (in  $10^{-14}$  cc/g) concentrations ( $c_{meas}$ ) obtained for Eliseus Spring in Czatkowice with model estimates calibrated by the experimental Kr-85 concentration of the spring. Abbreviations used: EM - exponential model; DM - dispersion model, T - turnover time, D/vx - dispersion parameter,  $\beta$  - the ratio of the old water component (tracer free) to the total flow. Corrected C-14 values were obtained by multiplying the measured values by  $-25/\delta^{13}C$ .

sampling date	$c_{corr}$ C-14	$c_{exp}$ C-14	$c_{meas}$ H-3	$c_{est}$ H-3	$c_{meas}$ He-3	$c_{est}$ He-3	model
17.02.79	108 ( $\pm 10$ )	122	45 ( $\pm 2$ )	47	-	-	EM, T=2a, $\beta = 0.33$
29.12.79	-	-	-	-	4.3	4	EM, T=2a, $\beta = 0.33$
		138		95		18	EM, T=11.5a, $\beta = 0$
		154		90		21	DM, T=9a, D/vx = 0.05 $\beta = 0$
		138		85		14	DM, T=14a, D/vx = 1.0 $\beta = 0$

For the alternative model descriptions the expected values of tritium, C-14, and He-3 were estimated. A comparison of the model prediction with the measured tritium, He-3 and C-14 concentrations indicates that only the exponential model with T = 2 years and  $\beta = 0.33$  provides acceptable results.

Fig. 7 contains all the He-3 measurements available so far. The fraction of tritiogenic He-3 in the groundwater can be estimated from the measured concentration by subtraction of the atmospheric component of helium which is assumed to be in solubility equilibrium. In the case of Nowa Huta wells as well as in the case of the Czatkowice Gorne Spring and Eliseus Spring this procedure seems to be justified. In the case of two other springs the situation is more complex. Unfortunately no Ne concentrations are available in order to determine possible air injections (6). High He-4 concentrations show either a possibility of such an injection or the presence of crustal helium(7).

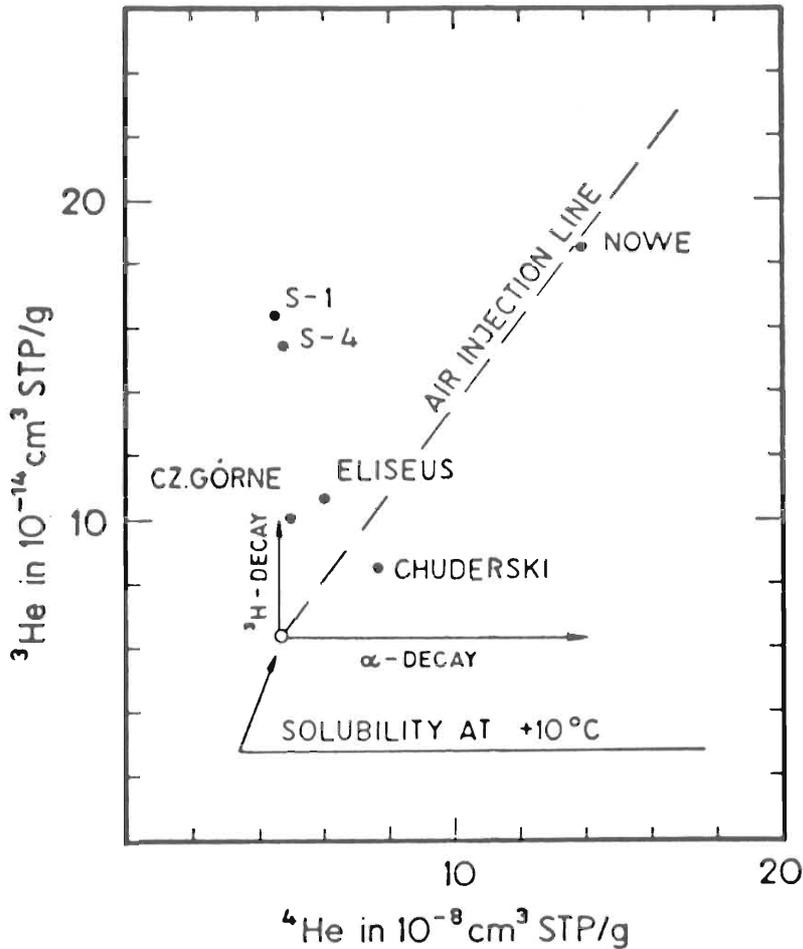


Fig. 7 He-3 and He-4 results from several wells and springs in Poland. The results obtained for the karstic springs are biased by air injection and/or the presence of crustal helium.

However in the case of karstic systems such a possibility cannot be excluded either. The Czatkowice Gorne Spring has similar He-3 and C-14 concentrations as the Eliseus Spring, unfortunately its Kr-85 sample was accidentally lost, and thus no quantitative interpretation has been possible so far.

The examples given in this paper show that the combined use of different tracers extends the possibilities of interpretation. In the case of gaseous tracers such as Kr-85, He-3, and freon-11 their concentration can be disturbed by gaseous diffusion through the unsaturated zone of the recharge area and/or by the exchange with the atmosphere close to the discharge points in the case of karstic systems. These effects may seriously limit the applicability of Kr-85, He-3, and freon-11 for groundwater dating.

## Literature

- 1) MALOSZEWSKI P. and ZUBER A. (1981): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers - I. Models and their applicability - J. Hydr. (in print)
- 2) MALOSZEWSKI P., ROZANSKI K. and ZUBER A.: Determining the turnover time of groundwater systems - II. Combined use of the tritium - Kr-85 and C-14 methods (in preparation)
- 3) MALOSZEWSKI P. and ZUBER A.: Determining the turnover time of groundwater systems - III. The tritium/helium-3 method (in preparation)
- 4) MALOSZEWSKI P., SLIWKA I. and ZUBER A.: Determining the turnover time of groundwater systems - IV. Potential applicability of freon-11 (in preparation)
- 5) ZUBER A.: Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems - In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry - Vol.I, ELSEVIER B., Amsterdam (in print)
- 6) TORGERSEN T., CLARKE W.B. and JENKINS W.J.: The tritium/helium-3 method in Hydrology - In: Isotope Hydrology 1978, IAEA, Vienna 1979, pp.917-930
- 7) WEISS W. and JENKINS W.J.: Tritium/Helium-3 dating of natural waters - ZfI Mitteilungen, Akademie der Wissenschaften der DDR, Nr. 29 (1980), 292-301
- 8) HERZBERD O. and MAZOR E. (1979): Hydrological applications of noble gases and temperature measurements in underground water systems - examples from Israel - J. Hydr. 217-231