BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 I	S. 213 - 224	Bern, 1982

LES ORGANISMES VIVANTS, INDICATEURS NATURELS DANS L'HYDRODYNAMIQUE DU KARST, CONFRONTES AUX DONNEES ISOTOPIQUES, CHIMIQUES ET BACTERIOLOGIQUES, LORS D'UNE CRUE DE LA SOURCE DE L'AREUSE (JURA NEUCHATELOIS, SUISSE)

Pascal Moeschler, Neuchâtel
Institut de Zoologie, Université de Neuchâtel
Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel

Imre Müller, Neuchâtel
Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel
Institut de Géologie, Université de Fribourg

Ulrich Schotterer, Ulrich Siegenthaler, Berne
Institut de Physique, Université de Berne

Abstract : During a high-discharge event (Oct. 7/8, 1980) of the Areuse spring, Swiss Jura, the floating fauna (Hydras, Molluscs, Crustaceans : Copepoda, Cladocera, Harpacticoidea) was sampled by means of fine meshed nets. Simultaneously, temparature, chemistry, ^{3}H, ^{18}O and bacteriology were measured. During the increase of the discharge, the frequency of organisms living in the karst grew (piston effect), while organisms living at the surface arrived with receding flow which permitted to estimate the flow velocity. A very good correlation was observed between biological and physico-chemical parameters, yielding information on the discharge mechanisms.

1. INTRODUCTION

L'étude des aquifères karstiques fait de plus en plus appel à des travaux multidisciplinaires. L'observation, l'interprétation et la confrontation des différents paramètres nous permettent d'évoluer sensiblement au niveau de la compréhension de la *structure* de ce milieu.

La source de l'Areuse est étudiée depuis plus de vingt ans (BURGER A. 1959, TRIPET J.P. 1972, MISEREZ J.J. 1973, KIRALY L. 1973, KIRALY L. & MÜLLER I. 1979, MÜLLER I. & ZÖTL J. 1980). Une crue survenue en octobre 1980 a été l'occasion pour nous de compléter les observations physico-chimiques et bactériologiques par un nouveau paramètre : la réponse biologique.

2. BIOLOGIE ET KARST : BREF HISTORIQUE

Pendant longtemps les biologistes ont recherché les formes aquatiques souterraines en prospectant les collections d'eau dans les grottes, considérant que l'habitat de ces animaux se limitait aux gours, rivières et lacs souterrains. Ces biospéléologues ont livré d'intéressants travaux faunistiques et biogéographiques; par contre, au niveau de la conception du milieu souterrain, leur vision était peu conciliable avec celle des hydrogéologues.

C'est sans doute à ROUCH R. que revient le mérite d'avoir abordé le milieu souterrain karstique sous un angle nouveau. Filtrant systématiquement des exutoires en période de crue en vue de la capture d'Harpacticides (petits crustacés n'excédant pas le mm), ce chercheur montre, dans un premier temps, qu'il est possible d'envisager le peuplement des eaux souterraines dans le karst à l'échelle de l'aquifère karstique (ROUCH R. 1968) et, dans un second temps, élargit cette notion à celle de système karstique (ROUCH R. 1979). Il concilie ainsi entité physique et entité biologique (notion d'écosystème). Désormais, les modèles de la structure du milieu karstique sont établis de

manière à rendre les échanges possibles entre biologistes et hydrogéologues.

Jusqu'à présent, aucune crue n'avait fait l'objet en Suisse d'une étude physico-chimique hydrodynamique et biologique de ce type.

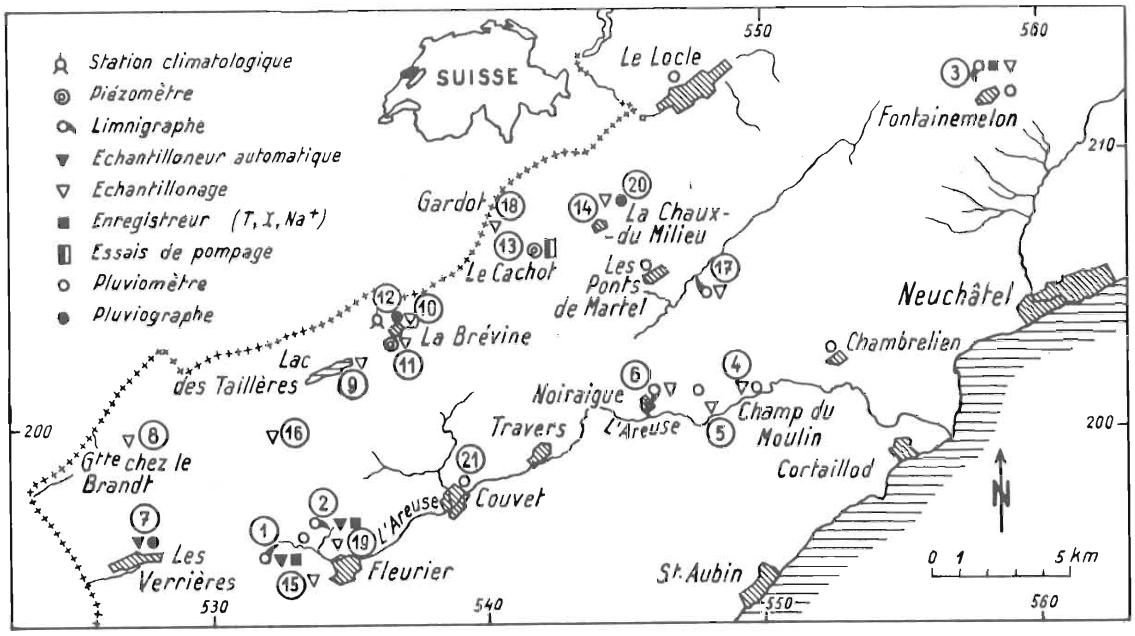

Fig. 1 Dispositif d'observation du Projet national d'Hydrologie. Source de l'Areuse : No 1

Observation network of the National Hydrological Programme. Areuse Spring : Nr. 1

3. L'ETUDE DE LA CRUE DU 7-8 OCTOBRE 1980

La crue étudiée est un événement hydrodynamique moyen avec un débit de 16 m^3/s (cf. Fig. 2). La crue précédente, qui a atteint 10 m^3/s, a eu lieu le 23 septembre.

3.1. Dispositif d'observation

- Hydro-météorologie : trois pluviographes HELLMANN (avancement du papier 2 cm/h, précision 0,1 mm de précipitation) installés aux Verrières, à la Brévine et à la Chaux-du-Milieu (cf. Fig. 1).

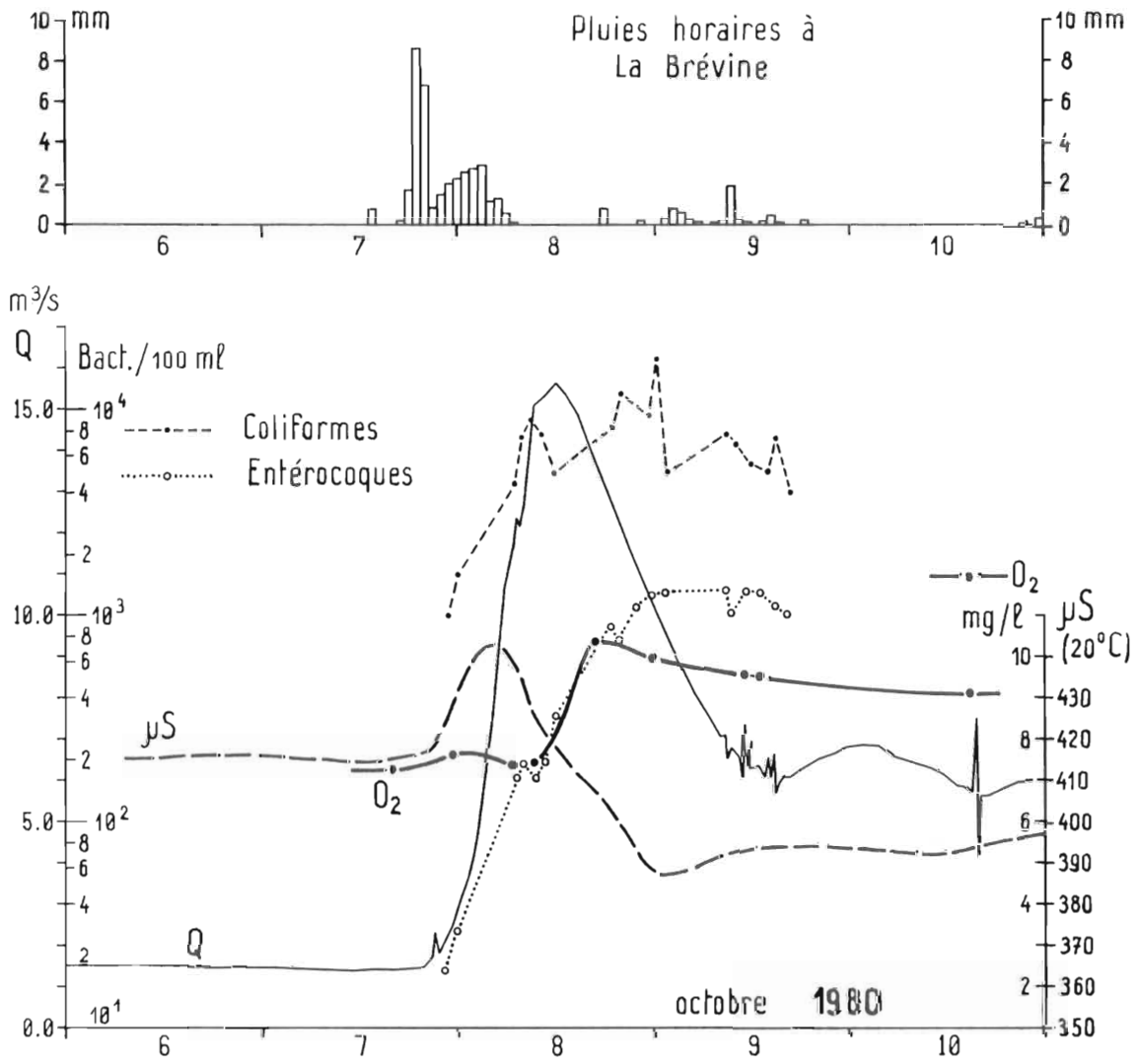

Fig. 2 Pluviométrie, réponse chimique et bactériologique en fonction du débit

Hourly amounts of rain (top) discharge, chemical and bacteriological parameters during the event studied

- Limnigraphe à la source de l'Areuse (station du Service Hydrologique National).

- Physico-chimie : Enregistrement en continu (Chessel 30l, 1 cm/h) de la température de l'eau (± 0,1°C), de la conductibilité électrique (WTW, LF 56 ± 2µS) et de l'ion sodium (Orion 407A ± 0,05 mg/l). Mesures *in situ* du pH, O_2 (WTW OXI 57 ± 1% de la valeur mesurée). Voir figure 2.

- Les prélèvements en vue d'analyses isotopiques (tritium et oxygène 18) sont représentés sur la figure 3.

- Bactériologie : 21 analyses (Coliformes et Entérocoques) sont effectuées par la Laboratoire du Service des eaux de la ville de Neuchâtel (Dr. R. Stettler) selon la technique des membranes filtrantes (Millipore 0,45 µm). Voir figure 2.

- L'eau est prélevée, en continu et par siphonage, à l'aide de trois tuyaux placés à 7 mètres de profondeur dans la fissure Est (exutoire JU 4, MÜLLER I. & ZÖTL J. 1980), côté Brévine. Le filtrage de l'eau est effectué à l'aide d'un filet de maille 110 µm . Les filets sont relevés toutes les quatre heures (6000 litres d'eau filtrée). Le filtrat est fixé au formol 4%. Le prélèvement est entièrement trié au laboratoire sous la loupe binoculaire. Nous n'avons pas tenu compte des vers, larves d'insecte, Ostracodes ainsi que des algues autres que Closterium.

3.2. Description de la réponse

- La crue est occasionnée par une pluie uniformément répartie sur le bassin (cf. Tab. 1). Sa teneur en tritium reste constante dans l'espace et dans le temps (cf. Fig. 3).

- Le débit de la source augmente deux ou trois heures après le début des précipitations (cf. Fig. 2).

- Pendant la montée des eaux, la minéralisation de l'eau augmente et l'oxygène dissous reste déficitaire.

Tab. 1 Répartition des précipitations sur les trois stations pluviographiques (valeurs journalières en mm)

Daily amounts of precipitation (mm) at the three pluviometric stations.

Stations pluviométriques	7 oct.	8 oct.	9 oct.	10 oct.
Les Verrières	18,0	20,9	4,4	0,9
La Brévine	22,0	14,8	6,2	0,5
La Chaux-du-Milieu	18,2	17,0	5,1	1,0

- La concentration en tritium accuse de brèves fluctuations. Pendant la décrue, la conductibilité électrique diminue et simultanément l'oxygène dissous augmente. La teneur en tritium baisse très légèrement et $\delta^{18}O$ augmente (cf. Fig. 3). Le 9 octobre, à partir de midi, la concentration du tritium augmente d'une manière significative.

- Le nombre de bactéries fécales augmente avec la montée des eaux, mais n'atteint son maximum que pendant la décrue.

- Les modalités de sortie des invertébrés et des algues sont indiquées sur le tableau 2 et sur la figure 4. Nous considérons grossièrement trois catégories d'organismes :
  a) Crustacés : Cyclopides, Harpacticides, Nauplii et Isopodes
  b) Mollusques
  c) Closterium sp.

Nous ne tenons pas compte des Cladocères et des Hydres dans la figure 4.

a) Crustacés

Les nauplii sont les stades larvaires des Cyclopodes et des Harpacticides. Les stades copépodites (forme juvénile)

Tab. 2 Tri des filtrats, 1 prélèvement = 6000 litres d'eau filtrée

Numerical results of the sorting of organisms. Each sample = 6000 l filtered water

	Heure	Harpacticides	Cyclopides	Nauplii	Cladocères	Isopodes	Hydres	Mollusques	Closterium sp.
7.10.80	11	6	33	23	0	0	0	0	0
	15	3	36	78	0	0	0	0	0
	19	7	23	44	0	0	0	0	0
8.10.80	23	3	30	87	0	0	0	0	0
	3	23	164	414	0	8	0	10	4
	7	12	156	142	1	17	2	52	1
	11	16	80	168	0	3	4	15	5
	15	9	60	107	2	5	5	6	6
	19	12	57	216	0	5	3	0	65
9.10.80	23	13	18	197	3	4	4	0	15
	3	4	13	87	1	3	0	0	14
	7	2	4	40	1	2	1	0	8
	11	1	4	23	1	1	0	0	10
	15	0	0	3	0	0	0	0	0
	19	4	7	38	1	1	0	0	8
10.10.80	23	3	10	23	1	2	0	0	3
	3	4	14	75	4	2	0	0	17
	7	7	7	26	3	2	0	0	6
	11	0	12	23	2	0	0	0	14
	15	0	16	43	4	0	0	0	5
	19	1	3	24	1	0	0	0	9
11.10.80	23	7	19	39	1	0	0	0	11
	3								

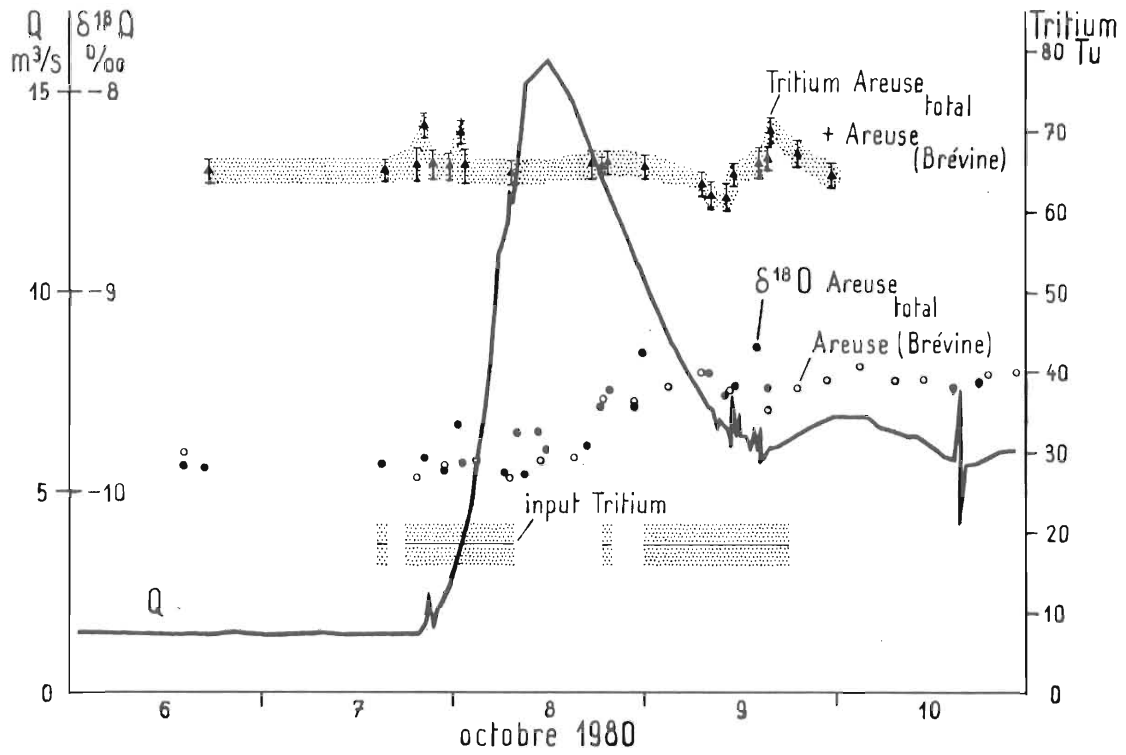

Fig. 3 Concentration des isotopes naturels de l'eau (tritium, ^{18}O) dans les précipitations et à la source en fonction du débit

Isotope concentrations (tritium, $\delta^{18}O$) in precipitation (input) and in the spring. Open circles : $\delta^{18}O$ in mixed spring discharge, full circles : $\delta^{18}O$ in eastern spring discharge/side La Brévine

ont été pris en considération dans leur groupe respectif. On assiste à un nombre maximal de captures lors de la montée des eaux. Les effectifs commencent à diminuer avant le sommet de crue. Les nauplii augmentent légèrement le 8.10. Le prélèvement de 15.00-19.00 h du 9.10 ne contient plus de Crustacés à part quelques nauplii (3 individus).

b) Mollusques

Ils n'apparaissent que pendant les hautes eaux.

c) Closterium sp.

Il s'agit d'une algue chlorophylienne (besoin de lumière pour se développer). Nous notons la présence de quelques

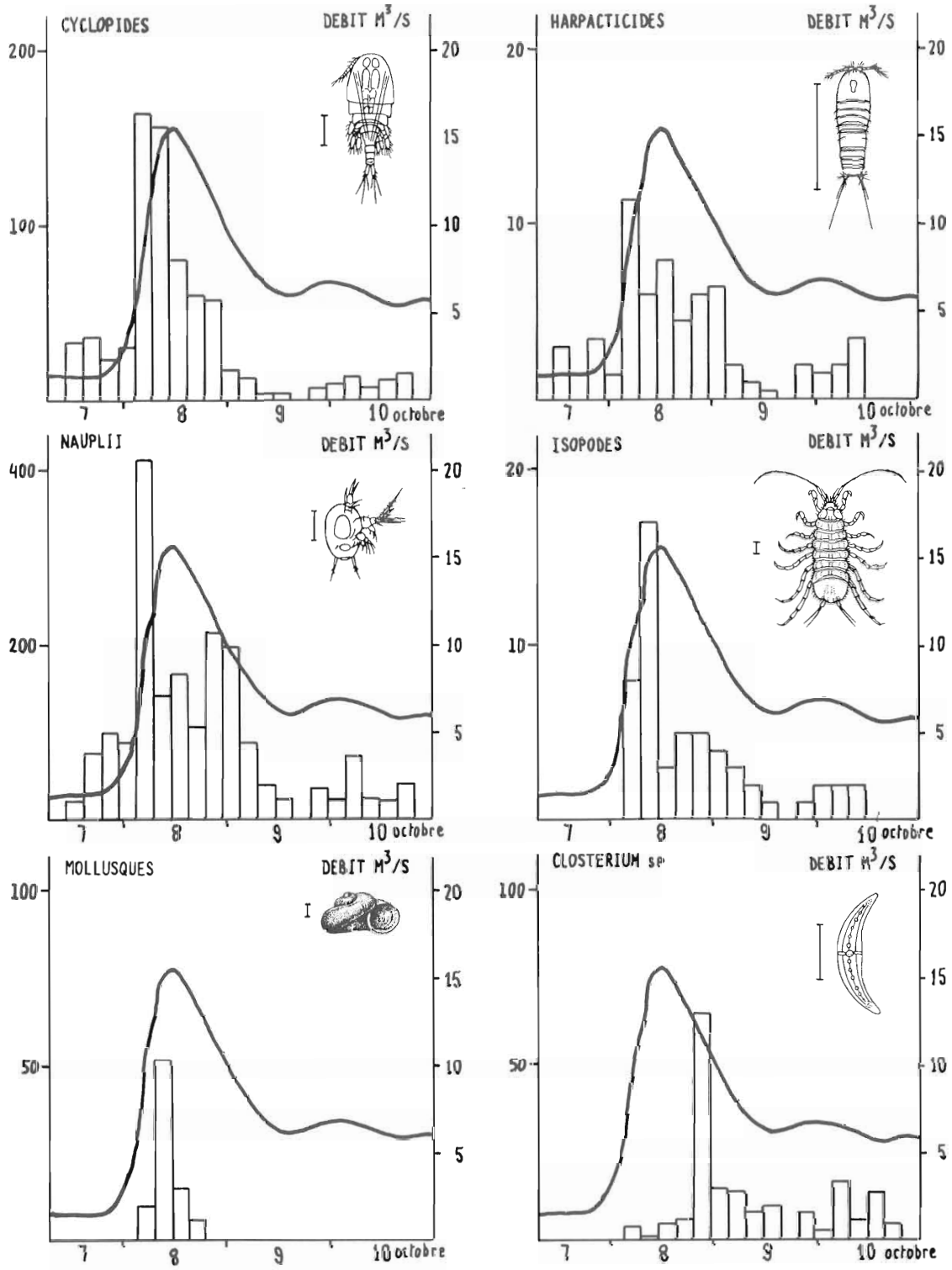

Fig. 4 Micro-invertébrés et algues prélevés par tranche de 4 h (6000 l) en fonction du débit (unité long. 0,5 mm).

Frequency of micro-invertebrates and algae Closterium; each sample covers 4 hours (6000 l). The line segments represent a length of 0,5 mm

algues lors de la montée des eaux. Absence complète d'algues dans le prélèvement de 15.00-19.00 h du 9.10.

3.3. Interprétation des mesures en fonction de l'hydrodynamique

La période de basses eaux se caractérise par une relative stabilité des différents paramètres.
La montée des eaux occasionne un effet de piston qui se traduit par l'arrivée à l'exutoire de masses d'eau plus minéralisée et plus ancienne vu la teneur plus élevée en tritium de certains échantillons, et par l'effet de chasse des Crustacés et des Mollusques.
La dilution due à l'eau fraîchement infiltrée commence pendant la montée des eaux. Ceci est mis en évidence par la baisse de la conductibilité électrique. Elle atteint son maximum 12 heures après le sommet de crue. L'eau est bien oxygénée et contient un maximum de bactéries d'origine fécale. Le tritium indique également l'arrivée de l'eau fraîchement infiltrée. Connaissant les concentrations de tritium à la source et dans les précipitations, on peut calculer le pourcentage de l'eau récente qui participe à l'écoulement. Ce pourcentage atteint un maximum de 10%. Pour l'ensemble de la crue, la moyenne pondérée est de 4%. Les calculs de dilution sur la base de la conductibilité donnent des résultats semblables (input de 40 µS/cm) : dilution maximale de 8,5% et moyenne pondérée de 4%. Les valeurs de $\delta^{18}O$ permettent aussi de déterminer le moment où les masses d'eau fraîchement infiltrée arrivent à l'exutoire. En effet, l'augmentation de la concentration en ^{18}O traduit les valeurs élevées de la pluie. Une décharge d'algues Closterium a lieu le 8.10 en fin de journée, indiquant une arrivée d'organismes depuis la surface.

Concernant l'interprétation de l'absence d'organismes dans le prélèvement de 15.00-19.00 h du 9.10 (avec une augmentation de la concentration de l'eau en tritium), plusieurs hypothèses peuvent être envisagées :

- effet du hasard lié aux problèmes d'échantillonnage,
- effet de sédimentation des particules en suspension,

- arrivée d'eau azoïque et plus ancienne provenant d'un réservoir profond.

Dès la fin de la journée du 9.10, les organismes réapparaissent dans les prélèvements.

4. CONCLUSION

De nombreuses études sur l'hydrodynamique du karst à l'aide de traceurs naturels (chimiques et isotopiques) ont déjà été effectuées à la source de l'Areuse. C'est cependant la première fois qu'on a pu confronter à ces paramètres classiques l'analyse des modalités de sortie de macro-organismes. L'interprétation des résultats a révélé une bonne concordance entre les paramètres :

- L'effet piston (de chasse) est bien marqué par la chimie et l'analyse des filtrats.
- L'arrivée d'eau fraîche se manifeste par les paramètres physico-chimiques, micro- et macro-biologiques.
- L'analyse de la faune et des algues révèle en fin de crue une absence momentanée des macro-organismes, soulignée d'ailleurs par une augmentation des concentrations en tritium dans l'eau.

Le facteur biologique soulève des problèmes originaux, importants dans l'hydrodynamique du karst. Il attire l'attention sur la nécessité d'aborder les investigations liées au cycle de l'eau par des voies multidisciplinaires.

BIBLIOGRAPHIE

BURGER A. (1959) : Hydrogéologie du bassin de l'Areuse.- Thèse Univ. Neuchâtel - Monographie de l'Assoc. Internat. des Hydrogéologues, no 1.

KIRALY L. (1973) : Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel - Suppl. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat., no 96.

KIRALY L. & MÜLLER I. (1979) : Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst : effet sur la variation du chimisme des sources karstiques - Bull. Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, no 3.

MISEREZ J.J. (1973) : Géochimie du karst jurassien - Thèse Univ. Neuchâtel.

MÜLLER I. & ZÖTL J. (1980) : Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz) - Steirische Beiträge z. Hydrogeologie, no 32, Graz.

ROUCH R. (1968) : Contribution à la connaissance des Harpacticides hypogés (Crustacés - copépodes) - Ann. Spéléol., no 23/1.

--- (1979) : Le système karstique du Baget. VIII. La communauté des Harpacticides. Les apports au sein du système par dérive catastrophique - Ann. Limnol., no 15/3.

TRIPET J.P. (1972) : Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois) - Thèse Univ. Neuchâtel.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Dr R. Stettler pour les analyses bactériologiques, le Dr R. Rouch pour son aide précieuse ainsi que le Dr W. Matthey, M. K. Haenni pour sa collaboration (analyse de ^{18}O), de même que J.D. Blant. Ils expriment leur reconnaissance à M. G. Papaux pour les travaux de dessin et à Mme F. Mauroux pour la dactylographie du manuscrit.

Cette étude a été en partie financée par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique dans le cadre du Programme National sur le "Cycle de l'eau en Suisse".

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 I	S. 225 - 236	Bern, 1982

ISOTOPENHYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AM BEISPIEL DER ERLAUFQUELLEN

Dieter Rank, Robert Spendlingwimmer, Werner Nußbaumer, Wolfgang Papesch, Vinzenz Rajner, Wien

Geotechnisches Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien

Abstract: Because of the complicated nappe structure in the catchment area of the river Erlauf with many different stratigraphical units there does not exist an uniform karst water body, but a series of smaller specific karst water systems. Water samples from several springs from various geological sites have been collected since 1978 and measured as to their content of tritium and oxygen-18. Also other physical and chemical properties have been measured. First results are presented. Residence times, components of discharge and geological origin of different spring types are discussed.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Einzugsbereich der Erlauf, eines Nebenflusses der Donau in Niederösterreich, bis zum Pegel Kienberg (Fig.1). Größtenteils in den Kalkvoralpen gelegen stößt es im Süden an den Rand der Kalkhochalpen, weist also ein alpines Randgebirgsklima auf, das durch starke jahreszeitliche Temperaturunterschiede und reichliche Niederschläge gekennzeichnet ist. Die Größe des Einzugsgebietes oberhalb des Pegels Kienberg beträgt 203 km^2 (orographisch), der Höhenbereich erstreckt sich von 382 m (Pegel Kienberg) bis 1893 m (Gr.Ötscher).

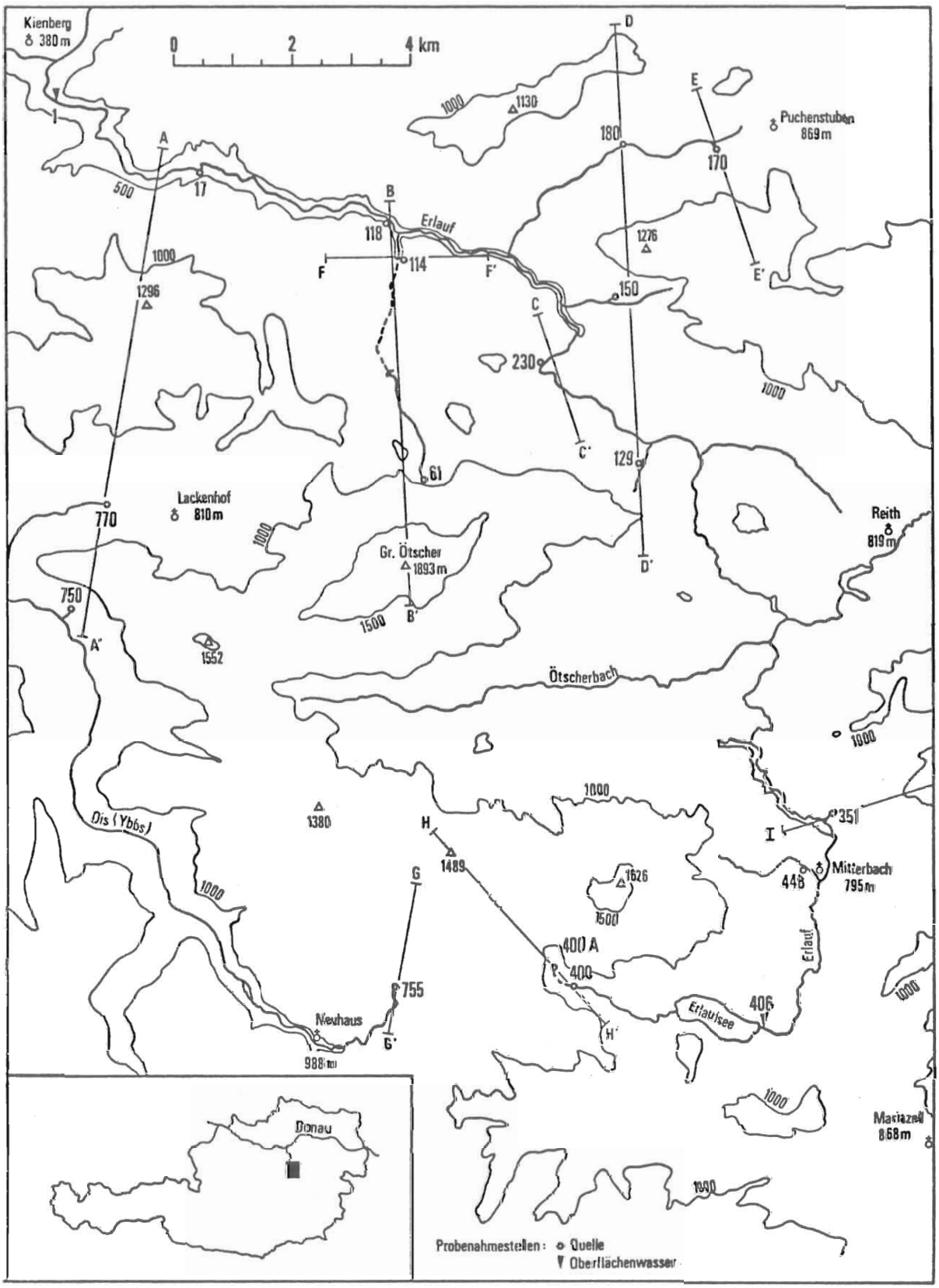

Fig.1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Lage der Profile von Fig.2
Map of the investigation area with locations of the profiles of Fig.2

Westwetterlagen sind im Gebiet vorherrschend. Die Niederschlagsverteilung läßt keinen typischen Jahresgang erkennen; im allgemeinen erbringen die Sommerniederschläge die größten Mengen, während die Wintermonate, besonders Jänner und Februar, niederschlagsärmer sind. Die langjährigen Niederschlagsmittel im Gebiet liegen zwischen 1300 und 1900 mm pro Jahr. Die Dauer der geschlossenen Winterdecke im Untersuchungsgebiet beträgt bis zu sechs Monaten, so daß die Schneeretention eine wichtige Rolle spielt. Im Winter - Jänner, zum Teil auch Februar - herrschen extreme Trockenwetterabfluß(TWA)-Bedingungen. Je nach Temperatur setzt im Februar oder März die Schneeschmelze ein, zumeist überlagert von starken Regenfällen. Ende Mai ist meist das Ende der Schneeschmelze erreicht, ab Juni setzen kurzzeitige Abflußerhöhungen durch sommerliche Gewitterregen ein. Der Herbst ist durch TWA-Perioden gekennzeichnet, unterbrochen durch starke Regenfälle. Niederschläge bis maximal 5 mm haben keinen Einfluß auf die Abflußkurve der Erlauf, während stärkere Niederschläge sofort zu einer sprunghaften Erhöhung des Abflusses führen. Zur Zeit der Schneeschmelze verursachen schon geringe Niederschlagsmengen hohe Abflußspitzen, da sie sich einerseits dem gleichmäßig höheren Abfluß aus der Schneeschmelze überlagern und andererseits der Boden weitgehend gesättigt ist.

2. Hydrogeologie und Auswahl der Quellen für die Langzeitbeobachtung

Als Folge des komplizierten Deckenbaues im Einzugsgebiet der Erlauf mit einer Vielzahl von stratigraphischen Einheiten liegt nicht ein einheitlicher Karstwasserkörper vor, sondern eine Reihe kleinerer spezifischer Karstwassersysteme. Zusätzlich schaffen die im Gebiet Erlaufsee-Mitterbach und vereinzelt entlang der Erlauf über unterschiedlichem Untergrund auftretenden Lockersedimente besondere Verhältnisse. Durch die geologisch-morphologisch bedingte Differenzierung in kleinere Karstwasserkörper treten vor allem in den Voralpendecken (Reisalpen-Decke, Sulzbach-Decke, Lunzer Decke) meist nur kleinere Karstquellen auf; Ausnahmen bilden etwa Q 17, Q 114 und Q 180 (Fig.1). Im Gegensatz dazu erfolgt die Entwässerung im Bereich der Ötscher-Decke mit ihrer flach liegenden mächtigen Sedimentabfolge (Wettersteindolomit/Dachsteindolomit/Dachsteinkalk) bevorzugt über

größere Quellen im Dachsteinkalk (z.B. Q 400 (Erlaufursprung)).

Im Untersuchungsgebiet wurden einige charakteristische Quellen (Tab.1) für Langzeitbeobachtungen ausgewählt mit dem Ziel, durch Untersuchung verschiedener physikalischer und chemischer Kennwerte Gemeinsamkeiten und Unterschiede der einzelnen Quellgruppen aufzufinden und sie in Beziehung zum geologischen Aufbau bzw. zum Speichergestein zu setzen. Dabei wurden nicht nur typische Karstquellen aus klüftigen Kalken berücksichtigt, sondern auch Dolomitquellen, Quellen aus gemischten Karstwasser-

Tabelle 1: Liste der untersuchten Quellen
list of the investigated springs

Nr.	Charakteristik	Einzugsgebiet
Q 61 Q400 Q750	"typische" Karstquelle (seichter Karst)	vorwiegend in massigen Hierlatzkalken und geschichtetem Dachsteinkalk
Q114 Q118	Voralpen-Karstquellen (kluft- und schichtgebunden)	vorwiegend in Gutensteiner und Reiflinger Kalken, Rauhwacken
Q770	Folgequelle einer Karstquelle aus Talalluvionen	in Gutensteiner, Reiflinger und Opponitzer Kalken, pleistozäne Moränen
Q170 Q448	Quellen aus Kluftwasserkörpern	vorwiegend in Haupt- und Wettersteindolomit
Q129	Karstquelle aus tektonisch kompliziertem und lithologisch differenziertem Einzugsgebiet	in verschiedenen stratigraphisch-lithologischen Einheiten (Gutensteiner Kalk und Dolomit, Rauhwacken, Werfener Schiefer, Haselgebirge)
Q150 Q180	Karstquellen an Klüfte und Störungen gebunden	in Kalk und Dolomit (Opponitzer Kalk, Dolomit und Rauhwacken, Hauptdolomit, Wettersteinkalk)
Q 17 Q230	Überlaufquellen aus tieferen Karstwasserkörpern	in verschiedenen stratigraphisch-lithologischen Einheiten (Gutensteiner und Reiflinger Kalke, Rauhwacken, Werfener Schiefer, Haselgebirge, Dolomit)
Q351	Grenzflächenquelle Lockersedimente/Dolomit	vorwiegend in pleistozänen Terrassenschottern (grobe kantige Dolomitkiese)

Tabelle 2: chemisch-physikalische Eigenschaften der Quellen und der Erlauf 1979 (Mittel aus 14 Einzelwerten); chemical and physical properties of springs and river Erlauf in 1979 (average of 14 measurements)

Nr.	Höhe (m ü.A.)	Temperatur (°C)	Gesamthärte (°dH)	Ca-Mg-Verh. (%Ca)	Schüttungsquotient
Q 61	980	4,7±0,1	6,8±0,5	74,7	1:60
Q114	500	6,6 0,5	10,6 1,3	82,5	1:60
Q118	450	7,2 0,9	8,4 0,5	92,7	1:70
Q129	630	6,5 0,1	65,4 1,6	88,2	1:8
Q170	730	6,2 0,5	10,6 0,3	60,2	-
Q180	650	6,5 0,2	9,8 0,5	74,9	1:100
Q230	505	8,7 0,2	38,7 2,9	79,3	1:10
Q351	800	6,9 0,2	15,4 0,8	60,5	-
Q400	890	5,3 0,2	8,0 0,7	82,0	1:70
Q770	750	6,5 0,1	10,4 0,6	90,8	1:300
B1	380	6,7 3,8	12,3 1,3	79,8	-

Tabelle 3: Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen 1979 (Mittel aus 14 Werten); results of the isotope investigations in 1979 (average of 14 measurements)

Nr.	$\delta^{18}O$(‰)	^3H(TU)	mittl.Höhe des Einzugsgebietes aus dem $\delta^{18}O$-Wert (m ü.A.)	mittl.Verweilzeit aus ^3H-Mittel (a)	$\delta^{18}O$-Amplitude (a)
Q 61	12,02 ± 1,01	78	1040	0,6	0,5
Q114	11,83 0,64	87	980	1,2	0,6
Q118	11,83 0,43	83	980	1,0	0,9
Q129	11,79 0,25	95	960	1,6	2,2
Q170	11,54 0,12	110	880	3,2	3,6
Q180	11,71 0,37	99	940	2,1	1,1
Q230	11,44 0,06	59	850	-	>10
Q351	11,60 0,21	92	900	1,6	2,6
Q400	12,45 1,08	72	1190	0,5	0,4
Q770	11,98 0,36	87	1030	1,2	1,0
B1	11,65 0,45	87	920	1,2	0,8

trägern (Kalk/Dolomit, Dolomit/Haselgebirge/Rauhwacken/Kalk) sowie Quellen aus Lockersedimenten. Die hydrogeologische Situation der Quellen ist aus den Profilen in Fig.2 zu entnehmen. Weiters wurde die Erlauf (Pegel Kienberg, B1) und eine Niederschlagsstation (Mitterbach) in das Langzeitprogramm einbezogen.

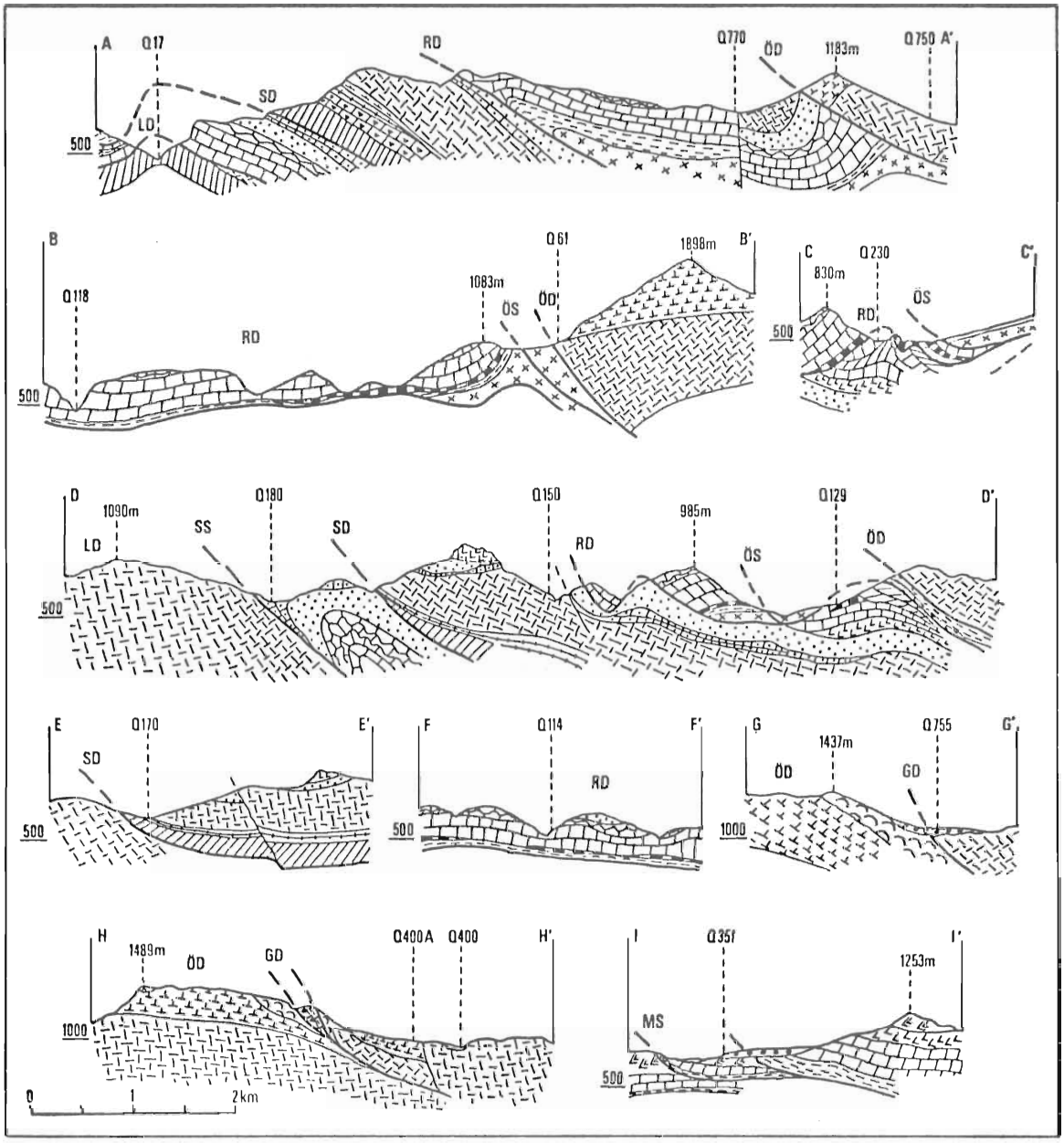

Fig.2a: Geologische Profile im Bereich der untersuchten Quellen; nach SPENDLINGWIMMER R. (1981) und TOLLMANN A. (1965); Legende siehe Fig.2b

Geological profiles in the area of the investigated springs; modified from SPENDLINGWIMMER R. (1981) and TOLLMANN A. (1965); legend see Fig.2b

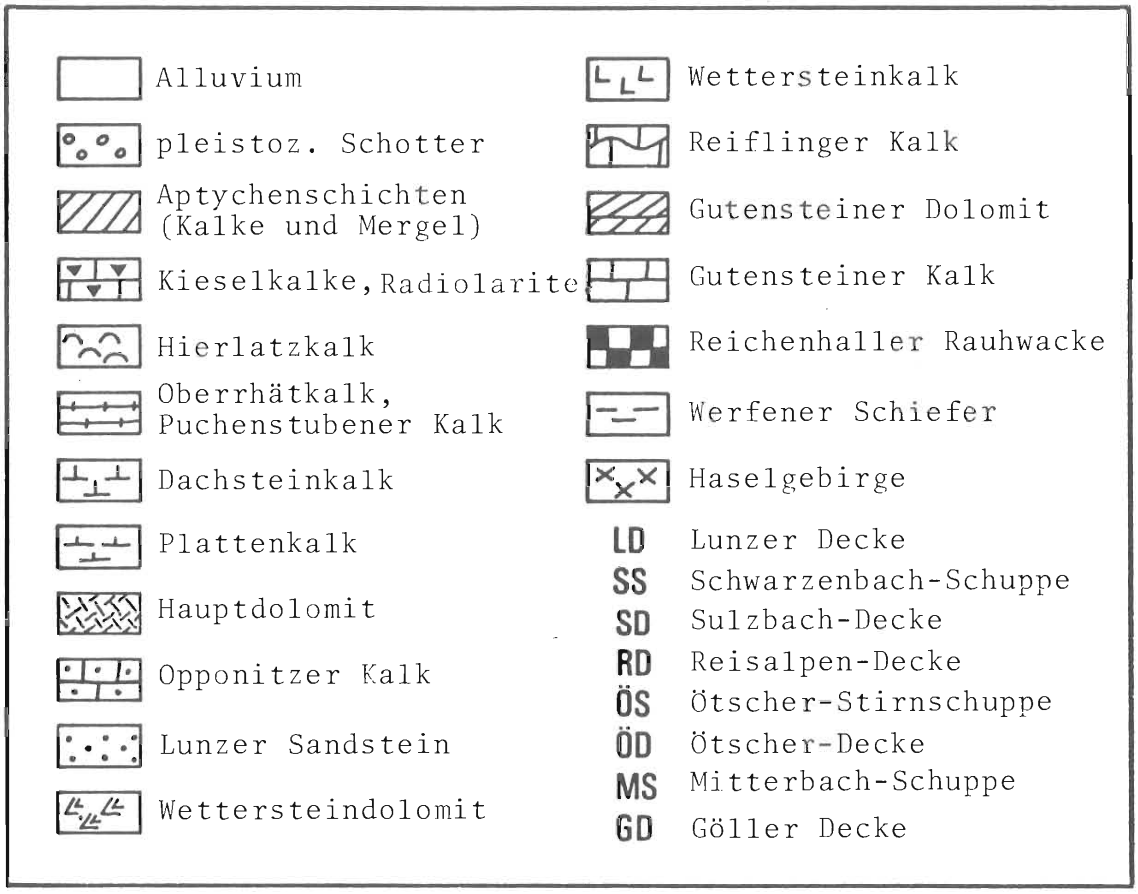

Fig.2b: Legende zu Fig.2a. - Legend for Fig.2a.

3. Erste Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen

Im Jahr 1979 wurden in ungefähr monatlichen Abständen Wasserproben aus mehreren Quellen und der Erlauf entnommen. Neben Temperatur, Gesamthärte und Ca-Mg-Verhältnis wurden auch die Isotopenverhältnisse $^{3}H/^{1}H$ und $^{18}O/^{16}O$ bestimmt. Die Mittelwerte der chemisch-physikalischen Kenndaten sind in Tab.2 zusammengefaßt, Tab.3 gibt einen Überblick über die mittleren ^{3}H- und ^{18}O-Gehalte der einzelnen Quellen und die daraus ermittelten Verweilzeiten sowie die mittleren Höhen der Einzugsgebiete. Für einige Quellen sind die Jahresgänge der Isotopenverhältnisse in Fig.4 dargestellt.

Für eine erste Abschätzung der mittleren Höhen der Einzugsgebiete der einzelnen Quellen aus ihrem ^{18}O-Gehalt wurde für das verhältnismäßig gut abgrenzbare Einzugsgebiet der am Fuß einer Schotterterrasse entspringenden Quelle Q351 ein Mittel von 900 m

angenommen. Der Isotopen-Höheneffekt wurde mit -0,3 ‰ pro 100 m Höhendifferenz eingesetzt. Aus diesen beiden Annahmen folgen nach Fig.3 die mittleren Höhen der Einzugsgebiete der übrigen Quellen (Tab.3). Auffallend ist dabei, daß sich für die am Nordabhang des Großen Ötschers (1893 m) gelegene Quelle Q61 ein verhältnismäßig niedriger Wert (1040 m) ergibt; möglicherweise fließen bei dieser Quelle die Winterniederschläge (Schmelzwässer) vorwiegend "oberflächlich" ab und tragen wesentlich weniger zur Ergänzung des Speichers bei als etwa bei Q400. Für das gesamte Einzugsgebiet der Erlauf oberhalb des Pegels Kienberg folgt eine mittlere Höhe von ungefähr 920 m.

Die mittleren Verweilzeiten wurden unter Anwendung des hydrologischen Exponentialmodells sowohl aus den Jahresmitteln des ^{3}H-Gehaltes der Quellen als auch aus der Schwankungsbreite des ^{18}O-Gehaltes errechnet (siehe beispielsweise MOSER H. et al. (1981)). Obwohl die Voraussetzungen des Exponentialmodells

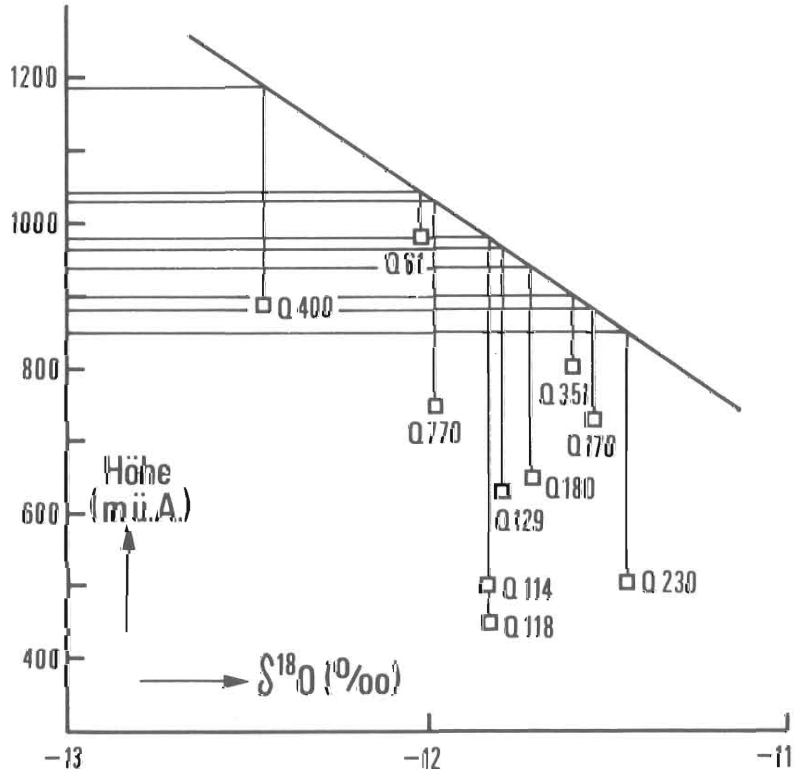

Fig.3: Bestimmung der mittleren Höhen der Einzugsgebiete der Quellen aus dem $\delta^{18}O$-Jahresmittel
Determination of the mean heights of the drainage areas of the springs from the yearly average of $\delta^{18}O$

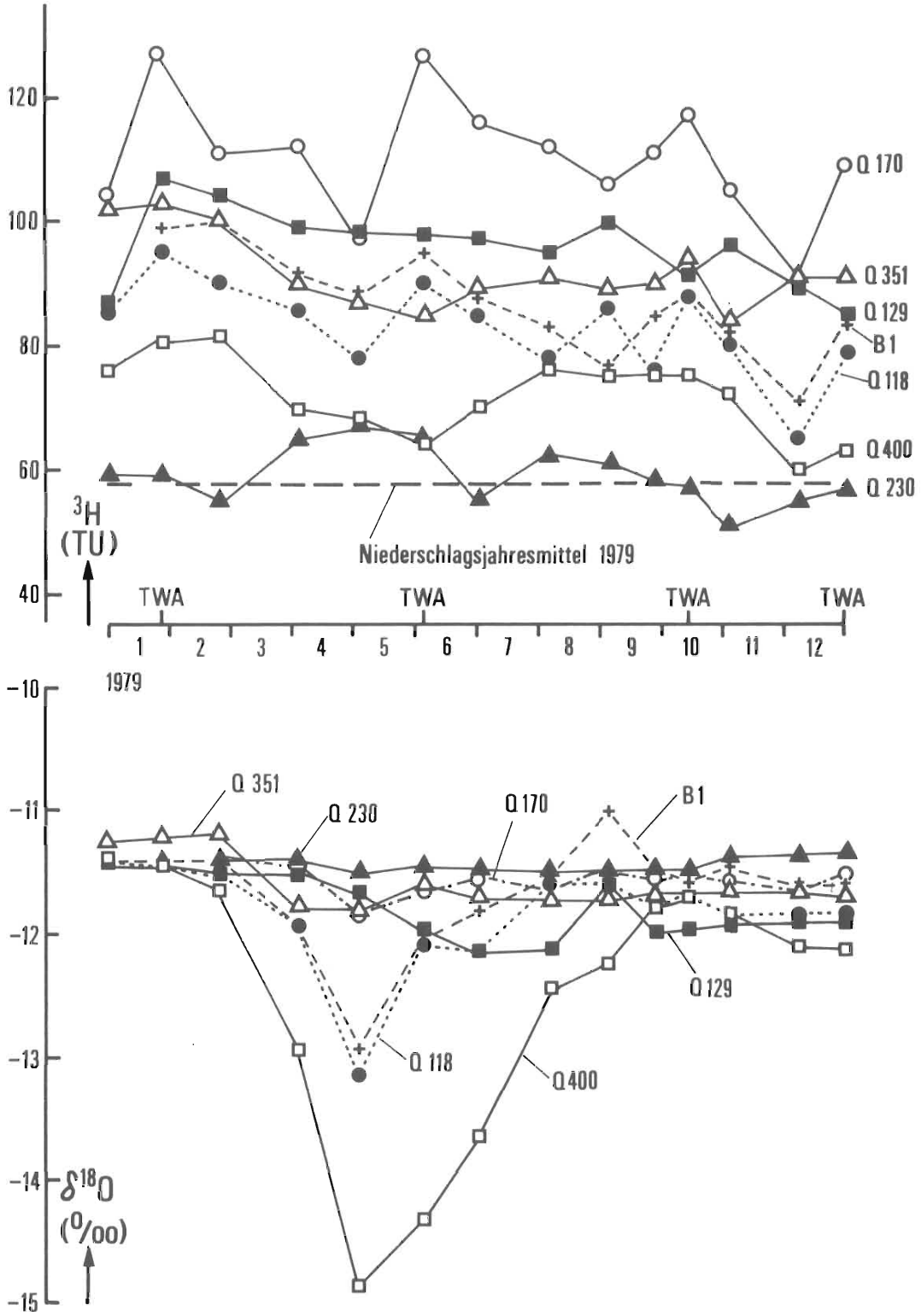

Fig.4: Jahresgang 1979 der ^3H- und ^{18}O-Gehalte der Quellen und der Erlauf(B1); TWA = Trockenwetterabfluß
Seasonal variation of the ^3H and ^{18}O contents of spring waters and river Erlauf(B1) during 1979; TWA = dry weather runoff

- konstante Schüttung, vollständige Durchmischung an der Entnahmestelle, sinusförmige Eingangsgröße - hier nur ungenügend erfüllt sind, lassen sich damit die mittleren Verweilzeiten grob abschätzen. Bei der Berechnung wurde ganzjährige Infiltration angenommen, als Eingangsgrößen bei der Bestimmung der Verweilzeiten aus dem ^{3}H-Mittel wurden für die früheren Jahre näherungsweise die ^{3}H-Jahresmittel des Niederschlags von Wien verwendet (RANK D. (1980)). Während für einige Quellen die nach beiden Methoden ermittelten Werte gut übereinstimmen, treten bei anderen größere Abweichungen auf. Ursache dafür ist neben der schon erwähnten unzureichenden Erfüllung der Voraussetzungen des Exponentialmodells möglicherweise die durch die vorliegende Probenahmedichte nicht ausreichend genaue Erfassung des ^{18}O-Jahresganges, was zu scheinbar geringeren Schwankungsbreiten und größeren Verweilzeiten führen kann. Die errechneten mittleren Verweilzeiten (Tab.3) reichen von einigen Monaten für

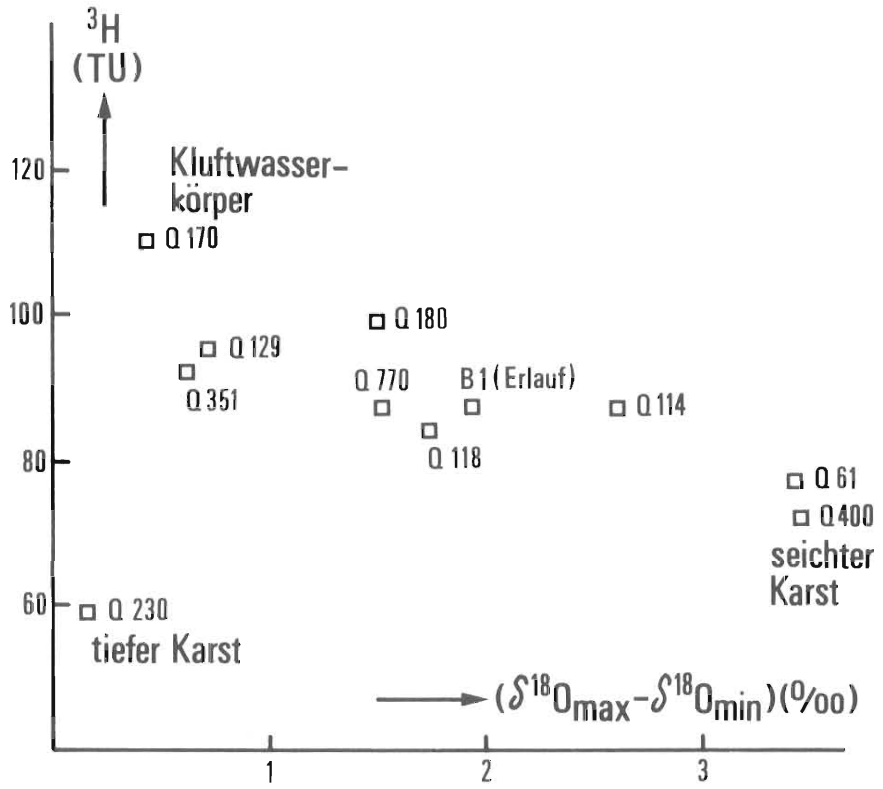

Fig.5: Jahresmittel 1979 des ^{3}H-Gehaltes der Quellen und der Erlauf in Abhängigkeit von der doppelten Schwankungsbreite des $\delta^{18}O$-Jahresganges
1979 average ^{3}H contents of spring waters and river Erlauf versus variation of ^{18}O content

die Quellen aus dem gut verkarstungsfähigen Dachsteinkalk bis zu 3,5 Jahren für Dolomitquellen. Für Q230, eine Überlaufquelle aus einem tiefen Karstwasserkörper, beträgt die Verweilzeit mehr als 10 Jahre, wobei aus dem Verlauf des ^{3}H-Gehaltes geschlossen werden kann, daß auch Wasseranteile aus der Zeit vor Beginn der Kernwaffenversuche - also über 30 Jahre alte Anteile - vorliegen.

Das Jahr 1979 ist im Untersuchungsgebiet durch stark ausgeprägte $\delta^{18}O$-Minima im Frühjahr (Schneeschmelze + Niederschläge) und durch einen im Vergleich zu den Vorjahren verhältnismäßig starken Rückgang des ^{3}H-Gehaltes des Niederschlags gekennzeichnet. Beides trägt dazu bei, daß sich die unterschiedliche geologische Herkunft der Quellen in den Isotopenjahresgängen besonders deutlich abzeichnet (Fig.4). Beispielsweise zeigt die Dolomitquelle Q170 trotz einer mittleren Verweilzeit von 3,5 Jahren einen unmittelbaren - quellnahen - Einfluß von Niederschlags- und Schmelzwasser, während unter TWA-Bedingungen Reservoirwas-

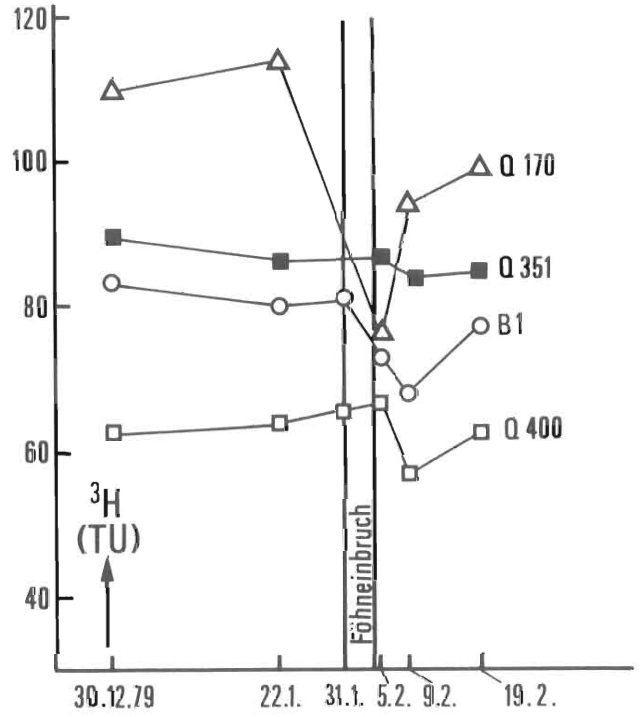

Fig.6: Verlauf des ^{3}H-Gehaltes einiger Quellen und der Erlauf (B1) während eines durch einen Föhneinbruch verursachten Schmelzereignisses im Winter 1979/80
Variation of the ^{3}H contents of some spring waters and river Erlauf during a thaw period in winter 1979/80

ser mit einem wesentlich höheren ^{3}H-Gehalt abfließt. Im Gegensatz dazu muß bei Q400 mit einer Verweilzeit von nur einigen Monaten ein auch kurzfristig gut durchmischter großer Speicher vorliegen, da die Isotopenjahresgänge nur verzögert auf Niederschlags- bzw. Schmelzereignisse ansprechen und keine typischen TWA-Maxima oder scharfen Minima aufweisen. Auch die geringe Temperaturschwankung von Q400 (Tab.2) spricht für diese Annahme. Weiters bestätigt der Verlauf der ^{3}H-Gehalte während eines Schmelzereignisses im Winter 1979/80 (Fig.6) diese Schlußfolgerungen. Während Q170 am 5.2. - nach Ende des Föhneinbruchs - ca. 50% Schmelzwasser führt, bleibt der ^{3}H-Gehalt von Q400 zunächst konstant. Erst am 9.2., als der Schmelzwasseranteil bei Q170 bereits wieder auf 25% abgesunken ist, wirkt sich die Schneeschmelze im ^{3}H-Gehalt von Q400 aus.

Auf eine nähere Analyse der Jahresgänge der Isotopenverhältnisse und des Abflußverhaltens der einzelnen Quellen kann im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden.

In Fig.5 sind die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen an den Erlaufquellen graphisch zusammengefaßt. Es ist eine deutliche Gruppierung der Quellen nach ihrer geologischen Herkunft zu erkennen.

LITERATUR

MOSER H., W. STICHLER, D. RANK, V. RAJNER (1981): Ergebnisse von Messungen des Gehalts an Deuterium, Sauerstoff-18 und Tritium in Wasserproben - Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales (Schweiz) - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 33, 155.

RANK D. (1980): Ergebnisse von Tritiumanalysen an Wasserproben aus dem österreichischen Bundesgebiet - Tagungsbericht der 5. und 6. Jahrestagung der ÖSRAD - Österreichischer Verband für Strahlenschutz, Wien, 23.

SPENDLINGWIMMER R. (1981): Beiträge zur Geologie und Hydrogeologie des oberen Erlaufgebietes - Dissertation, Universität Wien.

TOLLMANN A. (1965): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik - Mitt. der Geol. Ges. Wien, 58, 103.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ – HYDROLOGIE

NR. 28, TEIL II

Herausgegeben von der Hydrologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

TRACERMETHODEN IN DER HYDROLOGIE

Tracer Techniques in Hydrology

Tagungsbericht des 4. SUWT – Internationale Fachtagung
über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern 1981

REDAKTION:

CHRISTIAN LEIBUNDGUT, ROLF WEINGARTNER

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly + Frey, Bern 1982
Druck: Merkur AG, Langenthal

Titelaufnahme:

Tracermethoden in der Hydrologie: Tagungsbericht des 4. SUWT - Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern 1981 / Redaktion: Christian Leibundgut, Rolf Weingartner - Bern: Komm. Kümmerly & Frey, 1982. - 2 Teile (552 S.) - (Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie; Nr. 28 I und Nr. 28 II)

VORWORT ZUM BAND NR. 28 II

Der vorliegende Band bildet die Fortsetzung des Bandes Nr. 28 I. Beide Bände bilden eine Einheit. Es wird in diesem Zusammenhang auf die Einführungen und das Gesamtinhaltsverzeichnis im Band Nr. 28 I verwiesen.

BAND NR. 28/II

Vorwort 239
Inhaltsverzeichnis 241

ANWENDUNGEN IM PORENGRUNDWASSER

KLOTZ D.: Verhalten hydrologischer Tracer in ausgewählten fluvioglazialen Kiesen, Hangschutt-Kiesen und tertiären Kies-Sanden aus Bayern 245
PREKA N., AVDAGIC I., LIPOLD N., KURPJEL B.: Stream pollution as a tracer for groundwater studies 257
ORTLAM D.: Ein Pollution-Tracer-Verfahren im Bereich der Weser bei Bremen 269
DROST W.: Zur geostatistischen Auswertung der Ergebnisse von Einbohrlochmessungen 275
LUFT G., MORGENSCHWEIS G.: Ermittlung von Abstandsgeschwindigkeit, hydraulischer Leitfähigkeit und Dispersionskoeffizient aus Markierungsversuchen in kiesigen und schluffigen Aquiferen 283
HOEHN E., ROBERTS P.V.: Tracer test interpretation in radially divergent groundwater flow 297
BRAUNS J., HÖTZL H.: Kombinierte Pump- und Markierungsversuche zur Dimensionierung von Schutzzonen 309
BATSCHE H.: Der Einfluss der Randbedingungen, insbesondere des Pumprhythmus in den Brunnen, auf das Ergebnis eines Markierungsversuches 321
KANZ W.: Zur Bestimmung der Grundwasserlaufzeiten in der Umgebung von Förderanlagen 335
DROST W., HOFREITER G., KLOTZ D.: Auswertung von Tracerversuchen im Bereich alpiner Quellen unter Berücksichtigung der hydrodynamischen Dispersion 345
BERGMANN H., STICHLER W.: Mehrjährige Isotopenmessungen zur hydrologischen Beurteilung der Tibelquelle (Kärnten) 353

ANWENDUNGEN IM KLUFTGRUNDWASSER

BALDERER W.: Die Bedeutung der ^{14}C und ^{13}C-Bestimmungen an der Funtenenquelle hinsichtlich der Interpretation von Bestimmungen an Tiefengrundwässern 367
HÖTZL H., METZLER F., ROTHENGATTER P.: Die Kluftmarkierung - Eine Anwendung der Markierungstechnik zur Ermittlung von Durchlässigkeitseigenschaften klüftiger Gesteine 381
GRABCZAK J., ZUBER A., MALOSZEWSKI P., ROZANSKI K., WEISS W., SLIWKA I.: 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 395
GOLDBRUNNER J.E., RAMSPACHER P., ZOJER H., ZÖTL J.G., MOSER H., RAUERT W., STICHLER W.: Die Anwendung natürlicher und künstlicher Tracer in einem hochalpinen Magnesitbergbau 407
ACKERMANN G., BLINDE A., FABIAN E., HÖTZL H.: Anwendung der Markierungstechnik zur Untersuchung der Entwässerungsfunktion eines Erzganges 423

SCHOTTERER U., FELBER H.U., LEIBUNDGUT CH.: Tritium and Oxygen-18 as natural tracers in the complex hydrology of the alpine basin of Grindelwald (Switzerland) 435

ANWENDUNGEN IN FLIESSGEWÄSSERN

FISCHER M.: Abflussmessungen mit Tracern nach dem Verdünnungsverfahren 447
MARTINEC J., SCHOTTERER U., SIEGENTHALER U.: Bestimmung des Grundwasseranteils im Schnee- und Regenabfluss im schweizerischen Einzugsgebiet Dischma 459
GÜNTHERT W., BEHRENS H.: Messung des physikalischen Sauerstoffeintrages in Fliessgewässern mit Tracern - Verfahren und Anwendungsbeispiele 471
ERGENZINGER P.: Ueber den Einsatz von Magnettracern zur Messung des Grobgeschiebetransportes 483

ANWENDUNGEN IN SEEN UND GLETSCHERN

HIRSIG P., LEIBUNDGUT CH., NYDEGGER P.: The present situation regarding the use of fluorescent tracers in limnology 495
SIEGENTHALER U.: Studium von Seedurchmischung und Flusseinschichtung im Bielersee mit Hilfe von $^{18}O/^{16}O$-Messungen 511
COLLINS D.N.: Flow-routing of meltwater in an alpine glacier as indicated by dye tracer tests 523
ASCHWANDEN H., LEIBUNDGUT CH.: Die Markierung der Wasser des Gornerseeausbruches mit drei Fluoreszenztracern 535

ANSTELLE EINES RÜCKBLICKS ... 551

ANWENDUNGEN IM PORENGRUNDWASSER

Die immer noch wachsende Bedeutung dieser Grundwasserkörper für die Wasserversorgung einerseits und die zunehmende anthropogene Gefährdung andererseits fördern sichtlich die Bemühungen um die methodisch-technische Weiterentwicklung in diesem Bereich.

Bei einigen Berichten steht der tracermethodische Aspekt im Vordergrund (drei Beiträge), während bei anderen der Schwerpunkt bei der Auswertung und Interpretation von Daten aus tracerhydrologischen Untersuchungen liegt (acht Beiträge).

Die aus den Markierversuchen ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten werden nicht einheitlich definiert. Da die Diskussionen über die verschiedenen theoretischen Auffassungen zur Zeit im Gange sind, scheint es angebracht, auf diesen Punkt hinzuweisen. Die bisher gängige und am häufigsten wiedergegebene Berechnungsart der mittleren Abstandsgeschwindigkeiten erfolgte aus dem Zeitpunkt des Durchganges von 50 % der ausgebrachten Tracermenge (Statistik: Medianwert).

Zunehmende Verwendung findet die aus dem Schwerpunkt der Tracer-Durchgangskurve (vergleichbar dem gewichteten Mittel in der Statistik) berechnete mittlere Abstandsgeschwindigkeit. Daneben werden aus dem Beginn der Tracer-Durchgangskurve die maximale Abstandsgeschwindigkeit, aus dem Konzentrationsmaximum (Statistik: Modalwert) die intensive Abstandsgeschwindigkeit und aus dem Ende der Durchgangskurve die minimale Abstandsgeschwindigkeit bestimmt. Maximale und besonders minimale Abstandsgeschwindigkeit sind aber abhängig von der Empfindlichkeit der Nachweisgeräte und daher mit Vorsicht zu interpretieren.

APPLICATIONS IN POROUS AQUIFERS

The importance of these aquifers for the public water supply as well as the problems of anthropogenic pollution have obviously promoted the methodological and technical development in this field.

In some of the papers (3) the emphasis is on tracer methodology, others (8) mainly deal with the evaluation and interpretation of data.

The distance velocities determined by means of tracer experiments are not defined in an uniform way. At present the theoretical concepts of this problem are under discussion. A commonly used way of calculating the mean velocity is based on the time after which 50 % of the amount of tracer have been observed (median value in statistics).

The center of gravity of the concentration-time curve (statistics: weighted mean) is being used more and more often for calculating the mean distance velocity. Besides, a maximum, an intensive and a minimum distance velocity are sometimes determined, based on the times of the first appearance of tracer, of the concentration maximum and of the end of the tracer curve. However, these "maximum" and especially "minimum" velocities depend on the sensitivity of the detection system and must therefore be interpreted with caution.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 245 - 256	Bern, 1982

VERHALTEN HYDROLOGISCHER TRACER IN AUSGEWÄHLTEN FLUVIOGLAZIALEN KIESEN, HANGSCHUTT-KIESEN UND TERTIÄREN KIES-SANDEN AUS BAYERN

Dietmar Klotz, Neuberberg bei München

GSF-Institut für Radiohydrometrie, Neuherberg bei München/BRD

Abstract: For some natural loose rock (fluvio-glacial gravels, drift and valley sands and tertiary gravel sands from Bavaria), the behaviour of the gamma-radiating tracers ^{51}Cr-EDTA, ^{82}Br and $^{131}I^-$, of the inactive ion tracers Na^+, Cl^-, F^- and NO_3^- as well as of the fluorescence tracers Uranine, Eosine, Pyranine and Rhodamine B has been investigated in comparison with $^3H^IHO$. For fluvioglacial gravels and drift and valley sands, $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Cl^- and NO_3^-, for tertiary gravel sands, ^{51}Cr-EDTA, $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Cl^-, NO_3^- and Uranine behave in ideal manner (i.e. as titrated water).

1. Einleitung

Tracer sind Markierungsstoffe, mit denen man die Wasserbewegung im Grundwasserleiter verfolgen kann. Sie müssen folgende Eigenschaften aufweisen:

- sie sind gut mit dem Grundwasser mischbar,
- sie verändern nicht die physikalischen Eigenschaften des Grundwassers,
- sie werden nicht am Grundwasserleiter fixiert,
- sie haben eine genügend lange Lebensdauer und
- sie sind auch in grossen Verdünnungen gut nachweisbar.

Tracer, die sich wie Wasser verhalten, werden als ideale Tracer bezeichnet. Als Tracer, der diese Bedingung optimal erfüllt, gilt der Beta-Strahler Tritium als $^3H^1HO$.

2. Grundlagen

Gelöste Stoffe (z.B. Tracer) im Grundwasser erfahren in der Strömung eine Konzentrationsänderung. Die im Grundwasserleiter entstehende mechanische Vermischung der Tracerlösung wird als Dispersion bezeichnet (Näheres zur Dispersion siehe KLOTZ D. (1979a) und (1981)). Der Transport von Tracern durch poröse Medien kann durch Sorptions- und Ionenaustauschkräfte der Tracer am Korngerüst des porösen Mediums verzögert werden. Die Verzögerung des gelösten Stoffes wird i.a. durch den Retardationsfaktor R_D beschrieben, der sich aus dem Verhältnis der mittleren Abstandsgeschwindigkeit v_a des Wassers und der mittleren Transportgeschwindigkeit v_T des gelösten Stoffes ergibt

$$R_D = \frac{v_a}{v_T} . \qquad (1)$$

Als weiteres Mass für die reversible Sorption wird der Verteilungskoeffizient K_d verwendet. Er beschreibt das Verhältnis der spezifischen Konzentration des im Gleichgewichtszustandes an der Lockergesteinsprobe sorbierten und des in Lösung befindlichen Stoffes. Liegen radioaktive Tracer als gelöste Stoffe vor, so ergibt sich der Verteilungskoeffizient K_d entsprechend als Verhältnis der spezifischen Aktivität c_2 des sorbierten Radionuklides an der Lockergesteinsprobe (Dimension:Aktivität/Masse) zur spezifischen Konzentration c_1 des Radionuklides in der Lösung (Dimension:Aktivität/Volumen)

$$K_d = \frac{c_2}{c_1} \quad [cm^3/g]. \qquad (2)$$

Zwischen Verteilungskoeffizient K_d und Retardationsfaktor R_D besteht die Beziehung (s. MAYER S.W. und TOMKINS E.R. (1947)):

$$R_D = 1 + \frac{\gamma}{n} \cdot K_d , \qquad (3)$$

wobei γ die Trockenraumdichte (Dichte des trockenen Säuleninhaltes) und n die totale Porosität bedeuten.

3. Meßanordnungen und Versuchsdurchführung

3.1 Batch-Versuche

Ziel der Batch-Versuche ist die Bestimmun der Verteilungskoeffizienten K_d.

Folgendes Versuchsschema wird angewandt (s. z.B. LANG (1981)): m_g (g) lufttrockenes Lockergestein wird mit V (cm^3) Lösung versetzt und bis zur Erreichung des Sorptionsgleichgewichtes geschüttelt. Nach Erreichen des Gleichgewichtes wird die in der Lösung verbliebene spezifische Aktivität[1)] c_1 bestimmt. Die Berechnung des K_d-Wertes erfolgt nach Gl. (2). Die Bestimmung der spezifischen Aktivität c_2 des am Lockergestein sorbierten Radionuklides erfolgt dabei indirekt aus der spezifischen Aktivität c_o und der spezifischen Aktivität c_1 der Gleichgewichtslösung

$$c_o = \frac{m}{V} \; c_2 + c_1 \qquad (4)$$

Aus Gl. (4) und (2) folgt

$$K_d = \frac{V}{m} \; (\frac{c_o}{c_1} - 1) \qquad (5)$$

V = Lösungsvolumen

m = Trockengewicht der Lockergesteinsprobe

c_o = spezifische Aktivität der Ausgangslösung

c_1 = spezifische Aktivität der Gleichgewichtslösung

Das Trockengewicht m der Lockergesteinsprobe ist gegeben durch

$$m = m_g \cdot \frac{m_o}{m_1} \qquad (6)$$

m_g = eingewogene Lockergesteinsmasse

m_o = Lockergesteinstrockenmasse, Gewicht nach 24-stündigem Erhitzen auf 11o°C der lufttrockenen Masse m_1

Als Gefäße für die Batch-Versuche wurden 25o cm^3 PE-Weithalsflaschen verwendet. Jeweils 1o davon können in eine Rotations-

---

1) Für inaktive Tracer spezifische Konzentration

schüttelmaschine eingebaut und mit einer Frequenz im Bereich von o bis 18 UpM (hauptsächlich angewandte Frequenz 5 UpM) "überkopf" gedreht werden.

In Anlehnung an ROUTSON R.C. et al. (1977) und LANG H. (1981) wird im folgenden ein Verhältnis Lösungsvolumen V zu Lockergesteinsmasse m_g von $V/m_g = 2.5/1$ verwendet:

$$V = 15o,o\ cm^3,\ m_g = 6o,o\ g.$$

Folgende Meßgrößen werden bei den Batch-Versuchen bestimmt:

- die in die Flaschen eingewogene Lockergesteinsmasse m_g ($m_g = 6o,o$ g),
- Volumen V der Tracerlösung ($V = 15o,o\ cm^3$),
- spezifische Konzentration c_o der Ausgangslösung,
- spezifische Konzentration c_1 der Gleichgewichtslösung,
- Schüttelzeit (24 h) und Schüttelfrequenz (5 UpM).

3.2 Säulenversuche

Ziel der Säulenversuche ist die Bestimmung der Retardationsfaktoren R_D.

Fig. 1 zeigt schematisch die verwendete Säulenapparatur. Die Lockergesteinsprobe wird in eine Plexiglassäule von 9o mm Durchmesser und 1ooo mm Länge mit versuchstechnisch dichter Lagerung (unter Wasser in kleinen Schichten und Verdichtung mit einem Rundstab) eingebaut. Ein konstanter Wasserdurchfluß durch die Säule wird mit Hilfe einer Mariotteschen Flasche und einer kontinuierlich verstellbaren Schlauchpumpe im Zufluß sowie einem Niveaugefäß im Abfluß eingestellt. Die Impfung des Tracers erfolgt direkt vor dem Einlaufverteiler durch Injektion in ein Infusionszwischenstück der Fa. Braun Melsungen AG. Die Konzentrationsdurchgangskurven des Tracers werden durch Ausmessen der am Säulenauslauf mit dem Fraktionssammler gemessenen Proben registriert. Folgende Meßgrößen werden bestimmt:

- die in die Säule eingebaute Lockergesteinsmasse m_g und somit die Trockenraumdichte

$$\gamma = m_g/V_s, \qquad (7)$$

V_s = Säulenvolumen

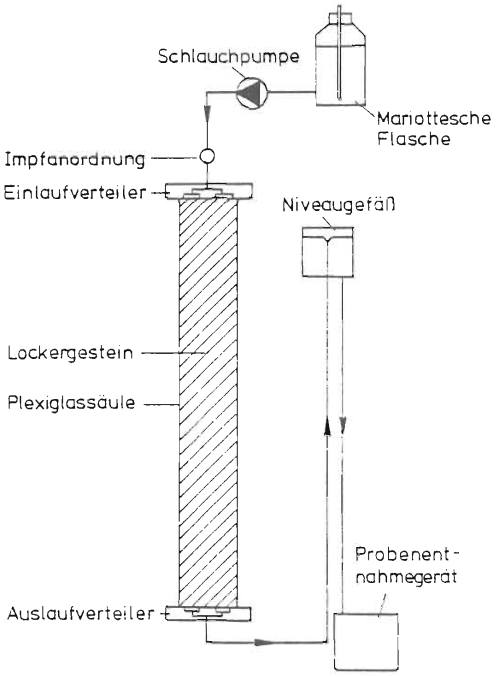

Fig. 1: Schematische Darstellung der Säulenapparatur
Diagrammatic view of the column equipment

- das beim Einbau des Lockergesteins aufgefüllte Wasservolumen V_w und somit die totale Porosität n

$$n = V_w/V_s, \qquad (8)$$

- der eingestellte Säulendurchfluß Q und somit die Filtergeschwindigkeit v_f

$$v_f = Q/F, \qquad (9)$$

F = Säulenquerschnitt

- die am Säulenauslauf registrierten Durchgänge des Tracers (sog. Konzentrationsdurchgangskurven).

Die Abstands- bzw. Transportgeschwindigkeiten v_a und v_T werden aus den Konzentrationsdurchgangskurven nach der Methode der Standardabweichung (s. z.B. KLOTZ D.(1979b)) bestimmt:

$$v_a \text{ bzw. } v_T = l/t_s \qquad (1o)$$

l = Fließlänge (1oo cm)

t_s = Fließzeit des Schwerpunkts der Konzentrationsdurchgangskurve

Die Abstandsgeschwindigkeit v_a des Wassers folgt aus der Konzentrationsdurchgangskurve des Tritiumtracers als $^3H^1HO$. Die Bestimmung der R_D-Werte erfolgt nach Gl. (1).

3.3 Verwendete Tracer

Für die Säulen- und Batch-Versuche wurden folgende Tracer verwendet[2]:

$^{3}H^{1}HO$ (1 µCi/ml), ^{51}Cr-EDTA ($\leq 10^{-4}$ mol), $^{82}Br^{-}$ ($\leq 10^{-4}$ mol), $^{131}I^{-}$ ($\leq 10^{-9}$ mol), Na^{+} (1 mol), Cl^{-} (1 mol), F^{-} (1 mol), NO_3^{-} (1 mol), Uranin (10^{-6} mg/ml), Eosin ($2 \cdot 10^{-5}$ mg/ml), Pyranin ($2 \cdot 10^{-5}$ mg/ml), Rhodamin B ($5 \cdot 10^{-5}$ mg/ml).

3.4 Verwendete Grundwässer

Für die Säulen- und Batch-Versuche wurden für fluvioglaziale Kiese und Hangschutt-Kiese Münchener Leitungswasser, für tertiäre Kies-Sande ein tertiäres Grundwasser verwendet:

Zusammensetzung:

Münchener Leitungswasser (in m mol/m^3): Ca^{2+} 1977, Mg^{2+} 891, Na^{+} 117, K^{+} 27, NO_3^{-} 132, Cl^{-} 190, SO_4^{2-} 175, Si 84, F^{-} 3.

Tertiäres Grundwasser (in m mol/m^3): Erdalkalien 1173, NH_4^{+} 19, NO_3^{-} 3, Cl^{-} 45, SO_4^{2-} 104, F^{-} 24.

4. Ergebnisse

4.1 Kornkenngrößen der untersuchten Lockergesteine

Untersucht wurden je 11 Proben von fluvioglazialen Kiesen, Hangschutt-Kiesen und tertiären Kies-Sanden aus Bayern. Die

Tab. 1: Bereiche der Kornkenngrößen der untersuchten Lockergesteine
Ranges of the grain characteristic parameters of the investigated loose rock

Lockergesteins-art	wirksame Korngröße d_{10} (mm)	mittlere Korngröße d_{50} (mm)	Ungleichförmigkeitsgrad $U = d_{60}/d_{10}$
fluvioglaziale Kiese	0,18 bis 2,4	3,5 bis 13	5 bis 45
Hangschutt-Kiese	0,03 bis 1,0	1,1 bis 10	7 bis 197
tertiäre Kies-Sande	0,18 bis 0,3	0,4 bis 7,3	1,5 bis 53

---

[2] In Klammern Konzentrationen der Impflösung (Impfmenge 1 ml) der Säulenversuche. Die Tracerkonzentration der Batch-Versuche war nur 10^{-3} der der Säulenversuche.

durch Siebung bestimmten Bereiche der Kornkenngrößen (wirksame und mittlere Korngröße, Ungleichförmigkeitsgrad) sind in Tab. 1 zusammengestellt.

4.2 Ergebnisse der Batch-Versuche

In Tab. 2 bis 4 sind die in fluvioglazialen Kiesen, Hangschuttkiesen und tertiären Kies-Sanden aus Bayern mit entsprechenden Wässern gemessenen Verteilungskoeffizienten zusammengestellt. Für die Proben Nr. 1 bis 1o der drei untersuchten Lockergesteinsarten wurde zur K_d-Wert-Bestimmung nur ein Versuch durchgeführt, für die Probe Nr. 11 eine 4-fach-Bestimmung.

Tab. 2: Verteilungskoeffizienten K_d (cm^3/g) der untersuchten Tracer für fluvioglaziale Kiese aus Bayern
Distribution coefficients K_d (cm^3/g) of the investigated tracers for fluvio-glacial gravels from Bavaria

Nr.	^{51}Cr-EDTA	$^{82}Br^-$	$^{131}I^-$	Na^+	Cl^-	F^-	NO_3^-	Uranin	Eosin	Pyranin
1	o,164	o,oo4	o,188	o,54	o,ooo	1,38	o,o61	o,o23	o,844	o,o18
2	o,1o6	o,o12	o,399	o,28	o,o53	1,38	o,192	o,oo9	o,3o2	o,375
3	o,225	o,o28	o,282	1,18	o,o32	1,58	o,234	o,o86	o,292	o,85o
4	o,197	o,o38	1,o8	1,29	o,o97	1,38	o,263	o,o86	2,48	o,o75
5	o,255	o,o35	o,328	1,4o	o,ooo	1,19	o,3o8	o,oo9	o,278	1,21
6	o,191	o,o3o	o,196	o,oo	o,ooo	1,81	o,ooo	o,ooo	o,168	o,154
7	o,164	o,o34	o,194	o,oo	o,1o9	1,93	o,ooo	o,348	o,o27	o,ooo
8	o,27o	o,o37	o,2o9	o,oo	o,357	1,93	o,ooo	o,ooo	o,3o6	o,ooo
9	o,2oo	o,o35	o,144	o,oo	o,227	1,58	o,ooo	o,o57	o,264	o,o37
1o	o,2o8	o,o33	o,325	o,oo	o,227	1,38	o,ooo	o,ooo	o,283	1,33
11	o,37o	o,o34	o,2o8	o,28	o,121	o,88	o,ooo	o,1o2	1,13	o,o84
$\overline{K_d}$	o,214	o,o29	o,323	o,47	o,11o	1,55	o,1o6	o,o65	o,585	o,376

4.3 Ergebnisse der Säulenversuche

Die Versuche zur Bestimmung der Retardationsfaktoren wurden in 3 Säulen durchgeführt:

Säule I : fluvioglazialer Kies Nr. 11
Säule II : Hangschutt-Kies Nr. 11
Säule III: tertiärer Kies-Sand Nr. 11.

Für die Säulen I und II wurde Münchener Leitungswasser, für die Säule III tertiäres Grundwasser verwendet. Die eingestellte Filtergeschwindigkeit betrug $v_f \approx 1o^{-3}$ cm/s.

Die aus den beim Einbau der Lockergesteine in die Säulen bestimmten Lockergesteinsmassen m_g und aufgefüllten Wasservolumen V_w nach Gl. (7) und (8) berechneten Trockenraumdichten und totalen Porositäten n sind in Tab. 5 zusammengestellt. Tab. 5 enthält weiterhin eine Aufstellung der in N-Tracerversuchen an den drei Lockergesteinen bestimmten Retardationsfaktoren.

Tab. 3: Verteilungskoeffizienten K_d (cm^3/g) der untersuchten Tracer für Hangschutt-Kiese aus Bayern
Distribution coefficients K_d (cm^3/g) of the investigated tracers for trift and valley sands from Bavaria

Nr.	^{51}Cr-EDTA	$^{82}Br^-$	$^{131}I^-$	Na^+	Cl^-	F^-	NO_3^-	Uranin	Eosin	Pyranin
1	0,218	0,008	3,39	0,82	0,049	0,20	0,049	0,156	0,556	0,000
2	0,144	0,025	3,46	0,56	0,000	0,40	0,000	0,190	0,206	0,451
3	0,253	0,032	3,31	0,37	0,110	0,36	0,000	0,000	0,446	0,000
4	0,210	0,008	3,44	0,51	0,121	0,13	0,000	0,050	0,735	0,714
5	0,192	0,028	3,72	0,42	0,000	0,06	0,000	0,129	0,292	0,035
6	0,212	0,022	2,86	0,48	0,164	0,00	0,049	0,000	0,221	0,403
7	0,265	0,049	3,79	0,42	0,000	0,13	0,049	0,000	0,827	0,000
8	0,204	0,031	3,14	0,39	0,000	0,06	0,000	0,000	0,201	0,147
9	0,173	0,036	0,41	0,15	0,121	0,13	0,049	0,044	1,70	0,551
10	0,248	0,033	4,38	0,29	0,000	0,00	0,000	0,156	1,96	0,000
11	0,061	0,045	2,80	0,01	0,349	0,32	0,027	0,060	0,034	0,058
$\overline{K_d}$	0,198	0,029	3,15	0,40	0,083	0,16	0,020	0,071	0,653	0,214

Tab. 4: Verteilungskoeffizienten K_d (cm^3/g) der untersuchten Tracer für tertiäre Kies-Sande aus Bayern
Distribution coefficients K_d (cm^3/g) of the investigated tracers for tertiary gravel sands from Bavaria.

Nr.	^{51}Cr-EDTA	$^{82}Br^-$	$^{131}I^-$	Na^+	Cl^-	F^-	NO_3^-	Uranin	Eosin	Pyranin
1	0,476	0,112	0,079	0,71	0,185	1,09	0,109	1,05	2,64	9,6
2	0,921	0,222	0,050	2,00	0,354	1,62	0,357	5,15	6,24	151,3
3	0,248	0,116	0,031	1,47	0,017	0,68	0,227	0,167	1,45	0,00
4	0,261	0,120	0,030	1,72	0,165	0,68	0,227	0,105	0,87	0,02
5	0,201	0,119	0,039	1,62	0,205	0,54	0,109	0,134	0,93	2,74
6	0,374	0,120	0,050	1,62	0,035	0,68	0,109	0,357	0,93	1,06
7	0,286	0,106	0,037	1,72	0,035	0,68	0,227	0,234	1,24	1,46
8	0,143	0,115	0,066	2,32	0,185	0,54	0,000	0,102	0,48	0,00
9	0,135	0,126	0,035	2,00	0,127	0,48	0,109	0,009	0,21	0,00
10	0,166	0,133	0,068	1,72	0,108	0,19	0,109	0,034	0,46	0,00
11	1,00	0,116	0,013	0,86	0,057	0,09	0,054	0,055	0,07	0,39
$\overline{K_d}$	0,383	0,128	0,045	1,61	0,134	0,66	0,149	0,225	0,93	1,53

Tab. 5: Retardationsfaktoren R_D und Verteilungskoeffizienten K_d (cm^3/g) der in den Säulen I bis III eingebauten Lockergesteine. N = Versuchsanzahl, k = Korrekturfaktor
Retardation factors R_D and distribution coefficients K_d (cm^3/g) of the loose rock installed into the columns I to III. N = number of tests, k = correction factor

	Tracer →		^{51}Cr-EDTA	$^{82}Br^-$	$^{131}I^-$	Na^+	Cl^-	F^-	NO_3^-	Uranin	Eosin	Pyranin	Rhod.B
Fluvioglazialer Kies Nr. 11	Versuche Säule I γ = 2,8 cm^3/g n = o,239	N R_D σR_D	4 1.24 o,o6	2 o,97 o,o2	3 1,o3 o,o1	5 1,47 o,11	4 o,96 o,o4	1 2,54	3 1,o3 o,o1	4 1,18 o,1o	3 1,69 o,o2	1 1,18	1 >6
	Batch-Versuche	N K_d σK_d	3 o,37o o,o15	6 o,o34 o,o31	4 o,2o8 o,o26	7 o,264 o,o95	3 o,121 o,142	3 o,882 o,198	4 o,26o o,o65	7 o,1o8 o,o99	4 1,13 9,19	3 o,o85 9,o3o	3 1,42 o,11
	R_D nach Gl. (3) k nach Gl. (12)	R_{Db} k	5,33 o,o55	1,39 o,oo1	3,43 o,o13	4,o9 o,152	2,42 o,oo1	11,3 o,15o	4,o4 o,o1o	2,19 o,151	14,2 o,o52	1,99 1,822	17,6
Hangschutt-Kies Nr. 11	Versuche Säule II γ = 2,8 cm^3/g n = o,221	N R_D σR_D	4 1,15 o,14	2 o,97 o,o1	3 o,95 o,o3	5 1,3o o,13	4 1,oo o,12	1 1,84	3 1,oo o,oo	4 1,22 o,18	3 1,55 o,o2	1 1,12	1 >5
	Batch-Versuche	N K_d σK_d	3 o,o61 o,oo7	6 o,o45 o,o33	4 2,79 o,52	4 o,o1o o,ooo	3 o,349 o,o62	3 o,32o o,177	4 o,o27 o,o54	7 o,o6o o,o58	4 o,o34 o,o25	3 o,o4o o,o87	3 1,79 o,37
	R_D nach Gl. (3) k nach Gl. (12)	R_{Db} k	1,77 o,193	1,58 o,oo1	36,4 o,oo1	1,oo 2,36	5,43 o,oo1	5,o6 o,2o6	o,oo1	o,288	1,29	o,237	
tertiärer Kies-Sand Nr. 11	Versuche Säule III γ = 2,7 cm^3/g n = o,165	N R_D σR_D	4 1,11 o,o9	2 o,96 o,oo	3 1,oo o,o3	5 2,17 o,36	4 o,98 o,o8	1 1,8o	3 o,98 o,o2	4 o,99 o,o1	3 1,12 o,o1	1 1,o4	1 >8
	Batch-Versuche	N K_d σK_d	3 1,oo o,o2	5 o,116 o,124	4 o,o13 o,oo5	2 o,862 o,432	3 o,o57 o,o5o	2 o,o86 o,ooo	4 o,o54 o,o77	7 o,o55 o,o25	4 o,o74 o,o23	3 o,391 o,227	2 9,8 o,8
	R_D nach Gl. (3) k nach Gl. (12)	R_{Db} k	17,4 o,oo7	2,9o o,oo1	1,2o o,oo1	15,2 o,o83	1,97 o,oo1	2,41 o,567	1,88 o,oo1	1,9o o,oo1	2,21 o,o99	7,4 o,oo6	162

5. Diskussion und Wertung der Ergebnisse

Untersucht wurde das Verhalten der hydrologischen Tracer ^{51}Cr-EDTA, $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Na^+, Cl^-, F^-, NO_3^-, Uranin, Eosin, Pyranin und Rhodamin B in verschiedenen Lockergesteinen im Vergleich zum $^3H^1HO$. Die untersuchten Lockergesteine sind repräsentativ für fluvioglaziale Kiese, Hangschutt-Kiese und tertiäre Kies-Sande Bayerns.

Die Untersuchungen wurden in Batch- und Säulenversuchen durchgeführt. Die Ergebnisse der Säulenversuche (R_D-Werte) sind in Tab. 5, die der Batch-Versuche (K_d-Werte) in den Tab. 2, 3 und 4 zusammengestellt. Aus den Säulenversuchen folgt, daß sich für den fluvioglazialen Kies Nr. 11 und den Hangschutt-Kies Nr. 11 $^{82}Br^-$, $^{131}J^-$, Cl^- und NO_3^-, den tertiären Kies-Sand Nr. 11 $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Cl^-, NO_3^-, Uranin und Pyranin ideal (d.h. nahezu wie $^3H^1HO$, $R_D < 1,1$) verhalten.

Die Umrechnung der in Batch-Versuchen bestimmten Verteilungskoeffizienten K_d nach Gl. (3) in Retardationsfaktoren R_{Db} erbringt aber keine Übereinstimmung mit den in Säulenversuchen bestimmten R_D-Werten (s. Fig. 2).

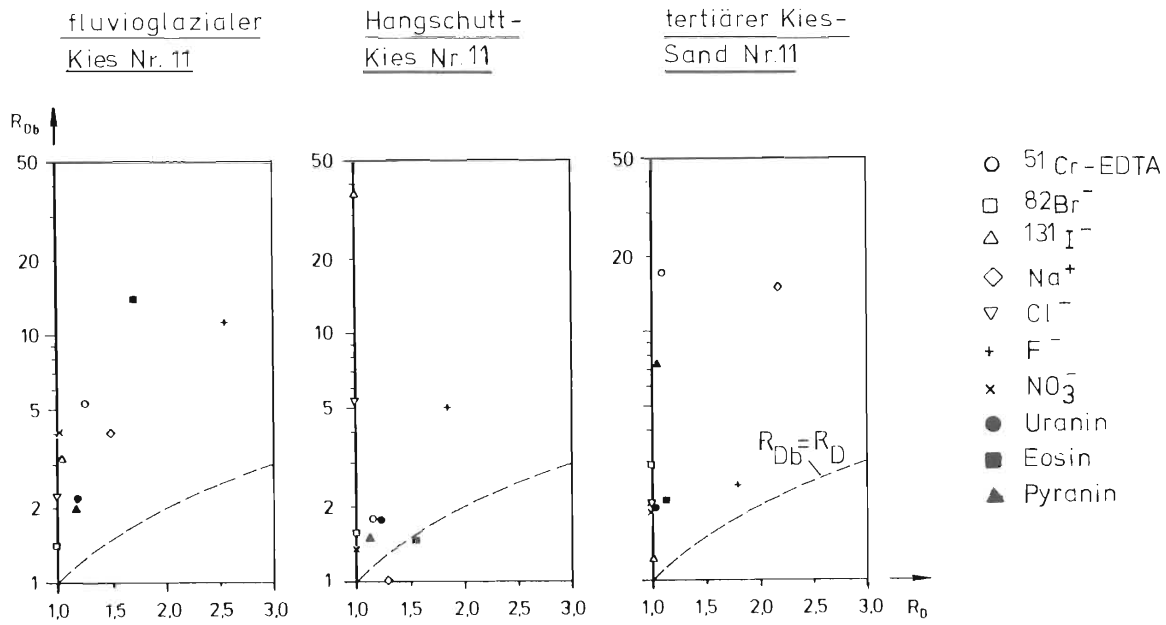

Fig. 2: Nach Gl. (3) berechnete Retardationsfaktoren R_{Db} als Funktion der in Säulen bestimmten R_D-Werte
According to equation (3) calculated retardation factors R_{Db} as function of the R_D-values determined in the columns

Zur Berechnung der R_D-Werte aus den K_d-Werten der Batch-Versuche wird deshalb Gl. (3) modifiziert:

$$R_D = 1 + \frac{\gamma}{n} k K_d \qquad (11)$$

Der Korrekturfaktor k folgt aus dem Vergleich der Ergebnisse der Säulenversuche (R_D) und der der Batch-Versuche (K_d)

$$k = \frac{R_D - 1}{\gamma / n} \cdot \frac{1}{K_d} \qquad (12)$$

In Tab. 5 sind die nach Gl. (12) bestimmten Korrekturfaktoren zusammengestellt.

Da die K_d-Werte je Tracer in den 11 Proben je Lockergesteinsart nicht zu weit streuen, wurde in erster Näherung als Maß für die Sorptionseigenschaft der Tracer der K_d-Mittelwert ($\overline{K_d}$) berechnet (s. Tab. 2, 3 und 4).

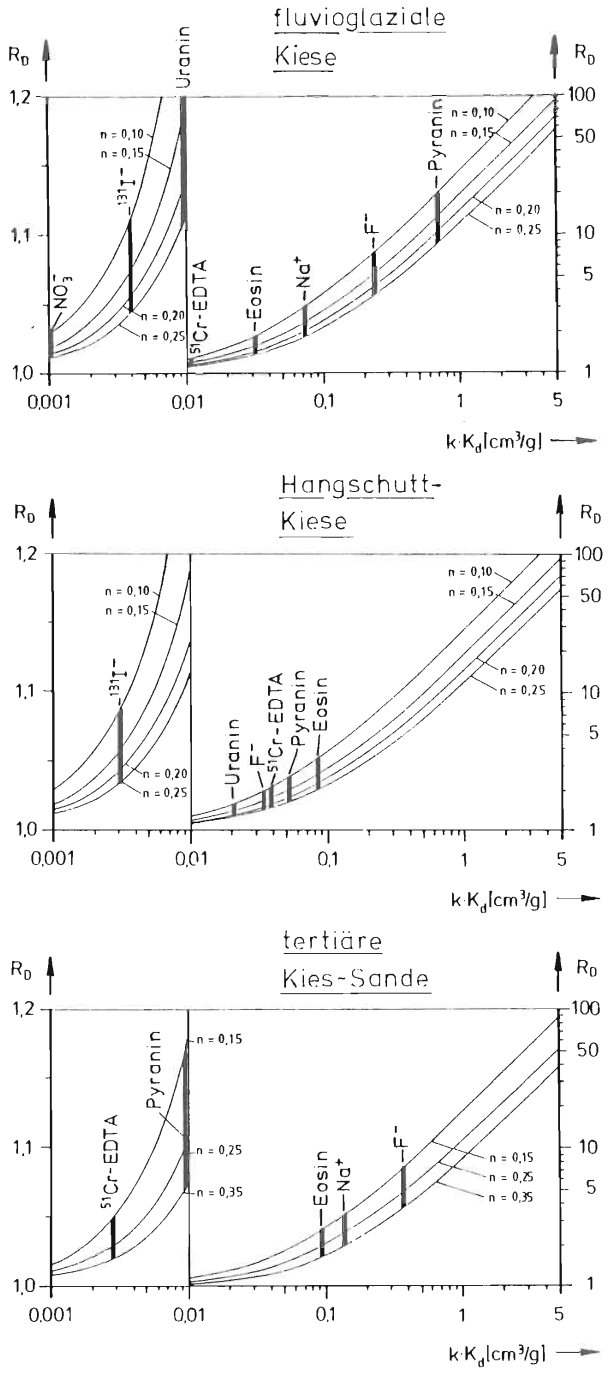

Fig.3:
Retardationsfaktoren R_D nach Gl.(11) als Funktion der korrigierten Verteilungskoeffizienten $k \cdot K_d$.

Retardation factors R_D according to equation (11) as function of corrected distribution coefficients $k \cdot K_d$.

Fig. 3 zeigt die nach Gl. (11) berechneten Retardationsfaktoren als Funktion der korrigierten Verteilungskoeffizienten $k \cdot K_d$, Parameter ist die Porosität n. Trägt man für die Tracer die berechneten Werte $k \cdot \overline{K_d}$ ein, so folgt, daß sich folgende Tracer nahezu ideal (d.h. wie $^3H^1HO$, $R_d < 1,1$) verhalten:

fluvioglaziale Kiese und Hangschutt-Kiese: $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Cl^- und NO_3^-,

tertiäre Kies-Sande: ^{51}Cr-EDTA, $^{82}Br^-$, $^{131}I^-$, Cl^-, NO_3^-. Uranin, (Pyranin).

Danksagung:

Für die Messungen des Tritiumgehaltes danke ich Herrn Dipl.-Phys. W. Rauert und seinen Mitarbeitern.

Literatur:

KLOTZ, D. (1979a): Longitudinale Dispersionskoeffizienten für Einkornmaterialien und natürliche Kies-Sande - Deutsche Gewässerkundl. Mitt., 23, 35

KLOTZ, D. (1979b): Säulenversuche zur Bestimmung von bodenphysikalischen Kenngrößen bei wassergesättigtem Fließen - GSF-Bericht R 189, 27 S.

KLOTZ, D. (1981): Hydrodynamic dispersion of solute in porous media - Elsevier Scientific Publishing Company, im Druck

LANG, H. (1981): Zur experimentellen Bestimmung von Verteilungsgleichgewichten nach dem Batch-Verfahren, in Vorbereitung

MAYER S.W., TOMPKINS, E.R. (1947): Ion exchange as a separation method: a theoretical analysis of the column separation process - J. amer. chem. Soc., 69, 2866

ROUTSON R.C., JANSON G., ROBINSON A.V. (1977): ^{241}Am, ^{237}Np and ^{99}Tc sorption on two United States subsoils from differing weathering intensity areas - Health Physics Pergamon Press, 33,311

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 257 - 268	Bern, 1982

STREAM POLLUTION AS A TRACER FOR GROUNDWATER STUDIES

Nikola Preka

School of Public Health "Andrija Stampar" in Zagreb/YU

Izet Avdagić
Nevenka Lipold
Branko Kurpjel

Institute of water Resources Engineering in Sarajevo/YU

Abstract: About 7 km from the confluence of two watercourses there is a groundwater intake which supplies the neighbouring settlements with water. One of the two watercourses is strongly polluted by various industrial wastes, the result being that under certain hydrological conditions and in case of the increased exploitation of the intake, there is a possibility of the penetration of various harmful pollutants into the underground waterbearing layer in this mixing section. These pollutants have been used as tracers in defining the degree of infiltration, the main directions as well as the velocity of the groundwater flow.

1. Introduction

Of all the watercourses in Bosnia and Herzegovina, the river Bosna receives the highest industrial pollution load, being, therefore, polluted already in its upper reaches by municipal and industrial wastes. Due to the high capacity of selfpurification, it is in a relatively satisfactory state in its lower section near the town of Doboj. Here it receives its last tributary, the river Spreča (Fig.1).

This little stream the discharge of which is only about 20% of the Bosna discharge is heavily polluted by numerous industrial

waste waters, comprising mainly $CaCl_2$, NaCl, $MgCl_2$, NH_4^+, phenols, benzoles, pyridines, detergents and heavy metals.
The present pollution strongly affects the water quality in the Bosna in the whole of its 71 km long course from the mouth of the Spreča up to the confluence of the Bosna and Sava rivers.

N.PREKA (1964) and N.LIPOLD (1965) studied the mixing processes in this reach by measuring the concentration of chloride as the most stable pollution indicator, at a number of cross-sections along the stream.

The investigations have disclosed that at low water the mixing process occurs in the section about 11 km long, the chloride concentrations in its starting part diminishing from the right bank to the left one. The water layers with various chloride concentrations were clearly visible and they revealed a tendency towards the stratification parallel to the bottom.

In this reach of the Bosna about 7 km downstream from the confluence along the left bank, there is a groundwater intake used for supplying the town of Doboj with water. Due to the increased exploitation of the intake there is a possibility that under certain hydrologic conditions the wastes that endanger the quality of drinking water may infiltrate into the waterbearing layers.

Such a situation imposed complex hydrologic investigations which eventually should result in the corresponding sanitary and technological protection measures of the existing groundwater intake. The starting point of these investigations was to define the propagation velocity of the infiltrated water into the underground, the main directions of the groundwater movement and to define the most permeable zone.

Most of the mentioned hydrologic investigations can be carried out by the use of various tracers. However, the environmental protection, particularly in case of the so delicate structures of the municipal water engineering, strictly limits the choice of the kind and concentration of tracers.

Without changing the existing natural conditions, the authors have tried in this specific case to use the chemical quality indicators as tracers which are already present in the investigated waters.

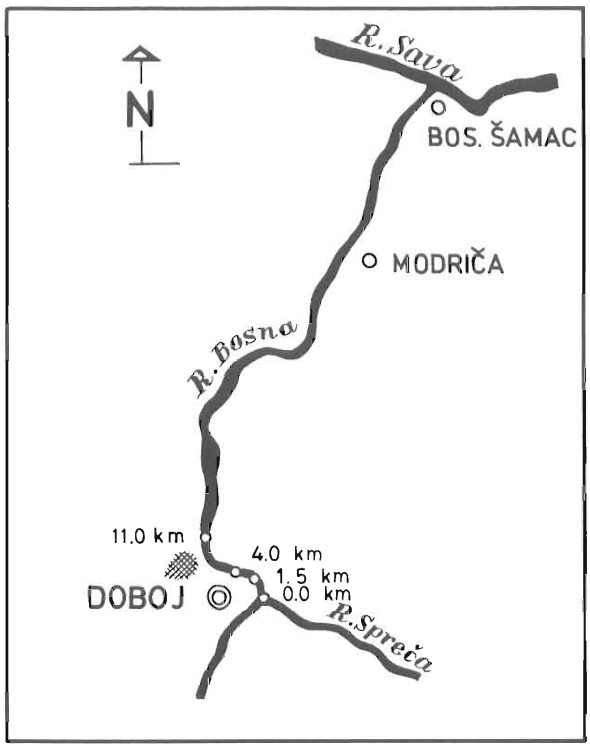

Fig.1. The lowest section of the river Bosna

o Distance from the Confluence

Groundwater Intake

2. Characteristics of the investigated area

2.1. Hydrogeologic characteristics

The river Bosna runs in this section of its course through a relatively wide valley formed by tectonic and denudation processes. According to I.SOKLIĆ (1977), the youngest sediments in the valley were brought by the watercourse and deposited in temporary reservoirs behind which the terraces remained.

The groundwater intake is situated on the youngest terrace following the strike of the river valley. The shallow investigation boreholes have disclosed three layers. The surface layer consists of loam and more or less clayey sand. The lower water--permeable layer is made of gravel, sand and clayey gravel sand, while the bedrock consists of marl clay, marl and marl limestone. In the intake area, the groundwater is at the depth

of 1-4 m below the surface depending on micro-morphologic soil properties and hydrologic situation.

The storage and the flow of the groundwater have a direct hydrological connection with the watercourse by the whole surface of the river bed. Under the natural conditions, the river water in the period of low water partly infiltrates the underground. At high waters, however, the hinterland water increment is considerable so that the water infiltration from the stream into the underground is very low.

Standard investigation methods helped to define the infiltration coefficients in the boreholes in the vicinity of the exploitation wells and in the investigation boreholes, ranging from $1,0 \cdot 10^{-3}$ to $3,2 \cdot 10^{-3}$ m/s.

2.2. Surface and groundwater regime

The analysis of the conditions under which higher or lower infiltration or a change in groundwater quality occur is based in the first place upon the water regime both in the open stream and the aquifer.

The water regime analysis of the surface stream has been carried out by a water gauge station 6 km upstream, with the period of observation of 50 years and by means of an auxiliary gauge station in the zone of the investigation, set up for the purposes of this study. The established correlation of the levels at these two gauge stations helped to define the lowest water level in the study area, as well as the fluctuations of low waters which are only about 0,2 m.

The investigation of the changes in the groundwater levels has been done by 18 piezometers and 3 exploitation wells situated in the intake area. The position of these structures is given in Fig.2. The investigation results revealed the correlative dependence between the fluctuations of the Bosna river level and the groundwater level.

In the natural watercourse regime the infiltration of water from the surface stream is not very pronounced even in case of low waters. The infiltration considerably intensifies under the conditions of greater exploitation of the intake. At low

waters and greater exploitation the inflow of the infiltrated water is estimated to be about 75% of the total pumped quantities.

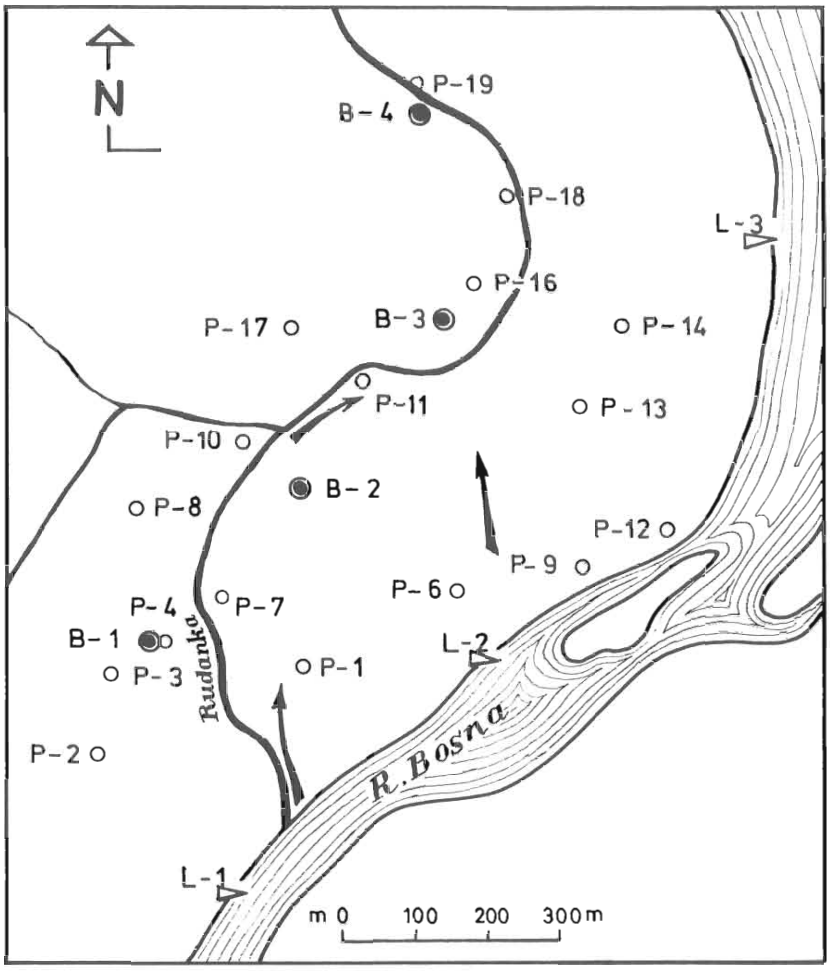

Fig.2. The position of the intake

▽ gauge station

o piezometer

◉ well

main direction of groundwater flow

2.3. Surface and groundwater quality

Physical and chemical analyses of the samples of both the surface and groundwater have been carried out within this study. The observations comprised the period from July to December 1980, the quality control of the river Bosna being made upstream from the mouth of the Spreča, along the infiltration section, and the control of the river Spreča was made in its mouth,

observing at the same time the groundwater quality in 3 exploitation wells and 4 control piezometers.

The results obtained revealed once again the strong influence of the Spreča upon the quality of water in the Bosna, especially regarding the increase of chloride, sulphate, calcium and magnesium content. Thus the chloride concentration in the Bosna which normally ranges up to 12 mg Cl^-/l, increases up to 23-212 mg Cl^-/l below the mouth of the Spreca, depending on the discharge.

The groundwater samples taken from wells and piezometers also disclosed considerable changes in the quality, especially regarding the hardness and the content of calcium, magnesium, chloride and sulphate. The greatest fluctuations in the content of these quality indicators have been found in the samples of water taken from the wells B_2 and B_3 and their neighbouring piezometers. This fact confirms the strong influence of the Bosna river upon the water quality in the infiltration zone.

The water taken from the well B_1 considerably differs in quality from the water from B_2 and B_3 because it shows higher mineralization which remained almost unchanged during the observations. The samples from B_1 had lower chloride content and different relations as to calcium, magnesium and non-calcareous hardness. The most important fact for further studies is the existence of strong functional dependence between the chloride concentration in the river Bosna and its discharge, which is clearly shown in Fig.3.

This functional dependence enabled the authors to use chlorides as natural tracers.

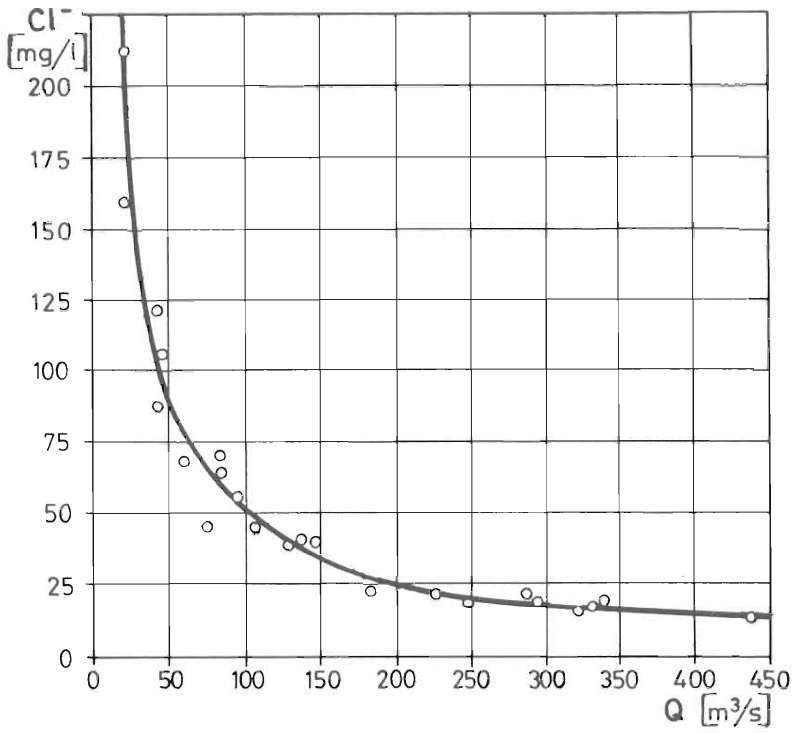

Fig.3. Dependence of the chloride concentration on the discharge of the Bosna

3. The organization and results of the groundwater flow investigations

Along the examples of the groundwater tracing by chloride known in literature, the infiltration in the valley of the river Bosna is very similar to the aquifer in the lower valley of the Birs. For the purposes of the observation of the groundwater movement in the valley of the Birs river, H.SCHMASSMANN (1972) used the artificiel tracer NaCl which was released into the underground water-bearing layer through one of the existing infiltration zone. In case of the intake along the Bosna, the chloride infiltration occurs along the whole contact area. The velocity of the groundwater flow was defined on the basis of the observation of the increased chloride concentration wave which comes to the intake from the Bosna river during low waters.

Taking into account the occurrence of low waters, the main observations were carried out in the period from September 1-st

to December 30-ieth 1980 in which continuous measurements of levels and chloride concentrations were done on the water samples taken in all the above mentioned measuring points.

The measurements of the chloride concentrations in water were carried out by the standard Mohr's method.

The characteristic summer low waters occurred in the Bosna in September and the beginning of October, and the results of the observations of the chloride pollutional wave are given in Fig.4.

The graph presenting the Bosna river levels and the groundwater levels at the control piezometer P_1 clearly shows greater difference between the river level and the groundwater level in dry periods, i.e. the hydraulic gradient increases, which is caused in the first place by groundwater pumping. This is also the reason for considerable recharge of the underground in low water periods.

The data on the changes in levels and chloride concentrations in the river Bosna and the changes in chloride concentrations in the piezometer P_1 and the wells B_2 and B_3 point to the dependence between the discharge viz. the chloride concentration in the river and the duration of its passage up to these measuring points.

Following the propagation of the high chloride concentration wave in the P_1, B_2 and B_3 it becomes noticeable that the highest wave concentrations diminish with the increase of the distance from the river Bosna. The time changes in the "wave peak" which corresponds to the maximum velocity of the chloride movement in the underground, lead to the conclusion that the recharge of the well B_2 occurs through the piezometer P_1. This in fact is the main flow direction which goes along the old earth-covered river bed of the Bosna, making possible a very fast pollution transport into the intake area.

The time of the occurrence as well as the quantity of the chloride in the well B_3 show that its recharge goes not only through P_1 and B_2 but also directly from the Bosna river. The recharge of the well B_1 occurs through the hinterland and it practically does not respond to the pollution changes in the

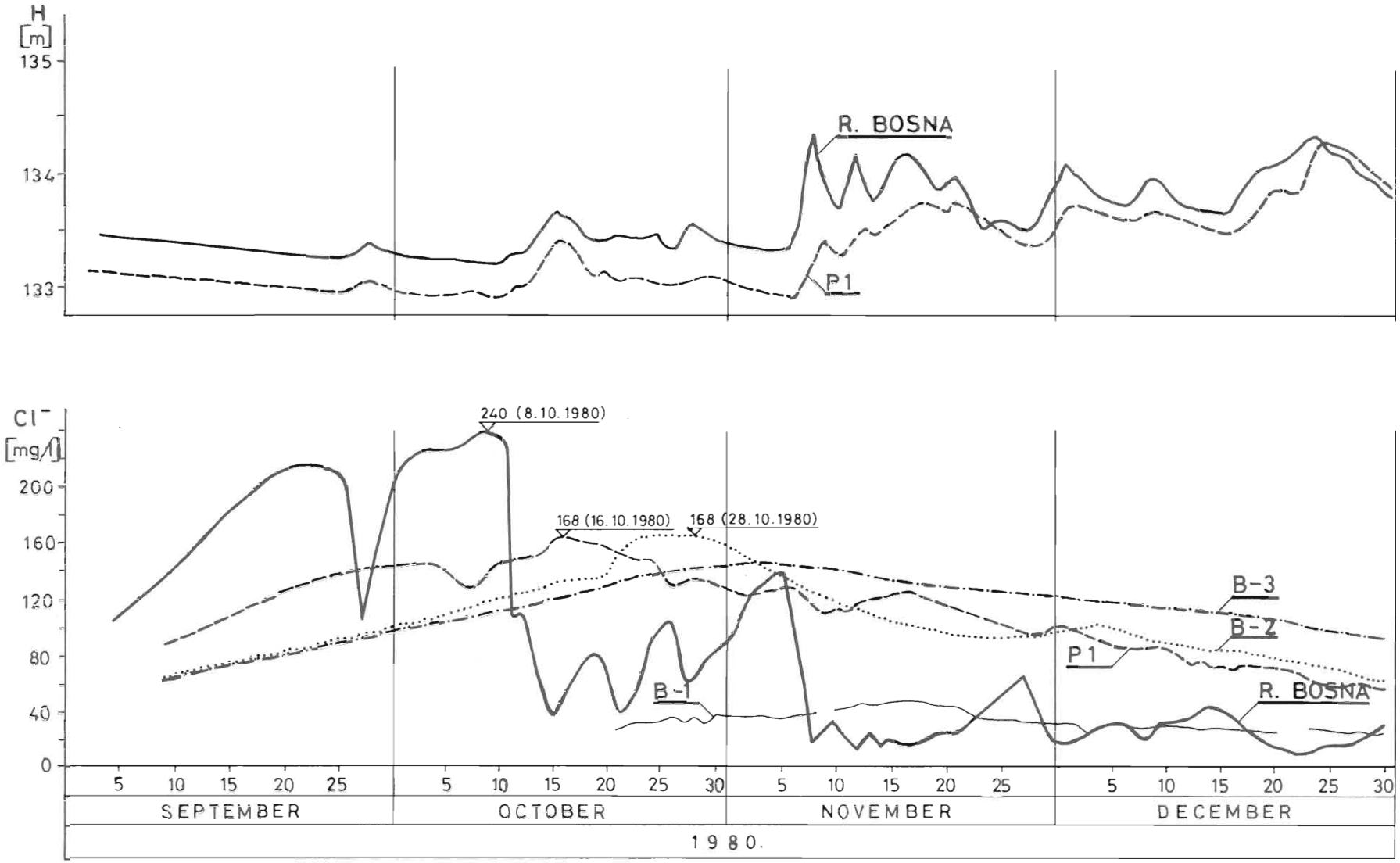

Fig. 4: Changes in water level and chloride concentration at the selected measuring points

Bosna. This can be confirmed by very low chloride concentrations with a very small range of changes.

The peak chloride concentration which occurred on October 8th, 1980 at the discharge of the Bosna of Q = 28 m^3/s was recorded in the piezometer P_1 after 8 days and in the well B_2 after 20 days. This corresponds to the velocity of 1.04 m/h. The calculations have disclosed that in case of low waters in the Bosna when the discharge Q90% = 50 m^3/s and the chloride concentration about 100 mg Cl^-/l, then the maximum velocity of the groundwater novement towards P_1 is only 0.42 m/h and towards B_2 it is 0.65 m/h. At higher discharges in the river Bosna, when the chloride concentration diminishing is very pronounced, these changes are only slightly reflected upon the situation in the underground due to the fact that the chloride concentration here shows an asymptotic tendency towards a finite value.

This ocurrence results from the hydraulic resistences of the underground which together with the inflow of hinterland waters prevent any higher inflow of the river waters and their exploitation with the existing well system.

The defining of general directions and maximum velocity of the pollution movement towards the exploitation wells was carried out during the main observations parallel to the studies of the presence of harmful matters in the water samples.

The recorded minimum and maximum values of those pollutants are given in the following table.

Position	Cl^- mg/l	Zn µg/l	Pb µg/l	Cu µg/l	Hg µg/l	Detergents µg/l	pH
R.Bosna	23 212	4.5 360	0.8 13.5	6.1 6.2	0.2 0.7	0.04 0.14	7.80 8.22
Piezometer P_1	22 147	8.1 105	3.8 11.7	10.7	0.5 0.7	0.04	7.80 7.92
Well B_1	23 44	8.1 33	1.4 13.7	9.7 12.5	0.02 0.17	0.04	7.49 7.68
Well B_2	75 154	1.2 50	3.7 10.5	3.5 8.4	0.02 0.13	0.04	7.54 8.01
Well B_3	54 137	1.6 44	6.9 11.1	3.5 5.0	0.15 0.7	0.04	7.60 7.84

The results obtained point to the existence of the water pollution by harmful and dangerous matters. Their maximum values, however, both in the waters of the river Bosna and the groundwater of the intake do not exceed at the moment the permissible values of the drinking water standards.

4. Conclusions

The example of the river Bosna points to the possibilities of using the existing watercourse pollution as a tracer for the purposes of the velocity measurements of the underground watercourse movement. The selected chemical pollutant has to be stable and very little subject to the adsorption in the soil. Since the infiltration of the pollutant into the underground is constant, its inflow must be constant as well, which means that the changes in the concentration of the indicator present in the stream water depend exclusively upon the changes of its discharge. Only in this situation it is possible to follow in the underground the velocity of the propagation of higher tracer concentration wave which appears after the low water period.

Taking into consideration the objective of the studies, the maximum velocity of the groundwater movement towards the exploitation well of 1.04 m/h reveals how an accidental pollution may result in the pollution of the intake water already 20 days after its occurrence.

One of the measures of sanitary and technical protection in such cases is the continuous control of the chloride concentration in the representative piezometer P_1 which would enable the timely exclusion of the intake from the water supplying system if necessary.

In order to prevent further depositing of and soil enrichment with heavy metals which can be remobilized, it is necessary to successively reduce the inflow of these waste matters by the construction of the corresponding industrial waste waters treatment plants.

5. References

PREKA N. (1964), Mixing of Waters of Two Streams - Proceedings of the second International Conference held in Tokyo, 1964.

LIPOLD N. (1965), Contribution to Methodology of Defining the Sample Taking Points after the Mixing of Waters of Two Streams - Naše gradjevinarstvo, Vol. 4.

SCHMASSMANN H. (1972), Quantitative Auswertung von Kochsalzmarkierungen in Schotter-Grundwasserströmen - Geologisches Jahrbuch, Reihe C, Heft 2.

SOKLIĆ I. (1977), Geologija Bosne i Hercegovine - Kenozojske periode, Geoinženjering, Sarajevo, 1977.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 269-274	Bern, 1982

EIN POLLUTION-TRACER-VERFAHREN IM BEREICH DER WESER BEI BREMEN

Dieter Ortlam, Bremen

Aussenstelle Bremen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Bremen/BRD

Abstract: The potash-containing waste water of the river Weser infiltrates the upper groundwater level of Bremen at a distance of 7 km. The temporal different content of potash-containing waste water of the Weser (Cl^-, SO_4^{--}, Mg^{2+}) near Bremen makes possible, to calculate the middle velocity of the groundwater with the concentration of chlorides as pollution tracer in the wells and in the water of the Weser river. The concentration of chlorides only halves after a time of more than 10 years in the groundwater level. Least velocities of the groundwater could be calculated in this region ($<$ 10 cm/d).

Die Bevölkerung von Bremen entnimmt seit 1200 Jahren ihr Wasser aus der Weser, da dieses vorzüglich für den menschlichen Genuss und vor allem als Brauwasser geeignet war. Im Gegensatz dazu sind die Grundwässer im oberen Grundwasserleiter von Bremen weniger als Trink- und Brauchwasser zu verwenden, da sie zum grössten Teil aus stark eisenhaltigen Moorwässern bestehen, die niedere pH-Werte und hohe CO_2-Aggressivitäten aufweisen. Durch den Bau von Langsamfiltrationsanlagen im Jahre 1873 waren auch gelegentlich auftretende bakteriell bedingte Epidemien aus dem Weserwasser gebannt (OHL A., 1973; EBERHARDT M., 1975).

Kaum war aber dieses Problem gelöst, da tauchten ab dem Jahre 1886 die ersten Kali-Bergwerke im Einzugsgebiet der Weser auf (Kalibergwerk "Hercynia" bei Vienenburg südlich Braunschweig), die in der Folgezeit eine steigende Menge von Kaliabwässern in die Vorfluter und damit in die Weser abgaben. Die Kaliabwässer bestehen zum überwiegenden Teil aus Chlorid-Laugen, in denen höhere Anteile von Sulfaten, Kalium, Magnesium, Calcium und Brom enthalten sind.

Bis zum Jahre 1948 wurde die für Bremen mit 350 mg/l Chloride festgelegte Belastung der Weser aufgrund von Vereinbarungen in den zwanziger Jahren eingehalten. Danach fanden zunehmend Ueberschreitungen dieses Grenzwertes, vor allem in den Trockenjahren, statt. Ab dem Jahre 1968 gab es dann einen markanten Anstieg in der Konzentration der Kaliabwässer der Weser dadurch, dass die Kaliwerke der DDR die Versenkung eines Teiles der Laugen in den Untergrund aufgab und nun sämtliche Kaliabwässer in den Vorfluter (Ulster/Werra/Weser) abliessen. So fliessen heute im Schnitt über 40'000 to/d an gelösten Salzen bei Bremen die Weser hinab. Ueber 90 % der Salzbelastung stammt dabei aus den Kaliwerken der DDR.

Das Kaliabwässer belastete Wasser der Weser infiltriert nun den oberen Grundwasserleiter der Weser, die Niederterrassensande. HOLZ H.W. (1971) gibt im Bereich der Mittelweser (Minden-Bremen) Infiltrationstiefen von maximal 1'500 m im Bereich von Staustufen der Weser an. Im Abschnitt der Oberweser (Hannoversch-Münden - Minden) betragen diese nur wenige 100 Meter.

Im Zuge der Erstellung der Baugrundkarte Bremen wurde auch ein Grundwasserhöhengleichenplan von einem einzigen Tag im oberen Grundwasserleiter (=Wesersande) konstruiert (ORTLAM D., 1980; ORTLAM D. und SCHNIER H., 1980). Dabei zeigte es sich, dass das Grundwassergefälle im Bereich der Niederungsgebiete von Bremen zwischen 1 : 1'000 und 1 : 5'000 schwankt, d.h. es sind trotz guter Durchlässigkeit der Wesersande nur sehr geringe Grundwasserabstandsgeschwindigkeiten zu erwarten. Die Eindringtiefen des Weserwassers am Weserwehr in Bremen-Hemelingen betragen nach NE bis 7 km, nach SW bis 4 km.

Um eine Vorstellung über die Grösse der mittleren Abstandsgeschwindigkeiten im tidebeeinflussten und -nichtbeeinflussten

Bereich von Bremen zu erhalten, da langfristig das Gefährdungspotential der Weser abgeschätzt werden musste, wurden ursprünglich konventionelle Tracer-Versuche geplant. Diese gelangten jedoch wegen der zu erwartenden niederen Abstandsgeschwindigkeit und der Schwierigkeit der zeitlich aufwendigen Probennahme nicht zur Ausführung.

Vielmehr stand ein Kurvenzug über die monatlichen Maximal- und Minimalwerte der Chlorid-Konzentration des Weserwassers bei Bremen zwischen 1881 und 1981 zur Verfügung. Er wurde aus alten Archivunterlagen und Publikationen erarbeitet. Der Kurvenzug zeigt den markanten Anstieg in der Chlorid-Konzentration ab dem Jahre 1968, wo eine Verdoppelung der mittleren Chlorid-Konzentration im Weserwasser von 400 mg/l auf 800 mg/l erfolgte (=Aufgabe der Versenktätigkeit der DDR-Kali-Werke). Dieser markante Anstieg und die davorliegenden und nachfolgenden Konzentrationsspitzen konnten nun als charakteristischer Kurvenzug für den chloridischen Anteil der Kaliabwässer als Pollution-Tracer herangezogen werden, um 3 Brunnen in verschiedenen Abständen zur Weser zu testen und die mittleren Abstandsgeschwindigkeiten des Untergrundes zu ermitteln (Abb. 1).

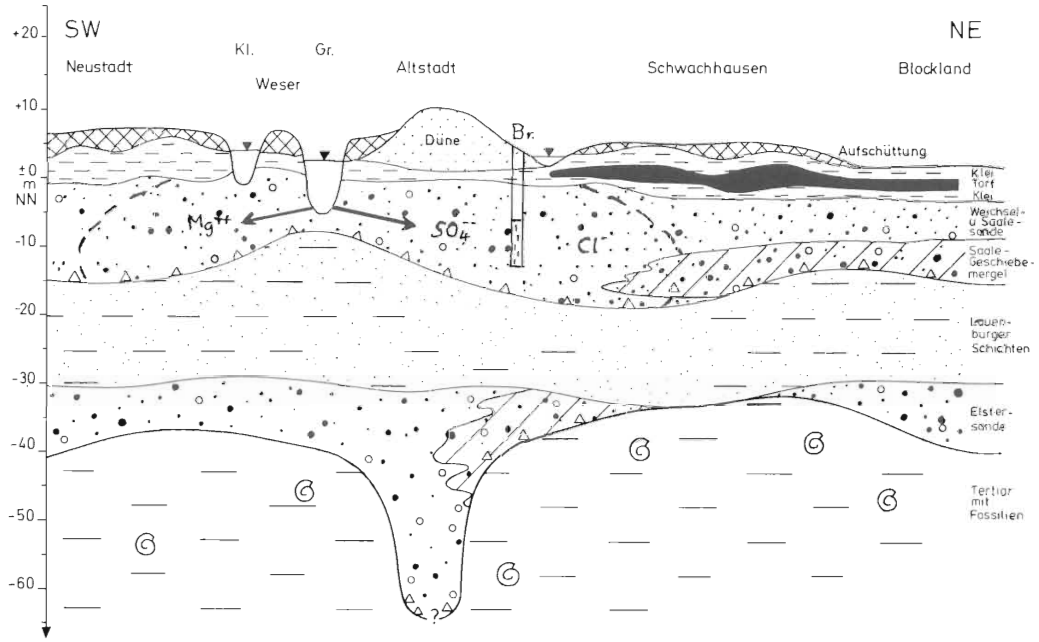

Abb. 1: Schematischer hydrogeologischer Schnitt mit Infiltration der Kaliabwässer der Weser bei Bremen

Erster Fall: Brunnen mit 55 m Abstand zur tidebeeinflussten Weser (Tidehub 4 m). Grundwassergefälle zur Weser 1 : 1'000, jedoch durch die Tiden stark wechselnd. Durch einen Vergleich der Kurvenzüge über die Chlorid-Konzentration in der Weser und im Brunnen ergibt sich, dass sich bei allen Spitzen ein zeitlicher Versatz von 75 Tagen erkennen lässt. Die beiden Kurvenzüge sind ansonsten ziemlich identisch, lediglich die Chlorid-Konzentration hat zum Brunnen hin um die Hälfte abgenommen. Aus Abstand (55 m) und Laufzeit (75 Tage) lässt sich eine mittlere Grundwasserabstandsgeschwindigkeit von 70 cm pro Tag ableiten. Dies ist sicher ein Maximalwert, da der Brunnen noch in Betrieb ist und das grössere Gefälle im Absenkungstrichter nicht berücksichtigt wurde.

Zweiter Fall: Ein Brunnen mit 300 m Abstand zur tideunabhängigen Weser, oberhalb des Hemelinger Wehres (Aufstau: ca. 4 m). Durch den Aufstau stellt sich ein Grundgefälle von 1 : 800 bis 1 : 2'000 ein, das von der Weser weg in die Uferflanken hinein gerichtet ist (Umströmung des Weserwehres). Beim Vergleich der Chloridkurven der Weser und des Brunnens lässt sich gut erkennen, dass der markante Chloridanstieg aus dem Jahre 1968 und alle nachfolgenden Spitzen erst nach 8,1 Jahren im Brunnen angelangt sind. Die Chloridkonzentration hat sich trotz der langen Laufzeig erst halbiert. Aus Abstand (300 m) und Zeit (8,1 Jahre) lässt sich eine mittlere Grundwasserabstandsgeschwindigkeit von 10 cm pro Tag errechnen. Dies ist sicher wieder ein Maximalwert, da auch hier das steilere Gefälle des Absenkungstrichters des in Betrieb befindlichen Brunnens nicht berücksichtigt wurde.

Dritter Fall: Bei einem 500 m von der Weser entfernten Brunnen, ebenfalls oberhalb des Weserwehres Bremen-Hemelingen, erfolgt der markante Chloridanstieg von 1968 erst 11,25 Jahre später. Der Chloridgehalt wird ebenfalls - trotz der extrem langen Laufzeit - nur halbiert, wenn man die äquivalenten Konzentrationsspitzen in Weser und Brunnen vergleicht. Aus Abstand (500 m) und Laufzeit (11,25 Jahre) lässt sich hier eine mittlere Abstandsgeschwindigkeit von 12 cm pro Tag errechnen. Dies dürfte ebenfalls ein Maximalwert sein, da der Brunnen mit hohen Förderraten gefahren wird, so dass im Absenkungstrichter des Brun-

nens wesentlich höhere Abstandsgeschwindigkeiten zu erwarten sind. Eliminiert man diese höheren Geschwindigkeiten, so dürften unter den gegebenen Aufstaubedingungen oberstrom des Weserwehres Bremen-Hemelingen mittlere Grundwasserabstandsgeschwindigkeiten des Uferfiltrats von unter 5 cm pro Tag zu erwarten sein. Mit grösserer Entfernung zur Weser nimmt das Grundwassergefälle auf Werte um 1 : 2'000 ab, so dass u.U. sogar mit Abstandsgeschwindigkeiten um 1 cm pro Tag zu rechnen ist. Daraus kann abgeleitet werden, dass erst nach etwa 200 Jahren die heutigen Auswirkungen der Kaliabwässerkonzentrationen (Chloride, Sulfate, Kalium, Magnesium, Brom) im äussersten Umströmungsbereich des Hemelinger Weserwehres angelangt sein werden. Aber auch den übrigen Bestandteilen des Weserwassers (z.B. Phosphate, Stickstoffverbindungen, Schwermetalle, Kohlenwasserstoffe in gelöster Form, Radionuklide) sollte Beachtung geschenkt werden, da sie je nach Konzentration, Menge und Untergrundbeschaffenheit unterschiedlich zurückgehalten werden. Kalium, Schwermetalle und Radionuklide werden beim Durchgang durch den Untergrund relativ gut zurückgehalten und eignen sich daher weniger als Pollution-Tracer.

Die Auswirkungen der Infiltration der Kaliabwässer der Weser in den Untergrund von Bremen lassen sich also nicht nur nach Monaten und Jahren, sondern nach Jahrzehnten und Jahrhunderten bemessen. Die Pollution-Konzentration der Chloride nimmt wegen Ueberdeckung mit bindigen Auelehmen und urbaner Oberflächenversiegelung nur langsam in Fliessrichtung ab. Die Folge davon waren und werden die Stillegung von zahlreichen Brunnen zur Trink- und Brauchwasserversorgung von Industrie und Bevölkerung Bremens sein.

Literatur:

EBERHARDT M. (1975): Trinkwassergewinnung aus Flusswasser, insbesondere Weserwasser. Deutsche Gewässerkundl. Mitt., 19, Sonderheft, 56-62, Koblenz

HOLZ H.W. (1971): Groundwater recharge by dammed-up rivers. Memoirs I.A.H., 9, 72-79, Tokio

OHL A. (1973): Die Wasserversorgung der Freien Hansestadt Bremen. 275 S., Bremen (Hauschild)

ORTLAM D. (1980): Baugrundkarte Bremen
Teil E : Grundwasserverhältnisse im oberen Grundwasserleiter, 1 : 25'000
E 1: Höhengleichenplan des Grundwasserspiegels in m NN (Datum: 7.4.1976), 6 Blätter

ORTLAM D. und SCHNIER H. (1980): Erläuterungen zur Baugrundkarte Bremen. 41 S., Bremen (Schmalfeldt & Co.)

ORTLAM D. (in Vorbereitung): Einsatz und Möglichkeiten von Pollution-Tracer-Verfahren am Beispiel der Weser. N.Jb. Geol. Paläont., Stuttgart.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 275 - 281	Bern, 1982

ZUR GEOSTATISTISCHEN AUSWERTUNG DER ERGEBNISSE VON EINBOHRLOCHMESSUNGEN

Walter Drost

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

Abstract: Single well techniques are applied to measure filtration velocity and flow direction of groundwater. The results in shallow aquifers until now reveal that the skewness of the distribution of the filtration velocity depends on the uniformity coefficient of the aquifer matrix. The mean filtration velocity values determine hydraulic conductivities which are in fairly good relation with values reached from pumping tests in the same aquifer.

1. EINLEITUNG

Die von MOSER, H. et al. (1957) and MAIRHOFER, J. (1963) vorgeschlagenen Einbohrlochmethoden zur Bestimmung der Filtergeschwindigkeit und der Fließrichtung des Grundwassers sind in den letzten beiden Dekaden in mehr als 150 Projekten angewandt worden (DROST, W. u. NEUMAIER, F. (1974), KLOTZ, D. et al. (1978), MOSER, H. u. RAUERT, W. (1980)).

Die Anwendung der Einbohrlochmethoden erfolgt vornehmlich in Lockergesteinen wie Sand, Kies und Geröll, welche genügend große Porenhohlräume zur Aufnahme und Weiterleitung beträchtlicher Wassermengen enthalten.

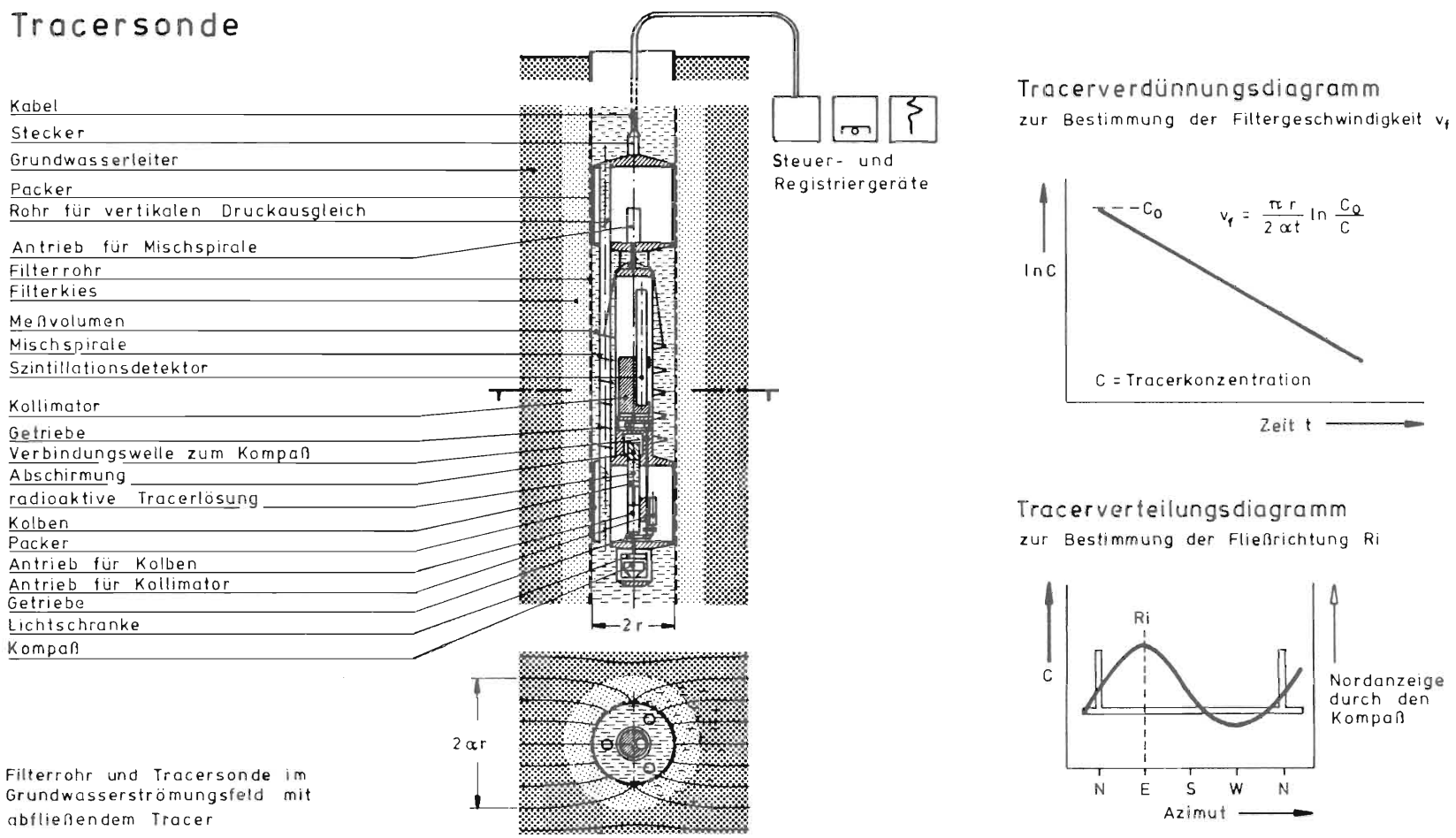

Fig. 1 Tracersonde zur Bestimmung der Filtergeschwindigkeit und der Fließrichtung des Grundwassers. Die Höhe des Meßvolumens ist 50 cm. Als Tracer wird der radioaktive Stoff ^{82}Br in NH_4Br-Lösung verwendet.

Tracer probe to measure filtration velocity v_f and flow direction Ri of groundwater. Tracer dilution log is followed by tracer distribution log. The used tracer is ^{82}Br in NH_4Br-solution. The height of the measuring volume is 0.5 m.

In diesen Aquifern lassen sich die Filtergeschwindigkeit und die Fließrichtung des Grundwassers mit einer Genauigkeit von besser als 5 % ermitteln, wenn die vorgesehenen Grundwasserpegel durch die Art ihres Ausbaus mit Filterrohr und Filterkiesschüttung sandfreien Grundwasserdurchfluß bei geringem Filterwiderstand garantieren.

2. MESSTECHNIK

Durch eine neue Tracersonde ist die Bestimmung der Filtergeschwindigkeit v_f und der Fließrichtung Ri in einem Meßvorgang möglich. Bei diesem in Fig. 1 gezeigten Gerät ist im Meßvolumen eine Kollimatorsonde integriert. Mit ihr werden nach der Injektion und Durchmischung der Tracerlösung nacheinander das Tracerverdünnungsdiagramm zur Bestimmung der Filtergeschwindigkeit v_f und das Tracerverteilungsdiagramm zur Bestimmung der Fließrichtung Ri aufgenommen. Die Auslenkung der Kollimatoröffnung im Azimut wird durch einen Kompaß bestimmt, indem sie beim Durchfahren von dessen Nordanzeige über die Lichtschranke einen Impuls erzeugt.

Durch diese kombinierte Messung ist es möglich, bei sehr kleinen Filtergeschwindigkeiten ($v_f \leq 0.05$ m/d) festzustellen, ob die Tracerverdünnung noch durch die Fließbewegung des Grundwassers oder nur durch radiale Diffusion erfolgt. Tracerverdünnung durch Fließen wird durch die baldige Ausbildung der Extrema des Tracerverteilungsdiagramms angezeigt.

3. VERTEILUNG VON FILTERGESCHWINDIGKEIT UND FLIESSRICHTUNG IN SEICHTEN, QUARTÄREN AQUIFERN

Durch die Einbohrlochmethoden läßt sich in einem Aquifer die Grundwasserströmung im Vertikalprofil Schicht für Schicht mit hoher Auflösung ermitteln. Dabei können die in verschiedenen Pegeln und Tiefen registrierten v_f- und Ri-Einzelwerte beträchtlich voneinander abweichen. Im folgenden sollen Ergebnisse diskutiert werden, die in seichten Aquifern mit geringer Grundwassermächtigkeit (ca. 5 - 20 m) und geringem Flurabstand des Grundwasserspiegels (einige Meter) gewonnen wurden.

Charakteristische Häufigkeitsdarstellungen von v_f-Werten in einem Aquifer sind in Fig. 2 dargestellt. Das Histogramm von

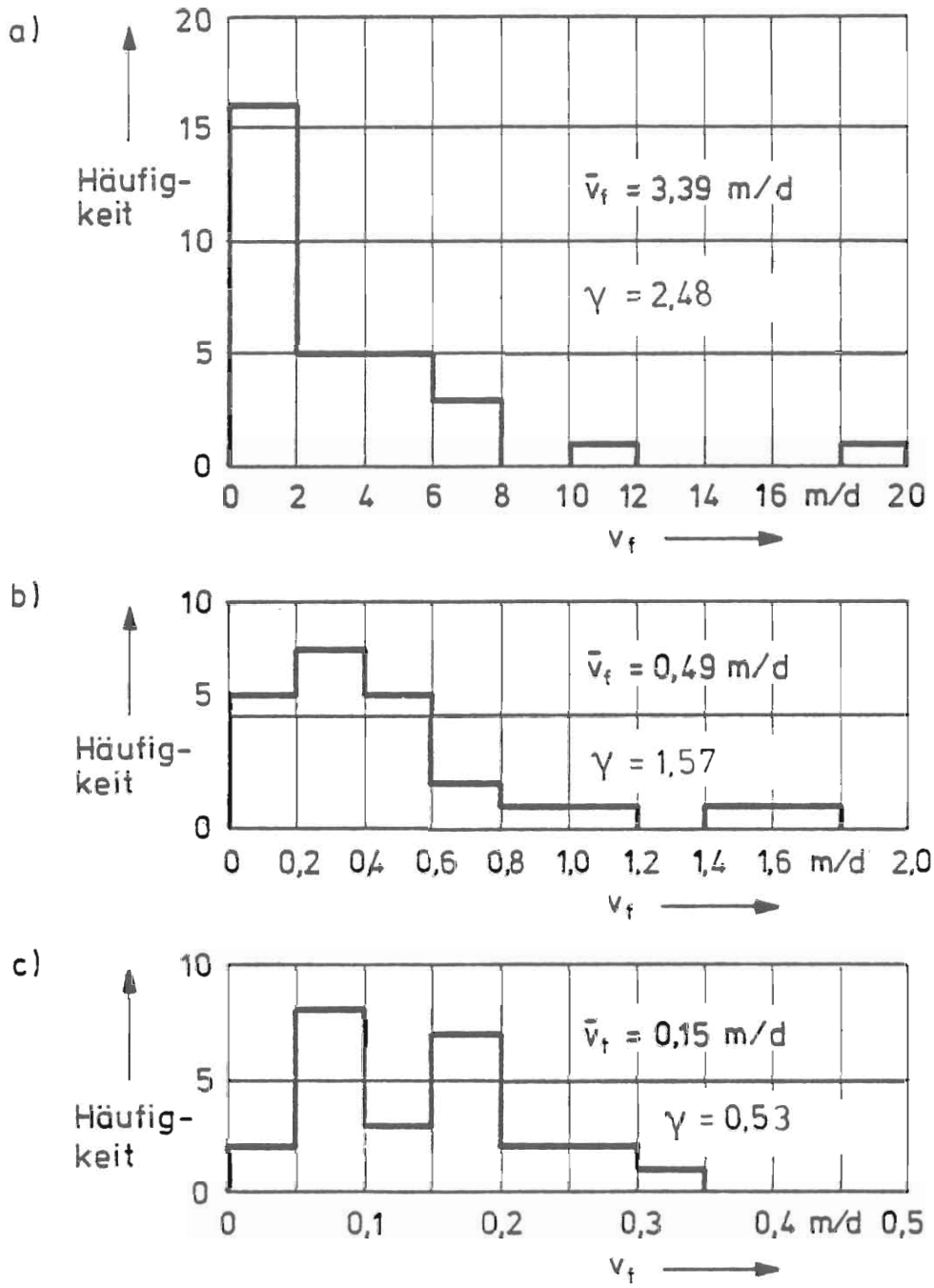

Fig. 2 Charakteristische Häufigkeitsverteilungen von v_f-Werten
a) in groben Schottern, b) in Sanden und Kiesen und
c) in Feinsanden

Characteristic frequency distribution of v_f-values
a) in coarse gravels, b) in gravel and sands and
c) in fine sands

Fig. 2a mit v_f-Werten 0.05 m/d $\leq v_f \leq$ 19.9 m/d wurde in quartären Schottern der Münchener Altstadtstufe gewonnen, deren Körnungsband eine Ungleichförmigkeit U ~ 85 ergibt. Fig. 2b gibt die Verteilung von v_f-Werten (0.04 m/d $\leq v_f \leq$ 1.8 m/d) in gut wasserdurchlässigen Sanden und Kiesen der Niederterrasse am Linken Niederrhein (U ~ 60) wieder. Die in Fig. 2c gezeigte v_f-Verteilung (0.04 m/d $\leq v_f \leq$ 0,31 m/d) wurde in gut sortierten Flugsanden (U ~ 2.5) in der Oberpfalz aufgenommen. Alle drei Histogramme zeichnen sich dadurch aus, daß der Modalwert und das arithmetische Mittel $\overline{v_f}$ der Filtergeschwindigkeiten verschieden sind. Sie sind Verteilungen mit einer positiven Schiefe. Die Schiefe γ dieser v_f-Verteilungen hängt von der Ungleichförmigkeit des Aquifers ab. Nach den Ergebnissen von ca. 30 aus quartären Böden bestehenden Aquifern läßt sich empirisch die folgende Beziehung aufstellen (r = Korrelationskoeffizient)

$$\gamma = 0.02\ U + 0.4 \qquad r = 0.93$$

Die Verteilung der in einem Aquifer gemessenen Fließrichtungen kann ebenfalls eine beträchtliche Streuung aufweisen. In der Regel stimmt jedoch ihr Mittelwert mit dem aus den Grundwasserhöhenlinien ermittelten Gefälle überein. Abweichungen von der Hauptfließrichtung werden durch die lokalen Inhomogenitäten im Aquifer, durch lokalen Abfluß zu Rinnen, die mit sehr gut durchlässigem Schottermaterial verfüllt sind, oder auch durch lokale Infiltration hervorgerufen. Dabei kann die lokale Fließrichtung durchaus gegenläufig zum Grundwassergefälle auftreten.

4. BESTIMMUNG DER HYDRAULISCHEN LEITFÄHIGKEIT K DURCH DAS TRACERVERDÜNNUNGSVERFAHREN UND DURCH PUMPVERSUCHE

Bei der Kenntnis des Grundwassergefälles läßt sich nach dem Gesetz von Darcy aus der in einem Aquifer ermittelten Filtergeschwindigkeit $\overline{v_f}$ die hydraulische Leitfähigkeit (oder Durchlässigkeit des Bodens) bestimmen. Dieser durch Tracerverdünnung (Dilution) ermittelte K(D)-Wert eines Aquifers läßt sich mit dem aus Pumpversuchen ermittelten K(P)-Wert vergleichen. Nach Ergebnissen aus mehr als 20 Untersuchungsgebieten gilt zwischen beiden Werten eine lineare Regression (Fig. 3)

$$K(P) = 0.85\ K(D) - 0.0003 \qquad r = 0.98$$

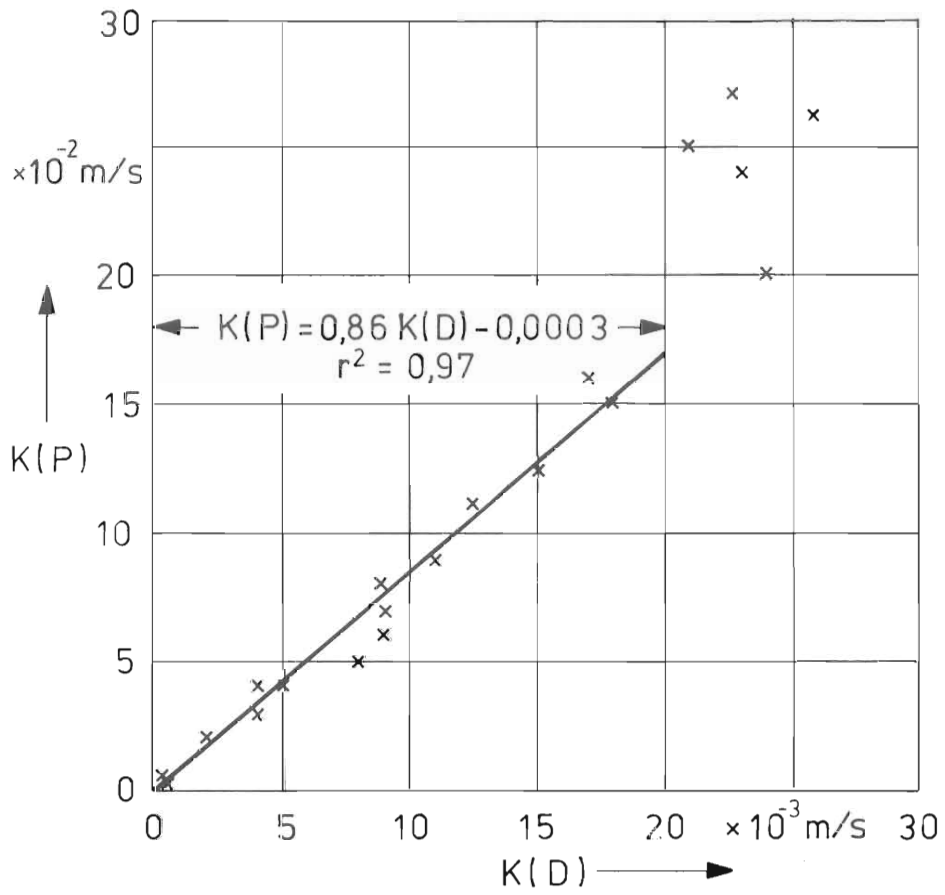

Fig. 3 Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit in verschiedenen Aquifern als Ergebnis von Einbohrlochmethoden (K(D)) und von Pumpversuchen (K(P))

Hydraulic conductivity determined in different aquifers by single well techniques (K(D)) and by pumping tests (K(P))

Nach dieser Relation sind die K(D)-Werte ca. 15 % größer als die K(P)-Werte. Diese Differenz ist durch den unterschiedlichen Maßstab bedingt, mit der beide Verfahren den Aquifer ansprechen. Durch das Tracerverdünnungsverfahren wird die Filtergeschwindigkeit und damit die Leitfähigkeit in der Horizontalebene des Grundwasserleiters gemessen, während in das Ergebnis eines Pumpversuches sowohl die horizontale wie auch die vertikale hydraulische Leitfähigkeit eingehen. Nach Fig. 3 ist die obige Relation im Bereich $0.0002\ m/s < K < 0.02\ m/s$ bzw. $0.05\ m/d < v_f < 5\ m/d$ experimentell nachgewiesen. Bei Filtergeschwindigkeiten $v_f > 5\ m/d$ bzw. bei hydraulischen Leitfähigkeiten $K > 0.02\ m/s$ wird anscheinend beim Pumpversuch der Absenktrichter

kleiner und somit der vertikale Zufluß geringer, so daß sich die K(D)- und K(P)-Werte annähern.

5. ZUSAMMENFASSUNG

Die durch die Einbohrlochmethode ermittelten Filtergeschwindigkeiten bestimmen durch ihren Mittelwert in einem Aquifer einen Wert der hydraulischen Leitfähigkeit, der sich sehr gut mit dem aus Pumpversuchen ermittelten Wert korrelieren läßt. Die Häufigkeitsverteilung der Einzelwerte weist jedoch eine sehr große Varianz auf. In seichten Aquifern läßt sich die Schiefe dieser Verteilung in Beziehung zum Ungleichförmigkeitsgrad des Körnungsbandes der Sedimente setzen.

LITERATUR

MOSER H., NEUMAIER F. und RAUERT W. (1957): Die Anwendung radioaktiver Isotope in der Hydrologie: Ein Verfahren zur Ermittlung der Ergiebigkeit von Grundwasserströmungen - Atomkernenergie 2

MAIRHOFER J. (1963): Bestimmung der Strömungsrichtung des Grundwassers in einem einzigen Bohrloch mit Hilfe radioaktiver Elemente - Atompraxis 3

DROST W. und NEUMAIER F. (1974): Application of single borehole methods in groundwater research - Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Nr. 2

KLOTZ D. und TRIMBORN P. (1978): Single borehole techniques. Present status and examples of recent applications - Isotope Hydrology 1978, Nr. 1

MOSER H. und RAUERT W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie - Verlag Gebrüder Borntraeger

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 283 - 295	Bern, 1982

ERMITTLUNG VON ABSTANDSGESCHWINDIGKEIT, HYDRAULISCHER LEITFÄHIGKEIT UND DISPERSIONSKOEFFIZIENT AUS MARKIERUNGSVERSUCHEN IN KIESIGEN UND SCHLUFFIGEN AQUIFEREN

Gerhard Luft, Koblenz und Gerd Morgenschweis, Essen

Ing.-Büro Dr.-Ing. G. Björnsen, Koblenz und Ruhrtalsperrenverein, Abt. Wasserwirtschaft, Essen (beide vormals: Lehrstuhl für Geographie und Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.)

Abstract: The estimate of geo-hydrological parameters from groundwater tracing experiments can be modelled objectively by the use of physical, mathematical models. The results of these (one- and two-dimensional) model calculations give improved results of the average interstitial velocity and the resulting hydraulic conductivity as well as the dispersion coefficients (longitudinal and transversal) as index of the dispersion current. This can be demonstrated by several tracing experiments using uranine and eosin in silt and gravel aquifers of Southern Badenia (SW-Germany).

1. EINFÜHRUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die Technik der Markierungsversuche wurde anfänglich zur Erkundung von unterirdischen Wasserwegen vor allem in verkarsteten und klüftigen Gebieten entwickelt (KNOP A. (1878), KÄSS W. (1964,1965,1967, 1972), ZÖTL J. (1974), BATSCHE H. et al. (1967,1970) u.a.). Sie wird heute in Wissenschaft und Praxis zur Kennzeichnung von Fließrichtungen, Fließzeiten, Wasserscheiden, Sickerströmungen, Infiltrationsraten und nicht zuletzt zur Bestimmung geohydrologischer Parameter wie Abstands- und Filtergeschwindigkeit, hydraulischer Leitfähigkeit, Dispersionskoeffizienten etc. von Porengrundwasserleitern eingesetzt.

Betrachten wir z.B. einen Versuchsaufbau nach der Mehrpegeltracermethode in einem infiniten Grundwasserleiter, bei dem ein Markierungsstoff in ein Eingaberohr injiziert wird, so kann sich die Tracerkonzentration einmal in Fließrichtung des Grundwasserstromes und zum anderen durch Dispersions- und Diffusionsvorgänge nach allen Richtungen ausbreiten. Die Ausbreitung eines Tracers ist abhängig von Gefälle und Berandung eines porösen Aquifers, dessen Substrateigenschaften und Porenraum; weiter von der Durchführung des Markierungsversuches, z.B. als Momentaninjektion oder als kontinuierliche, über einen längeren Zeitraum konstante Eingabe. Die Injektion kann punktförmig oder vertikal über die gesamte Grundwassermächtigkeit erfolgen; die Strömungsverhältnisse können ungestört oder z.B. durch Pumpversuche erzwungen sein. Des weiteren muß der Modus der Konzentrationsmessung bei Eingabe und Entnahme berücksichtigt werden. Die Konzentration kann als "resident concentration" (C_R = Masse / Volumen), zum anderen als "flux concentration" ($C_F = (L_f/Q)_t$) aus der Lösungsfracht L_f (mg/s) und dem Durchfluß Q bestimmt werden (HIBSCH G. u. KREFT A. (1980), KREFT A. u. ZUBER A. (1979)).

In galerieartig, kreis- und halbkreisförmig angeordneten Entnahmepegeln werden dann Konzentrationsdurchgänge mit der Zeit beobachtet. Aus den resultierenden Durchgangskurven (eindimensional C(x,t) oder zweidimensional C(x,y,t)) können nicht nur die Hauptfließ- und -transportrichtung, sondern indirekt auch die geohydrologischen Parameter Abstandsgeschwindigkeit Va, Filtergeschwindigkeit Vf und hydraulische Leitfähigkeit Kf abgeleitet werden.

Die Schwierigkeiten der exakten Bestimmung der o.a. geohydrologischen Parameter eines porösen Aquifers liegen in der Erfassung der mittleren Abstandsgeschwindigkeit Va, die sich wiederum aus den Unsicherheiten beim Festlegen einer mittleren Fließzeit $\bar{t}$ ergeben. So wird die mittlere Fließzeit $\bar{t}$ oft nach Faustformeln bestimmt, wie z.B. als der Zeitpunkt, an dem die Konzentration nach Überschreiten des Maximums C_{max} auf $2/3 \cdot C_{max}$ oder $1/2 \cdot C_{max}$ abgesunken ist (DANEL P. (1953)). Auch objektivierte Verfahren, die z.B. diesen Zeitpunkt aus der Schwerelinie als Medianzeit bestimmen (LEIBUNDGUT Chr. (1974), LUFT G. (1980)), liefern nur vorläufige Schätzwerte. Zur Überprüfung oder Verbesserung der so geschätzten Parameter können geometrische, physikalische oder statistische

Modellvorstellungen für die raum-zeitliche Konzentrationsausbreitung herangezogen werden (SCHEIDEGGER A.E. (1954), FRIED J.J. (1975), OGATA A. (1976), KREFT A. u. ZUBER A. (1978)).

2. VERWENDETER MODELLANSATZ UND PARAMETERSCHÄTZUNG

Der hier verwendete Modellansatz, die auf A.E. SCHEIDEGGER zurückgehende allgemeine Differentialgleichung für die ein- und zweidimensionale Tracerausbreitung, wurde in LUFT G. (1981) detailliert vorgestellt. HIBSCH G. u. KREFT A. (1979) sowie KREFT A. u. ZUBER A. (1978) haben die verschiedenen möglichen Lösungsansätze in Abhängigkeit der Anfangs- und Randbedingungen bei Eingabe und Entnahme systematisch zusammengestellt. Danach ergeben sich bei Momentaninjektion in den infiniten Grundwasserleiter und bei Probennahme als resident concentration folgende Lösungsansätze:

$$C(x,t) = \frac{A}{F \cdot P \sqrt{4\pi \cdot D_x \cdot t}} \cdot \exp\left[-\frac{(x-V_a \cdot t)^2}{4\,D_x \cdot t}\right] \qquad \text{(eindimensional)} \qquad (1)$$

$$C(x,y,t) = \frac{A}{H \cdot P \cdot 4\pi \cdot t\sqrt{D_x \cdot D_y}} \cdot \exp\left[-\frac{(x-V_a \cdot t)^2}{4D_x \cdot t} - \frac{y^2}{4D_y \cdot t}\right] \qquad \text{(zweidimensional)} \qquad (2)$$

Die geohydrologischen Parameter A (Tracermenge in mg), F (Querschnitt des GW-Leiters in m^2), P (nutzbare Porosität (-)), Va (Abstandsgeschwindwigkeit in m/d), Dx (longitudinaler) und Dy (transversaler Dispersionskoeffizient in m^2/d) dieser multivariaten Ansätze werden mit Hilfe eines optimierenden Parameterschätzverfahrens bestimmt (LUFT (1981)).

Fig. 1 Lageskizze
Situation Outline

(Ausschnitt aus Topograph. Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 7910 Freiburg-N und CC 8710 Freiburg-S. Mit Genehmigung des Inst. für Angewandte Geodäsie, 6000 Frankfurt a. M., Nr. 8/81 v. 10.2.1981)

3. DREI MARKIERUNGSVERSUCHE, VORABSCHÄTZUNG GEOHYDROLOGISCHER PARAMETER AUS GEMESSENEN TRACERDURCHGÄNGEN UND ERGEBNISSE DER PARAMETEROPTIMIERUNG

Fig. 1 zeigt zwei Markierungsfelder in geohydrologisch grundsätzlich verschiedenen Raumeinheiten des südlichen Oberrheingebietes: das Meßfeld Eichstetten/Löchernbach in einer Schwemmlößtalfüllung des Ostkaiserstuhls und das Markierungsfeld Merdingen/Schachenwald im Wasenweiler Ried im Bereich der äußerst flach ausgebildeten Grundwasserscheide zwischen der Rheinniederterrasse und der Freiburger Bucht.

3.1 MARKIERUNGSVERSUCH EICHSTETTEN/LÖCHERNBACH 1976/77:

Ab Sommer 1976 wurde von uns im oberflächennahen, schluffigen Grundwasserleiter des Löchernbaches (Gemarkung Eichstetten a.K.) im Hydrologischen Versuchsgebiet Ostkaiserstuhl (LUFT G., MORGENSCHWEIS G. u. KELLER R. (1981)) ein kleinräumiger Markierungsversuch mit Uranin (CI 45350) durchgeführt[1]; siehe Fig. 2, geohydrologische Situation siehe Fig. 3. Der Versuch verfolgte u.a. das Ziel, das Einzugsgebiet in der Nähe eines oberirdischen Abflußpegels abzugrenzen und den unterirdischen Abfluß aus dem Einzugsgebiet für Wasserhaushaltsbetrachtungen zu quantifizieren (LUFT G. (1980)).
Die Ergebnisse der Konzentrationsdurchgänge an den Entnahmerohren PL2 und PL3 im Bereich der Haupttransportrichtung sind in Fig. 4 in Abhängigkeit der Zeit dargestellt. Der horizontale Ausbreitungsfächer des Tracers umfaßt wegen der Dispersion im feinkörnigen Substrat über 77° (siehe Fig. 2).

Vorabschätzungen für die Abstandsgeschwindigkeit Va wurden mit einem mittleren Gefälle J = 1,3 %, dem Weg x und der Medianzeit t_3 mit $0{,}47 \cdot 10^{-6}$ bzw. $0{,}42 \cdot 10^{-6}$ m/s ermittelt. Aus pedohydrologischen Laboruntersuchungen wurde der nutzbare Porenraum P mit 0,20 bestimmt. Danach ergaben sich mittlere Kf-Werte von $0{,}74 \cdot 10^{-5}$ m/s.

---

[1] Im Rahmen des DFG-Forschungsvorhabens "Einfluß des Menschen auf hydrologische Prozesse im südbadischen Oberrheingebiet". Die fluorimetrische Bestimmung der Uranin-Konzentrationen wurde nach KÄSS W. (1964) im geochemischen Labor des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg in Freiburg dankenswerterweise durchgeführt.

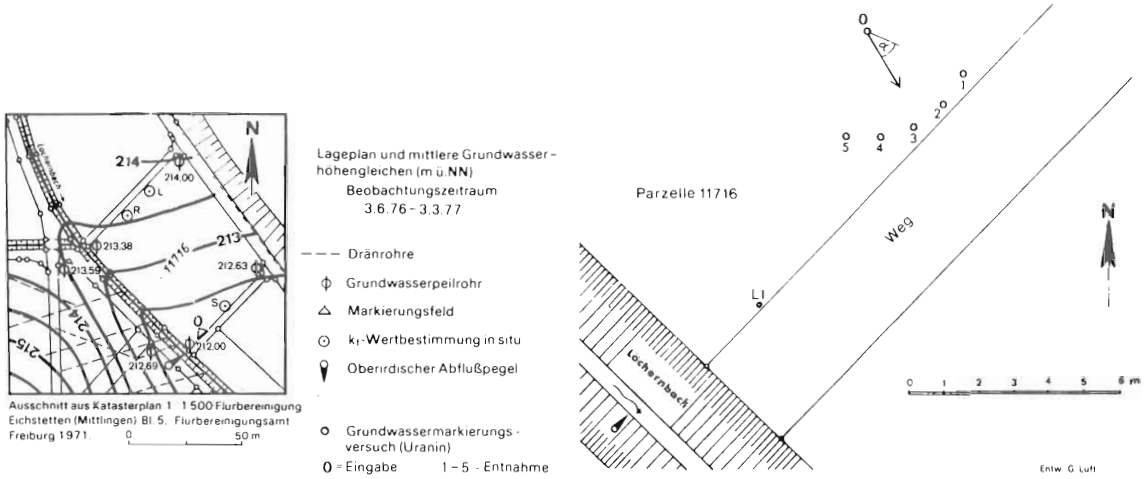

Fig. 2 Übersichts- und Lageplan Markierungsversuch Eichstetten/ Löchernbach

Situation outline and plan of the tracing experiment Eichstetten/Löchernbach

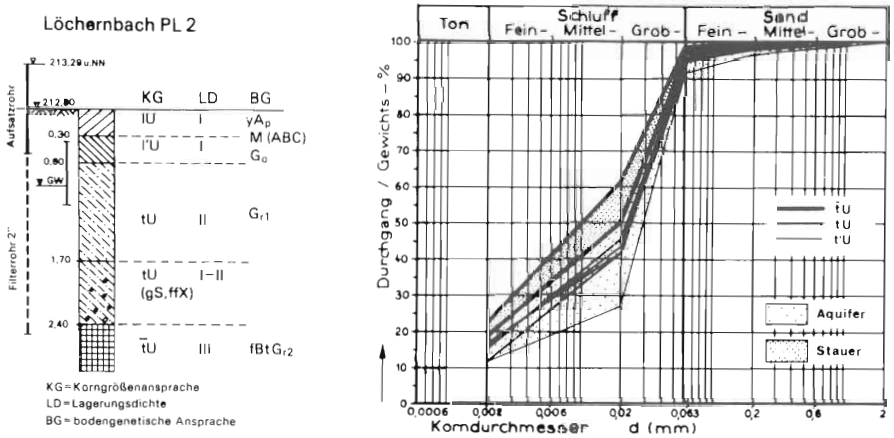

Fig. 3 Profilaufbau und Verrohrung im Markierungsfeld Löchernbach, Nomenklatur nach KARTIERANLEITUNG (1971), sowie Bandbreite der Korngrößenverteilung nach DIN 4022 und DIN 19632 im Bereich des Porengrundwasserleiters und des darunter liegenden Geringleiters. Siebung und Schlämmanalyse nach KÖHN (LUFT G. (1980))

Profile structure and casing within the tracing experiment Löchernbach, signature accordimg to KARTIERANLEITUNG (1971), as well as the extent of the grain size distribution within the sphere of the pore aquifer and the aquiclude according to DIN 4022 and DIN 19632

Fig. 4 faßt zunächst als Ergebnis die aus der Medianzeit gewonnenen wichtigsten Kennwerte zusammen. Nach den in Abschnitt 2 vorgestellten Modellansätzen werden die Abstandsgeschwindigkeiten und Dispersionskoeffizienten durch Optimierung geringfügig erhöht.

Die nutzbare Porosität wird hier von 0,20 auf 0,29 verändert, woraus sich bei konstant bleibendem hydraulischen Gefälle optimierte Kf-Werte zwischen 0,72 und 0,95 m/d ergeben.

Fig. 4 belegt im Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Konzentrationsdurchgängen die gute Anpassung der Modellrechnung.

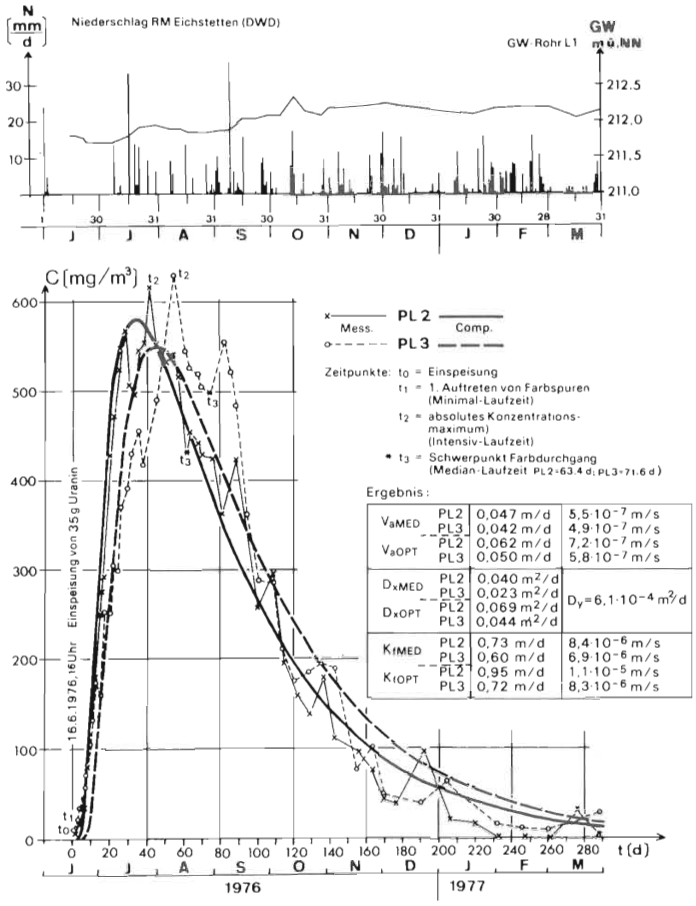

Fig. 4 Markierungsversuch Löchernbach: Gemessener und eindimensional berechneter Konzentrationsdurchgang C(x,t) in Haupttransportrichtung. - Ergebnisse der aus der Medianzeit vorgeschätzten (Index MED) und der optimierten (Index OPT) geohydrologischen Kennwerte Abstandsgeschwindigkeit Va, hydraulische Leitfähigkeit Kf, longitudinaler (Dx) und transversaler (Dy) Dispersionskoeffizient

Tracing experiment Löchernbach: Measured and one-dimensional computed concentration graphs C(x,t) in the dominant direction of solid mass transport. - Results of the prelimenary estimated (index MED) and of the optimized calculated (index OPT) geohydrologic parameters interstitial average velocity Va, hydraulic conductivity Kf, longitudinal (Dx) and transversal (D_y) dispersion coefficient

3.2 MARKIERUNGSVERSUCHE MERDINGEN/SCHACHENWALD

Im Wasenweiler Ried wurde auf der Gemarkung Merdingen, Flur Schachenwald, im kiesigen Aquifer ein Meßfeld eingerichtet (Fig. 1). Die Grundwasseroberfläche ist hier im Bereich der Wasserscheide zwischen der Rheinniederterrasse und der Freiburger Bucht mit 0,5 $^{o}/oo$ äußerst flach ausgebildet. Hier wurde 1979/80 ein Markierungsversuch mit Uranin (CI 45350) und 1980/81 ein Markierungsversuch mit Eosin (CI 45380) im oberen Grundwasserleiter durchgeführt[2]. Fig. 5 zeigt den Versuchsaufbau und Fig. 6 den Profilaufbau, der sich im Wesentlichen aus kalkigen Rheinschottern mit geringem Anteil an Schwarzwaldschottern in den oberen 3 m zusammensetzt und vorwiegend aus Mittel- bis Grobkies besteht (Geologische Exkursionskarte Kaiserstuhl (1959), Geologische Karte Freiburg (1977)). Das Grundwasser reagiert hier neutral bis schwach alkalisch (pH-Werte 7-7,2). Die Punktmarkierungen wurden jeweils in 1 m Tiefe durchgeführt. Beide Versuche wurden nach der gleichen Methodik wie der Markierungsversuch Löchernbach ausgewertet (LUFT G. (1980, 1981)), wobei für die nutzbare Porosität 0,30 angesetzt wurde.

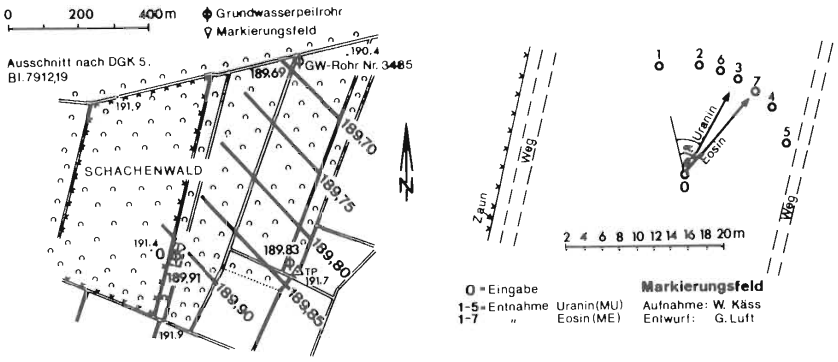

Fig. 5 Übersichts- und Lageplan Markierungsversuche Merdingen/Schachenwald. Grundwasserhöhengleichen nach Nivellement vom 8.11.1979, 16 Uhr (G. LUFT u. G. MORGENSCHWEIS)

Situation outline and plan of the tracing experimental field Merdingen/Schachenwald. Groundwater contours according to a nivellement of the 8th of nov. 1979, 16 o'clock

---

[2] Die Anlage des Meßfeldes Merdingen erfolgte im Rahmen eines DFG-Forschungsvorhabens von Dr. W. KÄSS, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br. und Prof. Dr. R. PFLUG, Geologisch-paläontologisches Institut der Universität Freiburg. Die Bohrungen 1 - 5 wurden durch die Fa. A. KELLER, Spezialtiefbau, Baden-Baden/Steinbach, im November 1978 ausgeführt. Markierung, Meßwerterfassung und Laboranalysen wurden von Dr. W. KÄSS durchgeführt.

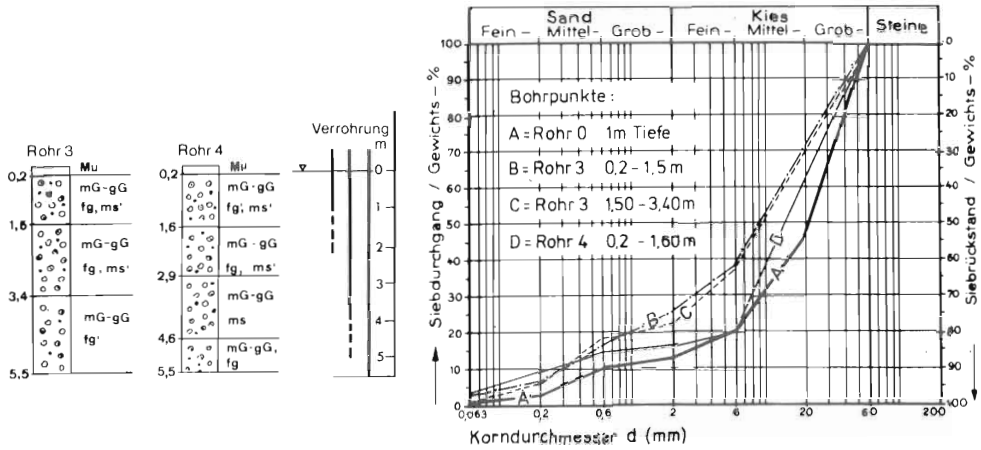

Fig. 6 Profilaufbau und Verrohrung im Markierungsfeld Schachenwald nach DIN 4022 (Geolog.-paläontolg. Institut der Universität Freiburg i.Br.). Korngrößenverteilung (Siebanalyse nach DIN 4022) aus dem oberen Porengrundwasserleiter (Analyse A : Geolog. Landesamt Baden-Württemb.,Freiburg, Analysen B-D: Geolog.-paläontolog. Institut Uni.Freiburg)

Profile structure and casing within the tracing experimental field Schachenwald (according to DIN 4022). Grain size distribution (mechanical analysis according to DIN 4022) within the sphere of the upper aquifer

3.2.1 URANIN-MARKIERUNGSVERSUCH MERDINGEN/SCHACHENWALD 1979/80

In Fig. 7 ist der zeitliche Durchgang des Uranin im Beobachtungsrohr 3 dargestellt (siehe auch Fig. 5). In den benachbarten Rohren 2 und 4 waren nur äußerst geringe Farbspuren unter 0,3 mg/m^3 festgestellt worden, so daß in Fig. 7 nur die maximalen Durchgänge für diese Rohre dargestellt werden konnten. In den Rohren 1 und 5 war kein Uranin nachweisbar.

Während sich die Tracerausbreitung beim Löchernbachversuch im Löß über einen breiten Streufächer in allen Entnahmerohren nachweisen ließ, zeichnet sich demnach der Markierungsversuch im kiesigen Aquifer durch einen äußerst engen Öffnungswinkel aus.

Die Vorauswertung wurde mit unserem Programm GWMARK durchgeführt. Danach ergeben sich die Anfangswerte für Abstandsgeschwindigkeit V_{aMED} und den longitudinalen Dispersionskoeffizient D_{xMED}. Der nutzbare Porenraum P wird zunächst nach DAVIS - de WIEST aufgrund der Korngrößenverteilung mit 0,30 abgeschätzt. Über den Versuchszeitraum ergibt sich ein mittleres Gefälle von J = 0,5 $^o/oo$ (vgl. Ergebnistab. in Fig. 7). Danach errechnet sich eine hydraulische Leitfähigkeit von K_{fMED} von $1,3 \cdot 10^{-3}$ m/s.

Die Ergebnisse der Parameterschätzung für Gl. (1) und (2) sind in Tabelle 1 für die eindimensionale und in Tabelle 2 für die zweidimensionale Modellrechnung zusammengestellt. In der Ergebnistabelle in Fig. 7 sind die vorgeschätzten und die durch Optimierung gewonnenen Werte gegenübergestellt. Danach werden die Abstandsgeschwindigkeit Va (und damit der Kf-Wert) fast unverändert, die longitudinalen Dispersionskoeffizienten jedoch im Modell deutlich verrin-

Tabelle 1 Markierungsversuche Merdingen/Schachenwald: Eindimensionale Modellrechnung für das Entnahmerohr MU3 (Uranin 1979/80) und ME7 (Eosin 1980/81). Parameter-Anfangswerte mit Variationsbreiten (Min.,Max.) und optimierten Endwerten einschließlich Standardfehler der Parameter und der berechneten Konzentration (vgl. LUFT G.(1981),S. 15)

Tracing experiments Merdingen/Schachenwald: One-dimensional model-calculation with 3 parameters of the observation gauge MU3 (uranine 1979/80) and ME7 (eosin 1980/81). Initial parameter values with range (min., max.) and the resulting best fit parameters including standard errors of the parameters and the calculated concentrations (cf. LUFT G. (1981), p. 15)

URANIN

PARAMETER	MINIMA	MAXIMA	ANF-WERT	END-WERT	STANDARDFEHLER
M	1.000-02	3.000+03	3.090+02	2.130+02	1.840+01
VA	1.000-02	1.000+01	1.800-01	1.945-01	2.021-03
DX	1.000-03	1.000+01	5.000-02	1.624-02	3.664-03
STANDARDFEHLER DES MODELLS :			8.392+00	6.259+00	

EOSIN

PARAMETER	MINIMA	MAXIMA	ANF-WERT	END-WERT	STANDARDFEHLER
M	1.000-02	1.000+09	6.870+02	7.191+02	5.031+01
VA	1.000-03	2.000+02	2.620-01	2.928-01	6.313-03
DX	2.000-04	3.000+01	3.670-01	1.750-01	2.806-02
STANDARDFEHLER DES MODELLS :			1.674+01	9.324+00	

Tabelle 2 Markierungsversuche Merdingen/Schachenwald: Zweidimensionale vier-parametrige Modellrechnung für Uranin und Eosin (weitere Erläuterungen siehe Tabelle 1)

Tracing experiments Merdingen/Schachenwald: Two-dimensional model-calculation with 4 parameters (uranine and eosin). (further explanations see tab. 1)

URANIN

PARAMETER	MINIMA	MAXIMA	ANF WERT	END-WERT	STANDARDFEHLER
R	1.000-02	1.000+04	3.000+02	2.729+02	0.000
VA	2.000-03	1.000+02	1.950-01	1.932-01	1.103-03
DX	3.000-04	1.000+01	2.000-02	1.616-02	1.946-03
DY	4.000-04	1.000+01	2.000-03	2.038-03	1.891-04
STANDARDFEHLER DES MODELLS			3.512+00	3.365+00	

EOSIN

PARAMETER	MINIMA	MAXIMA	ANF-WERT	END-WERT	STANDARDFEHLER
R	1.000-02	1.000+04	3.000+02	6.371+02	0.000
VA	2.000-03	1.000+02	1.950-01	2.794-01	2.385-03
DX	3.000-04	1.000+01	1.750-01	1.669-01	1.004-02
DY	4.000-04	1.000+01	1.750-02	1.498-03	7.670-05
STANDARDFEHLER DES MODELLS			1.571+01	3.690+00	

gert. Die berechnete Konzentration paßt sich wie Fig. 7 dokumentiert - im Bereich des Hauptgipfels gut an. Der ab Mitte November 1979 einsetzende Sekundärgipfel ist durch Anhebung der Grundwasseroberfläche bedingt. Die zweidimensionale Modellrechnung (s. Tab.2) erbrachte einen mit dem eindimensionalen Fall vergleichbaren longitudinalen Dispersionskoeffizienten D_x und einen transversalen Dispersionskoeffizient $D_y = 2 \cdot 10^{-3}\ m^2/d$.

Hier muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß die Haupttransportrichtung der Tracerausbreitung um etwa 18° vom mittleren Grundwassergefälle abweicht. Insgesamt lief demnach dieser Versuch bei gestörten Grundwasserverhältnissen.

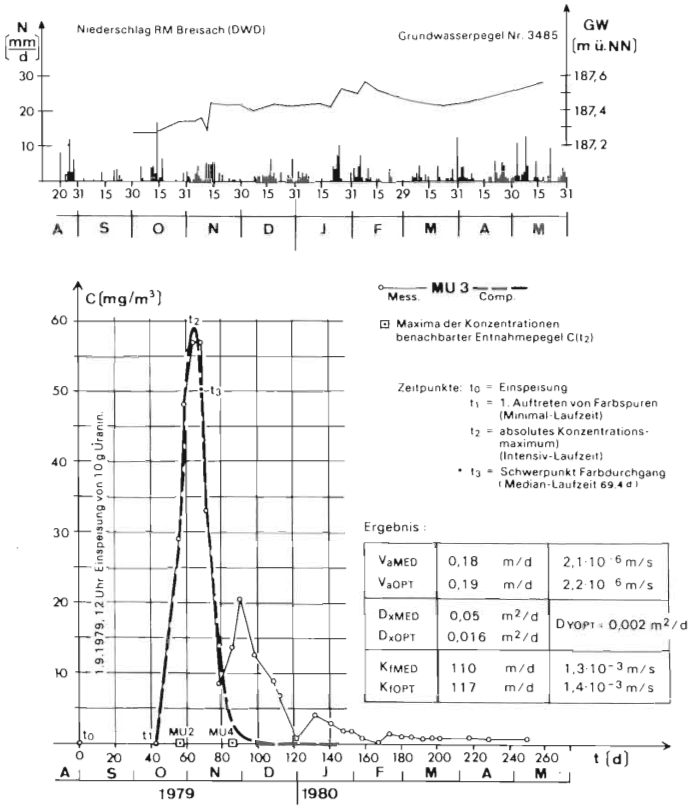

Fig. 7
Uranin-Markierungsversuch 1979/80:
Gemessener und ein- bzw. zweidimensional berechneter Konzentrationsdurchgang (weitere Erläuterungen s. Fig. 4)

Uranine tracing experiment 1979/80:
Measured and one-dimensional as well as two-dimensional computed concentration graphs (further explanations see fig.4)

3.2.2 EOSIN-MARKIERUNGSVERSUCH MERDINGEN/SCHACHENWALD 1980/81

Für den Versuch mit Eosin als Tracer wurden die Entnahmerohre 6 und 7 neu installiert (siehe Fig. 5). Der Markierungsversuch erfolgte unter vergleichbaren Eingabe-, Entnahme- und Auswertebedingungen. In Fig. 8 sind die Ergebnisse zusammengefaßt. Während des Versuchsablaufes bis Mai 1981 zeigte die Grundwasseroberfläche gleichförmigere Gefällsverhältnisse als im Zeitraum des Uraninversuches 1979/80.

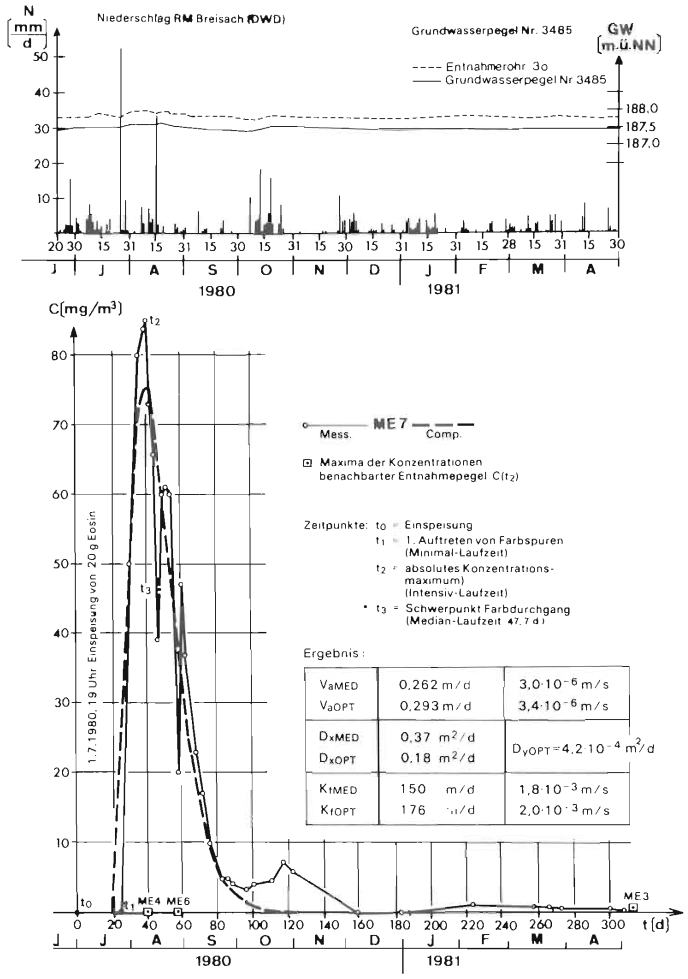

Fig. 8
Eosin-Markierungsversuch 1980/81:
Gemessener und ein- bzw. zweidimensional berechneter Konzentrationsdurchgang (weitere Erläuterungen s. Fig. 4)

Eosin tracing experiment 1980/81:
Measured and one-dimensional as well as two-dimensional computed concentration graphs (further explanations see fig. 4)

Die Haupttransportrichtung der Tracerausbreitung läuft auf Rohr 7 zu. Die beiden seitlichen Rohre 3 und 4 sowie das Rohr 6 werden nur geringfügig berührt (siehe Fig. 8). Der Hauptgipfel im Zeitpunkt t_2 kann durch ein Starkregenereignis vom 26./27.7.1980 mit einer Niederschlagsintensität von über 50 mm/2 h beeinflußt sein. Die kleinen Sekundärgipfel sind ebenfalls Niederschlagsereignissen direkt zuzuordnen.

Die Ergebnistabelle in Fig. 8 zeigt wiederum die vorgeschätzten und die optimierten geohydrologischen Parameter Va, Dx und Kf. Es ist festzuhalten, daß die Haupttransportrichtung mit dem mittleren Gefälle der Grundwasseroberfläche zusammenfällt. Der gegenüber dem Uraninversuch erhöhten Abstandsgeschwindigkeit und dem höheren longitudinalen, jedoch deutlich niedrigeren transversalen Dispersionskoeffizienten ist wegen der konstanten Grundwasserverhältnisse mehr zu vertrauen.

Die beiden letzten Versuche verdeutlichen demnach die überragende Bedeutung der Grundwassergefällsverhältnisse auf die vorgestellten geohydrologischen Parameter.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Am Beispiel eines Markierungsversuches mit Uranin in schluffigem Aquifer und zwei Markierungsversuchen mit Uranin bzw. Eosin in einem kiesigen Aquifer wird die Problematik der Schätzung der Abstandsgeschwindigkeit Va aus Durchgangskurven der Tracerkonzentration und der Ableitung der hydraulischen Leitfähigkeit Kf sowie des longitudinalen Dispersionskoeffizienten D_x aufgezeigt.
Es kann nachgewiesen werden, daß durch Verwendung von physikalisch-statistischen Modellrechnungen zur raum-zeitlichen Tracerausbreitung (ein- und zweidimensional) einmal die Parameter Abstandsgeschwindigkeit und hydraulische Leitfähigkeit verbessert, zum anderen Dispersionskoeffizienten (longitudinale und transversale) als Maße für die Stoffausbreitung im Untergrund abgeleitet werden können.
Darüber hinaus machen zwei nacheinander im gleichen Aquifer unter gleichen Bedingungen durchgeführte Markierungsversuche deutlich, wie bedeutend sich Veränderungen des Grundwassergefälles während des Untersuchungszeitraumes auf die Ergebnisse auswirken können. Daraus kann die Forderung abgeleitet werden, wiederholte Markierungsversuche am gleichen Ort unter verschiedenen hydrologischen Bedingungen (z.B. bei verschiedenen Abfluß-, bzw. Wasserstands- oder Grundwassergefällsverhältnissen) durchzuführen.

5. LITERATUR

BATSCHE H. et al. (1967): Ergebnisse der vergleichenden Markierungsversuche im Mittelsteirischen Karst 1966 - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, Graz.

BATSCHE H. et al. (1970): Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerungen in den Jahren 1967-69 - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, Graz.

DANEL P. (1953): The Measurement of Groundwater Flow - Proc. Ankara Symp. Arid Zone Hydrology, Paris (UNESCO), S. 99-107.

FRIED J.J. (1975): Groundwater Pollution - Amsterdam.

Geologische Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1 : 25.000 mit Erläuterungen. Hrsg. vom Geologischen Landesamt Baden-Wurttemberg, Freiburg i. Br. - Karte (1957), Erläuterungen (1959).

Geologische Karte von Freiburg und Umgebung 1 : 50.000 mit Erläuterungen (1977), hrsg. vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

HIBSCH G. und KREFT A.(1979): Determination of Aquifer Transport Parameters - Journal of the Hydraulics Division ASCE 105, No. HY9, S. 1137-1151.

KÄSS W. (1964): Die unmittelbare Bestimmung von Uranin-Spuren bei Färbversuchen - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, S.37-65.

KÄSS W. (1965): Erfahrungen bei Färbversuchen mit Uranin - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, S. 21-65.

KÄSS W. (1967): Erfahrungen mit Uranin bei Färbversuchen - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, S. 123-134.

KÄSS W. (1972): Grundwassermarkierungen im Pleistozän der Freiburger Bucht - Geologisches Jahrbuch, Reihe C.

KARTIERANLEITUNG (1971): Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Bodenforschung der BRD (Hrsg.)

KNOP A. (1878): Über die hydographischen Beziehungen zwischen der Donau und der Aachquelle im Badischen Oberland - Neues Jahrbuch für Mineralogie, S. 350-363.

KREFT A. und ZUBER A. (1978): On the Physical Meaning of the Dispersion Equation and its Solution for different Initial and Boundary Conditions - Chemical Engineering Science, Vol. 33, S. 1471-1480.

LEIBUNDGUT Chr. (1974): Fluoreszierende Markierstoffe in der Hydrologie - Mitt. der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, NF 31 S. 63-84.

LENDA A. und ZUBER A. (1970): Tracer Dispersion in Groundwater Experiments - Isotope Hydrology 1970 = Proc. Symp. Vienna.

LUFT G. (1980): Kennzeichnung der Fließrichtung und der hydraulischen Leitfähigkeit in schluffigen Aquiferen mittels Uranin-Markierungsversuchen - Deutsche Gewässerkundliche Mitt. 24, Heft 2 S. 37-42 u. Heft 4/5, S. 128-132.

LUFT G.(1981): Zur Schätzung der Parameter Abstandsgeschwindigkeit und Dispersionskoeffizienten aus Markierungsversuchen mit Uranin in schluffigen Aquiferen - Deutsche Gewässerkundliche Mitt. 25, Heft 1, S. 12-18.

LUFT G., MORGENSCHWEIS G. und KELLER R. (1981): Auswirkungen von Großterrassierungen auf hydrologische Prozesse im Ostkaiserstuhl - Wasser und Boden 33, Nr. 9, S. 436-442.

OGATA A. (1976): Two-dimensional steady-state Dispersion in a saturated porous Medium - Journal Research U.S. Geol. Survey 4, No. 3, S. 277-284.

OGATA A. (1970): Theory of Dispersion in a granular Medium - Geol. Survey Professional Paper 411-1, S. I1-I34.

SCHEIDEGGER A.E. (1954): Statistical Hydrodynamics in porous Media - Journal Applied Physics 25, S. 994-1001.

SCHOELLER H. (1959): Arid Zone Hydrology. Recent Developments - Arid Zone Research XII (UNESCO).

ZÖTL J. (1974): Karsthydrogeologie - Wien, New York.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 297 - 308	Bern, 1982

TRACER TEST INTERPRETATION IN RADIALLY DIVERGENT GROUNDWATER FLOW

Eduard Hoehn [1] and Paul V. Roberts [2]

[1]Department of Applied Earth Sciences, Stanford University, Stanford, CA 94305; now at Swiss Federal Institute of Water Resources and Water Pollution Control, EAWAG, Dübendorf

[2]Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA 94305, USA

Abstract: Data from field tracer experiments are interpreted to evaluate the adequacy of an advection-dispersion model for simulating field conditions. Two different pulse stimuli at an injection well resulted in responses in two observation wells which agreed closely with each other. Breakthrough response curves revealed extended tailing. A two-domain model is employed to extend the simple advection-dispersion equation to account for the observed tailing. Response curves of concentrations were fitted with finite-difference simulations using the two-domain model. The simulations agreed well with the field observations.

INTRODUCTION

In a well field used for artificial recharge in the Palo Alto Baylands (California), ROBERTS et al. (1978) have been evaluating whether direct injection of municipal effluents is a reliable and feasible strategy for producing reclaimed water. The objective was to provide a framework for characterizing transport of trace organic contaminants in ground water. To complement this work, field experiments using conservative tracers have been carried out to evaluate the adequacy of an advection-dispersion

model. The principles governing contaminant transport in the saturated subsurface environment are reasonably understood in many respects. A pulse stimulus of non-reactive solutes in one-phase, radially divergent flow in a porous medium is described. The phenomena of advection and dispersion are emphasized. Extended tailing of the tracer response curves was observed which could not be explained by applying the simplest form of the transport equation (DUFFY et al., 1981). This paper evaluates the effectiveness of a two-domain model (IVANOVICH and SMITH, 1978; KREFT and ZUBER, 1979) in simulating the tracer responses (HOEHN and ROBERTS, 1982).

THEORY

According to BEAR (1972), the transport equation (advection-dispersion equation) for steady single-phase radial flow in a saturated, homogenous and isotropic porous medium for a non-reactive solute may be expressed as

$$p \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = D' \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} - q \cdot \frac{\partial C}{\partial r} \qquad (1a)$$

or

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} - \bar{v} \cdot \frac{\partial C}{\partial r} \qquad (1b)$$

where C = dimensionless concentration of solute, explained below;

t = time (h);

D = hydrodynamic dispersion coefficient (m^2/h); and

$D = D'/p$

p = porosity

Commonly used initial and boundary conditions of experiments which form a basis for the solution of Eq. 1 are for a pulse stimulus:

$$t \leq 0 \quad r > r_w \quad C = 0 \qquad (2a)$$

$$t = 0 \quad r > r_w \quad C = C_o \cdot \delta(r) \qquad (2b)$$

$$t > 0 \quad r = L \quad \partial C/\partial r = 0 \qquad (2c)$$

where $\delta(r)$, the Dirac-function, is described as

$$\left(-\infty\int^{+\infty} \delta(r=0)dr = 1;\ \delta(r\neq 0)dr = 0\right)$$

r_w = well radius (m)

C_o = initial concentration of solute (dimensionless); and

L = distance from injection to observation well (m).

The mean residence time $\bar{t}_{H_2O}$ of the injected water can be estimated from the concentration response of a conservative tracer at an observation well to be

$$\bar{t}_{H_2O} = \frac{{}_0\int^{\infty}(1 - f_{IW})dV_{IW}}{Q_{IW}} \qquad (3)$$

where $V_P = {}_0\int^{\infty}(1 - f_{IW})dV_{IW}$ is the effective volume of pore water ultimatively displaced by injected water in an aquifer element, and f_{IW} is the fractional concentration (C/C_o) of injected water in an observation well sample. In this work, an element volume V_{aq} was calculated as the volume of a cylindrical element corresponding to ideal radial flow and assuming constant average thickness:

$$V_{aq} = \Pi \cdot r^2 \cdot b \qquad (4)$$

It is related to effective porosity by

$$V_{aq} = V_P/p \qquad (5)$$

In ideally radial flow in a homogenous aquifer of constant average thickness, $\bar{t}_{H_2O}$ can be represented from Eq. 3,4 and 5 as

$$\bar{t}_{H_2O} = \Pi \cdot r^2 \cdot b \cdot p/Q_{IW} \qquad (6)$$

and from Eq. 6, effective porosity is given as

$$p = \bar{t}_{H_2O} \cdot Q_{IW}/\Pi \cdot r^2 \cdot b \qquad (7)$$

In one-dimensional ground water hydrology, the dispersion coefficient is frequently found to be approximately proportional to the average linear velocity,

$$D = \alpha_1 \cdot \bar{v} \qquad (8a)$$

or $$D' = \alpha_1 \cdot q \qquad (8b)$$

where α_1 is known as the longitudinal dispersivity. A useful measure of the dispersion tendency is the parameter of dimensionless distance, the Peclet Number (Pe), defined as Pe = (average linear velocity) x (distance) / (dispersion coefficient). In radial flow, Pe is given as Pe = r/α_1 (BEAR, 1972).

Limitations of the Transport Model

The above presentation of the transport of non-sorbing solutes in aquifers is premised on the suitability of a diffusion-type transport model. Advection-dispersion models of the simple type represented by Eq. 1 have been questioned on various grounds:
Scale-dependence - In field studies, the dispersivity has been found to be scale-dependent, contrary to the premise of the basic tranport model (PICKENS and GRISAK, 1981; FRIED, 1975).
Layering - In many situations it must be recognized that an aquifer of interest may consist of two or more distinct layers, each transporting solutes at different rates (KREFT et al., 1974; GAILLARD et al., 1977). KREFT and ZUBER (1979) have pointed out that the domains of differing hydraulic conductivity need not necessarily be present as distinctive layers; an interconnected system of pores and cracks was postulated to behave similarly to a two-layer system.

FIELD STUDY

Tracer Experiments

Two different tracer experiments of the pulse-stimulus type using the radioactive isotopes bromine-82 (as Br^-) and tritium (as tritiated water), respectively, resulted in complete breakthrough response with steeply rising leading edges and gradually falling trailing edges (tailing). The behavior of the two tracers agreed closely. The tracers were injected through a fully penetrating well (well I2); samples for tracer analysis were withdrawn from fully penetrating observation wells at distances of 7.6 m (well P4) and 16.8 m (well S3) (ROBERTS et al., 1978, Fig. 3; DUFFY et al., 1981).

Aquifer Characteristics

The thickness of the aquifer was 1.5 m at well I2, 2.1 m at well P4 and 1.0 m at well S3. The aquifer was considered to be vertically homogenous, consisting of a poorly sorted alluvial gravel with a median grain size of 1 mm (Fig. 1). The average hydraulic conductivity was estimated from pump tests as 0.1 - 0.2 m/h at

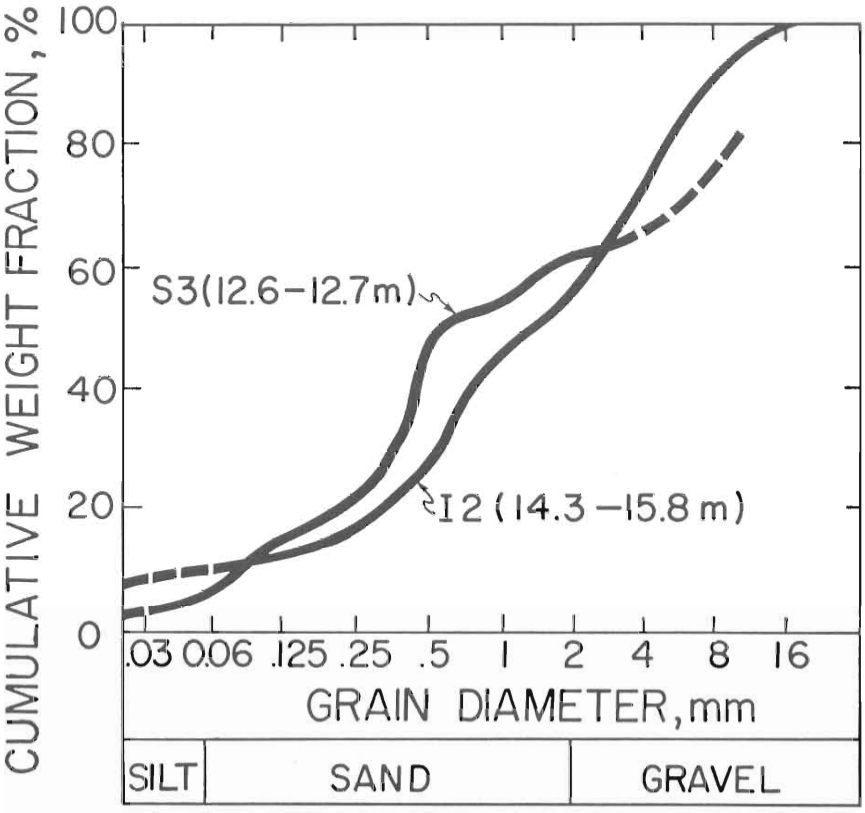

Fig. 1: Grain Size Distribution of Core Samples

well I2 and 0.2-0.4 m/h at well S3. It is believed that the aquifer becomes more permeable and contains less fine-grained material from the region of the injection well to the region of the observation well S3. A porosity of 0.22 was measured in a core sample of well P4. The aquifer was regarded as confined in this paper (ROBERTS et al., 1978).

Flow Field

Regional natural flow was assumed to be negligible. Water was pumped into the injection well at a steady rate of 2.5 m^3/h inducing artesian conditions at the observation wells. The observation wells were bled continuously: the extraction flow rate at well P4 was 0.34 m^3/h during the bromine and 0.11 m^3/h during the tritium experiment; the flow rate at well S3 was 0.13 m^3/h during both experiments. The steady distribution of head (mid-November 1977) at wells I2,P4 and S3 during injection was 10.3, 3.5 and 0.2 m above ground level, respectively (DUFFY et al.)

Table 1: Results of the Field Tracer Experiments

Well	Tracer	Pore Volume (m^3)	Mean Residence Time (h)	Average Linear Velocity (m/h)	Effective Porosity §
P4*	^{82}Br	47.5	14.1	0.54	0.15
P4*	^{3}H	54	20.7	0.37	0.17
S3+	^{82}Br	104	ca. 40	0.42	0.08
S3+	^{3}H	117	ca. 45	0.37	0.09

* $r = 7.6$ m; $b_{ave} = 1.8$ m

\+ $r = 16.8$ m; $b_{ave} = 1.5$ m

§ Assuming ideal radial flow (Eq. 7)

P4 were calculated to be about half of the volumes for an element up to well S3. Calculated mean residence times were found to be about twice as long for well S3 as for well P4. The calculation was made using Eq. 3, but the extraction flow rates were added to the injection flow rate Q_{IW}. The average linear velocity of 0.4 - 0.5 m/h for flow to both observation wells was nearly the same. This indicates a departure from the case of ideal radial flow, for which the mean residence time should be proportional to the square of distance, and the average velocity should be inversely proportional to distance. The lower values of effective porosity (9 to 15 %) in Table 1, compared to the measured porosity of 22 % also indicate deviation from ideal radial flow. Apparently only one third to two thirds of the cylindrical element was in fact permeated by injected water. This is in accordance with previous interpretations (ROBERTS et al., 1978; CHARBENEAU and STREET, 1978) indicating preferential flow in the direction of wells P4 and S3. The observed lag of the tritium response relative to the bromine response was in part due to the smaller flow rate at the artesian observation well P4 during the tritium experiment.

CALIBRATION OF THE MODEL

The inverse problem to be solved was to vary the coefficient of dispersivity until the observed breakthrough response curves.

Results and Interpretation

The effective volumes of injected pore water for an aquifer element around the injection well up to the observation wells were reproduced. The dispersion tendency in terms of Pe was first estimated by matching the leading and the trailing edges of the observed response separately with type curve solutions, calculated by SAUTY (1980). The range of dispersivities so obtained is seen in Table 2. The type curves allowed for neither a representation of the whole of the observed breakthrough responses nor an estimation of the volumes of pore water displaced. A two-domain model extension of the transport equation was utilized, according to the approach of KREFT and ZUBER (1979), case A, where the flux in the individual domains is considered to be proportional to the volume fraction of the solute passing through the domain. The porosities of the two domains are summed to yield the effective porosity of the aquifer. Given Eq. la, the requirements of the two-domain model could be fulfilled by matching the porosities for both domains separately. In ideal radially divergent flow, the porosity is related to the injection rate by Eq. 7. For the mathematical simulations, a numerical approximation of Eq. la. in radial divergent flow was applied subject to initial and boundary conditions given by Eq. 2a-c. An improved Crank-Nicholson method which reduces numerical dispersion was used. The method has been described and verified for the case of uniform flow by GORELICK (1980).

Table 2: Apparent Values of the Dispersivity Estimated Using a One-Domain Model

Tracer	Well	
	P4	S3
^{82}Br	0.13 - 0.38 m	0.084 - 0.17 m
^{3}H	0.076 - 0.76 m	0.084 - 0.28 m

DISCUSSION

As seen in Fig. 2a-d, a two-domain model assuming radial flow simulated reasonably accurately the observed behavior of the tracers. In general, 90 % or more of the response curves could

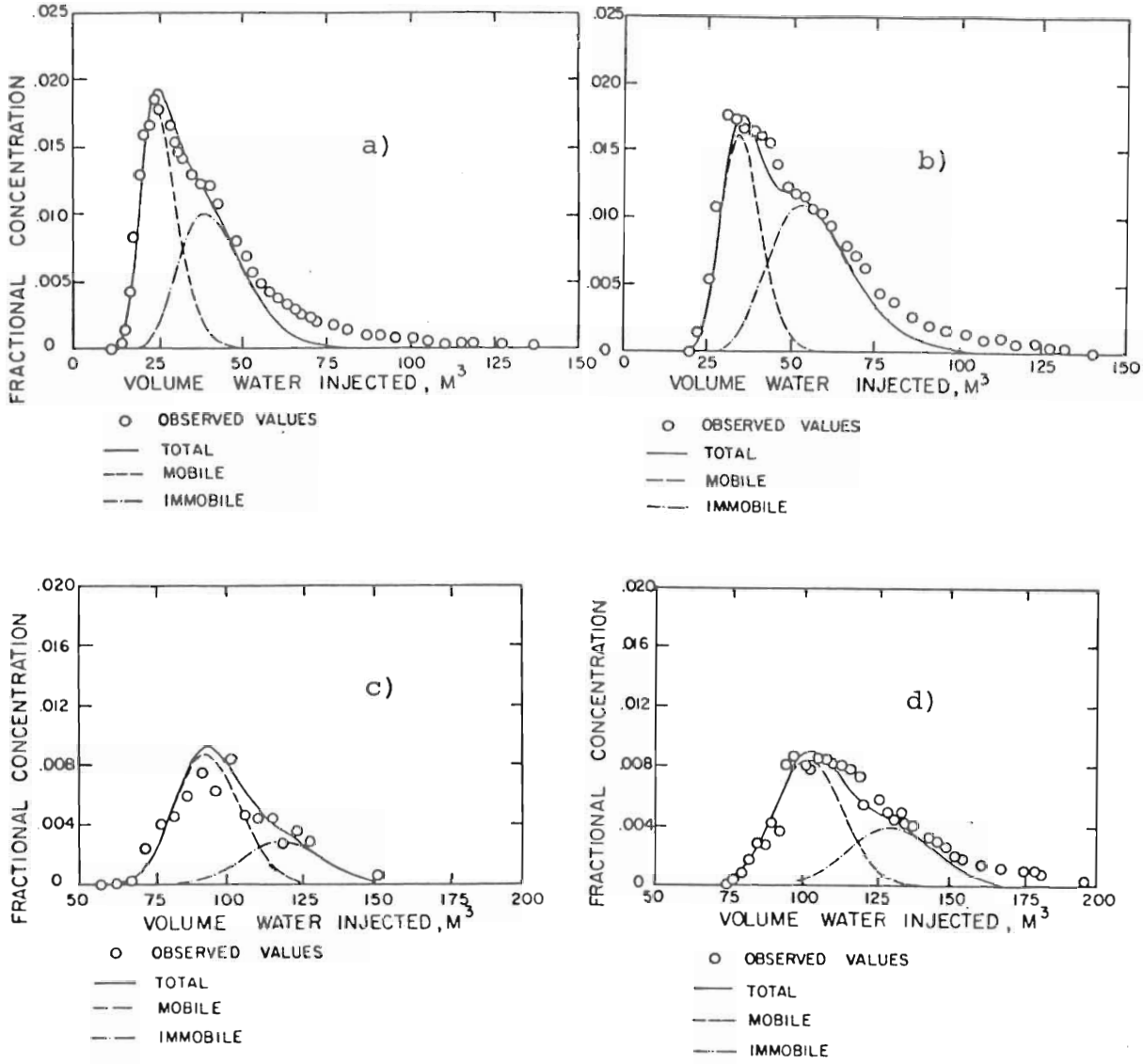

Fig. 2: Simulation of Tracer Observations:

a) 82-Bromine at Well P4
b) Tritium at Well P4
c) 82-Bromine at Well S3
d) Tritium at Well S3

Table 3: Values of Transport Parameters Estimated Using a Two-Domain Model

Well	Tracer	Type Curve Representing the More Permeable Domain				
		Volume Fraction (%)	Porosity +	Longitudinal Dispersivity* (m)	Peclet Number	
P4	^{82}Br	48	0.04	0.13	60	
P4	^{3}H	43	0.05	0.08	100	
S3	^{82}Br	77	0.05	0.09	190	
S3	^{3}H	64	0.05	0.08	220	
		Type Curve Representing the Less Permeable Domain				Unexplained Volume Fraction (%)
P4	^{82}Br	42	0.07	0.16	47	10
P4	^{3}H	52	0.10	0.14	53	5
S3	^{82}Br	23	0.02	0.09	190	0
S3	^{3}H	31	0.02	0.08	220	5

* given as $\alpha_l = D/\bar{v}$

\+ assuming no unexplained volume fraction

be simulated. Values of the transport parameters of the four different sets of simulations are summarized in Table 3. In spite of the observed macroscopic homogeneity of the aquifer in the vertical direction, it appeared that two aquifer domains of different hydraulic conductivities exist which may be discernible only microscopically; water and solutes should be transported through both domains. This may be due to the high non-uniformity of the grain-size in the aquifer. From the steady distribution of hydraulic head around well I2 shown by CHARBENEAU and STREET (1978), it was anticipated that the unknown flow field could be represented approximately by a radially divergent distribution of specific flux. Taking an upwards leakage into account, CHARBENEAU and STREET fitted hydraulic head contours to observed values of August - mid-September 1977. The results of the tracer experiments, however, show a considerable departure from radial flow. The actual flow field could probably be characterized as being intermediate between radial and ideal uniform flow. According to the results of SAUTY (1980),

the difference in breakthrough response simulations between a model using radial flow and a model using uniform one-dimensional flow is negligible for Pe > 3 when expressed in nondimensional variables.

In view of the limitation of the model and the field data, the estimated values for dispersivity must be considered as subject to considerable uncertainty; in this light, differences of less than a factor of two are believed to be insignificant. Dispersivities estimated for the experiment using tritium were slightly smaller than those for bromine, but the differences amount to less than a factor of two and are probably not significant. Likewise, the estimated dispersivities for the two domains of different hydraulic properties differ by less than a factor of two and hence, are considered equivalent. Calculated dispersivities at well S3 were equal to or slightly smaller than at well P4. The tailing at the more distant well S3 was less pronounced than at well P4, and the breakthrough responses at well S3 were nearly symmetrical; the same values for dispersivity were used for the simulations of the leading and the trailing edges of the breakthrough responses at well S3. These slight differences between wells P4 and S3 may be explained by the observed higher hydraulic conductivity and greater uniformity of the aquifer portion near well S3. Moreover, any disturbance of the aquifer during installation of the injection well I2 would affect the response at the nearer observation well (P4) to a greater extent than at the farther one (S3), and hence contribute to a greater apparent dispersivity at well P4.

Constant values of dispersivity at different scales of observation are in accordance with the assumptions of the basic advection-dispersion model (GELHAR and COLLINS, 1971). However, it has been noted that, in many cases, the apparent longitudinal dispersivity increases with increasing scale (FRIED, 1975). The results of this work indicate that dispersivity was not significantly dependent on scale in the range investigated. VALOCCHI et al., (1981) simulated the breakthrough of injected water at the injection well site I1 in the same recharge area, 1000 m distant

from well I2. They used a two-dimensional (radial flow) advection-dispersion model and found the optimal value for longitudinal dispersivity to be 1 m. The discrepancies between VALOCCHI's results and those reported here reflect in part the high spatial variability of hydraulic conductivity in the Palo Alto Baylands area. However, it is recognized that the decomposition of the tracer response into two domains in the present work has the effect of reducing the values of the estimated dispersivity; this arises because part of the variability in residence time that normally would be attributed to dispersion in a simple one-domain model has been accounted for by differences in porosity. In the present case, the apparent dispersivities for the simulation using a single domain (Table 2) are higher by a factor of up to 10 compared to the values obtained for the two-domain model (Table 3).

REFERENCES

BEAR, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media - American Elsevier, New York, 764 pp.

CHARBENEAU, R.J., and R.L. STREET (1978): Finite Element Modeling of Groundwater Injection-Extraction Systems - Tech. Rept. no. 231, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford CA 94305.

DUFFY, D.P., J.J. McDONNELL, R.L. WOLCHOK, P. KRUGER, and P.V. ROBERTS (1981): Tracer Tests During Artificial Recharge of Groundwater by Direct Injection - Tech. Rept. no. 258, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford CA 94305

FRIED, J.J. (1975): Ground Water Pollution - Developments in Water Science, no. 4, Elsevier, Amsterdam, 330 pp.

GAILLARD, B., D. ROUSSELOT, and J.P. SAUTY (1977): Application d'une méthode économique de détermination sur le terrain des paramètres de dispersion - IAHR Comm. on Flow Through Porous Media, Symp. on Hydrodynam. Diffusion and Dispersion in Porous Media, Pavia, Italy, Apr. 20-22, 1977, Proceedings, p. 337.

GELHAR, L.W., and M.A. COLLINS (1971): General Analysis of Longitudinal Dispersion in Nonuniform Flow - Water Resour. Res., 7, (6), p. 1511.

GORELICK, S.M. (1980): Numerical Management Models of Ground Water Pollution - Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford CA 94305.

HOEHN, E., and P.V. ROBERTS (1982): Advection-Dispersion Interpretation of Tracer Observations in an Aquifer - submitted to Ground Water.

IVANOVICH, M., and D.B. SMITH (1978): Determination of Aquifer Parameters by a Two-Well Pulsed Method Using Radioactive Tracers - J. Hydrol., 36, p. 35.

KREFT, A., and A. ZUBER (1979): Comments on "Determination of Aquifer Parameters by a Two-Well Pulsed Method Using Radioactive Tracers" by Ivanovich, M., and D.B. Smith - J. Hydrol., 41, p. 171.

KREFT, A., A. LENDA, B. TUREK, A. ZUBER, and K. CZAUDERNA (1974): Determinations of Effective Porosities by the Two-Well Pulse Method - Isotope Techniques in Groundwater Hydrol., Proc. of a Symp. of the IAEA, Vienna, 11-15 March 1974, vol. II, p. 295.

MERCADO, A. (1967) The Spreading Pattern of Injected Water in a Permeability Stratified Aquifer - IASH Symp. of Haifa, publ. no. 82, p. 23.

OGATA, A., and R.B. BANKS (1961): A Solution of The Differential Equation of Longitudinal Dispersion in Porous Media - United States Geol. Surv., Prof. Pap. 411-A.

PICKENS, J.F., and G.E. GRISAK (1981): Scale-dependent Dispersivity in a Stratified Granular Aquifer - Water Resour. Res., 17, (4), p. 1191.

ROBERTS, P.V., P.L. McCARTY, and W.M. ROMAN (1978): Direct Injection of Reclaimed Water into an Aquifer - J. Env. Eng. Div. ASCE, 104, p. 933.

ROBERTS, P.V., and A.J. VALOCCHI (1981): Principles of Organic Contaminant Behavior During Artificial Recharge, in: VAN DUIJVENBOODEN et al., (ed.): The Quality of Groundwater - Studies in Environm. Sci., 17, p. 439.

SAUTY, J.P. (1980): An Analysis of Hydrodispersive Transfer in Aquifers - Water Resour. Res., 16, (1), p. 145.

VALOCCHI, A.J., P.V. ROBERTS, G.A. PARKS, and R.L. STREET (1981): Simulation of the Transport of Ion-Exchanging Solutes Using Laboratory-Determined Chemical Parameter Values - accepted for Publication in Ground Water.

This paper is based on work supported by the Swiss National Science Foundation (Grandt No. 82.816.0.80), the Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory of the U.S. Environmental Protection Agency (Grandt No. R-804431) and the Office of Water Research and Technology (Grandt No. 14-35-0001-8824).