

Sonderdruck aus Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen

28. 1984, H. 3, S. 65-74

Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten

Ein Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete

Application of Tracer Techniques for Determining the Water Balance in Small Catchment Basins

A Research Conception for the Experimental Basins in the Upper Harz Mountains

von Andreas Herrmann, Piotr Maloszewski, Rolf Rau, Wolfgang Rosenow und Willibald Stichter

DK 621.039.85:556.512.01.028(234.539)

Es werden die für die Einzugsgebietshydrologie relevanten Tracertechniken vorgestellt. Auf Grundlage des aktuellen Experimentier- und Modellbildungsstands wird für kleine Einzugsgebiete im Mittelgebirge ein tracerhydrologisches Forschungskonzept entwickelt. Besondere Beachtung gilt dabei der Rolle von Umweltisotopen sowie dem Tracereinsatz bei Separationen von Abflußkomponenten und Abschätzungen unterirdischer Fließparameter wie mittleren Verweilzeiten.

The tracer techniques relevant to the hydrology of catchment basins are described. A tracer research conception has been developed for small basins in the German Uplands, based on the actual state of experimental and modelling techniques. Special attention is drawn to the role of environmental isotopes as well as to the use of tracers in separating runoff components and estimating subsurface flow parameters such as mean residence times.

1 Einleitung

Der Einsatz hydrologischer Tracertechniken in kleinen Einzugsgebieten ist dann zu erwägen, wenn sich mit den konventionellen Meß- und Modellrechnungsverfahren nicht die gewünschten Informationen über systemspezifische Mechanismen des Wasserumsatzes und Fließvorgänge erzielen lassen. Bei quantitativen Zielsetzungen muß dazu in erster Linie die Voraussetzung zuverlässiger hydrologischer bzw. hydrogeologischer Basisdaten erfüllt sein. Damit werden mathematische Modelle, denen theoretisch die Verknüpfung zwischen Tracerinput- und Outputkonzentrationen zugrundeliegt, auf ein gegebenes hydrologisches System anwendbar und die Ergebnisse verifizierbar. Nach bedeutenden Fortschritten in den 70er Jahren haben die tracerhydrologischen Experimentier-, Analyse- und Modellbildungstechniken einen Stand erreicht, der ein breites Spektrum prozeßorientierter Einzugsgebietshydrologischer Fragestellungen lösen hilft [11, 19, 31]. Über die praktischen Einsätze von Umweltsotopen als Tracer in der Einzugsgebietshydrologie sowie ihre Kombination mit den beiden Tracergruppen der Fluoreszenzfarbstoffe und Haptionen mit elektrischen Leitfähigkeiten informiert eine Literaturübersicht bei [40]. Die jüngeren bundesdeutschen Forschungsprojekte sind in [5, 20] aufgeführt. Bei [40] findet sich auch eine Bewertung des aktuellen Forschungsstands unter besonderer Berücksichtigung Mitteleuropas mit Hinweisen auf künftige Forschungsnotwendigkeiten. Danach sollten vorrangig die Experimentier- und Modellierungstechniken weiterentwickelt werden. Diese Forderung trifft besonders auf die beiden Hauptanwendungsbereiche der Tracertechniken in der Einzugsgebietshydrologie zu: die Separation von Abflußkomponenten und die Abschätzung unterirdischer Fließparameter wie mittlerer Verweilzeiten. Mit diesem Beitrag ist u.a. beabsichtigt, die Bedeutung vor allem der isopenhydrologischen Untersuchungsmethoden für die Grundlagenforschung auch dem Praktiker transparent zu machen. Dabei wird auf Grundlage des derzeitigen Forschungsstands am Beispiel der Oberharzer Untersuchungsgebiete [20, 24] ein Forschungskonzept für kleine Einzugsgebiete im Deutschen Mittelgebirge entwickelt. Seine Realisierung mit finanzieller Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft bietet die Möglichkeit, die bislang schwerpunktmäßig in alpinen Einzugsgebieten [40] erfolgreich eingesetzten Isopententechniken auch in der küstennahen Mittelgebirgsregion zu erproben. Dabei werden vor allem folgende Ziele angestrebt: (1) neue Erkenntnisse über die Abflußbildung und die unterirdische Speicherdynamik in kleinen Einzugsgebieten mit dominanten Kluftwasserleitern zu gewinnen und (2) die Experimentier- und Modellierungstechniken auch bei kombiniertem Tracereinsatz weiterzuentwickeln.

2 Oberharzer Untersuchungsgebiete

2.1 Forschungsgeschichtlicher Überblick

In den beiden Oberharzer Einzugsgebieten Lange Bramke und Wintertal (Abb. 1) laufen seit 1948 Untersuchungen zum Wasserhaushalt forstlicher Ökosysteme. 1950-52 wurden die kleineren Gebiete Dicke und Steile Bramke sowie zwei Quelleinzugsgebiete eingerichtet. Das ursprüngliche Forschungsziel, aus dem Vergleich der Abflüsse der unterschiedlich bestockten Einzugsgebiete Aussagen über den Wasserverbrauch der Fichte abzuleiten, wurde aus verschiedenen Gründen nicht erreicht [24]. Die wichtigsten Veröffentlichungen sind in [20] zusammengestellt. Seit den 70er Jahren werden die Gebiete auch für Spezialuntersuchungen genutzt.

Dazu zählen seit 1973 Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt, später auch zum Stoffhaushalt (Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen [45]). 1980 liefen schnee- und isopenhydrologische Untersuchungen an (Institut für Geographie der Technischen Universität Braunschweig/Institut für Radiohydrometrie der GSF München [40]), aus denen sich ab 1983 das vorgestellte tracerhydrologische Forschungsvorhaben entwickelte.

Die Grundfinanzierung der Oberharzer Untersuchungsgebiete war bis 1980 durch unterschiedliche Geldgeber gesichert, darunter das Land Niedersachsen mit der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, das Bundesministerium für Gesundheit, die Deutsche Forschungsgemeinschaft und das Internationale Hydrologische Programm. Die Meßeinrichtungen der Grundausrüstung (Abb. 1) werden seitdem bis auf die Abflußmeßstellen Lange Bramke und Wintertal sowie einige Niederschlagsmesser, die 1981

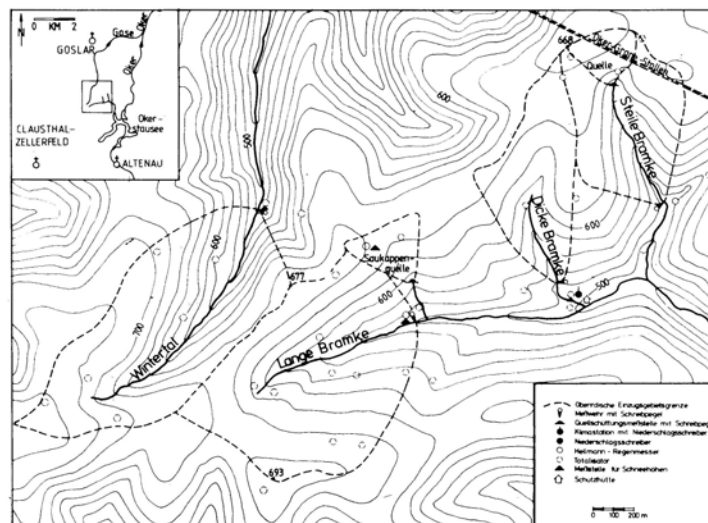


Abb. 1 Lage und instrumentelle Grundausrüstung der Oberharzer Untersuchungsgebiete (nach [24])

Location map of the experimental basins in the Upper Harz Mountains with primary instrumentation (acc. to [24])

von den Harzwasserwerken des Landes Niedersachsen übernommen wurden, ohne finanziellen Ausgleich notdürftig durch die genannten Universitätseinrichtungen betreut. Eine Koordination der Arbeiten erfolgt in einer Arbeitsgemeinschaft mit Vertretern der Bundesanstalt für Gewässerkunde. Wichtige Grunddaten und Vorkommnisse werden in Jahresberichten festgehalten.

2.2 Physiographische, hydrologische und geologische Verhältnisse

Über wichtige morphometrische und klimatologische Kenngrößen sowie die Entwicklung der Bestockungsverhältnisse unterrichtet [20].

In Tab. 1 finden sich einige Angaben über die Höhen- und Neigungsverhältnisse sowie die langjährigen Wasserbilanzen der aneinandergrenzenden Einzugsgebiete Lange Bramke und Wintertal. Das trog- bis wannenartig gestaltete Gebiet der Langen Bramke und die sich talauf muldenartig weitende Kerbe des Wintertals bilden die Kernzone des tracerhydrologischen Forschungsvorhabens. Die Kahlfächenanteile belaufen sich in der Langen Bramke derzeit auf 10%, im Wintertal auf 50%. Die Restflächen sind mit Fichte voll bestockt.

Die hydrologischen Verhältnisse lassen sich wie folgt kennzeichnen (vgl. Tab. 1): Die Verteilung der Niederschläge auf die beiden Gebiete und Halbjahre ist ausgewogen. Während 7 Monaten kann eine Schneedecke auftreten, wobei die Schneedeckenzeit in der Regel mehrfach unterbrochen ist. In beiden Gebieten konzentrieren sich 2/3 des Jahresabflusses auf das Winterhalbjahr. Die aus der Wasserbilanz resultierende Jahresverdunstung erfolgt in der Langen Bramke und im Wintertal jeweils zu 4/5 im Sommerhalbjahr. Die Penman-Verdunstung beläuft sich auf rd. 500 mm/a.

Vergleiche der Abfluß- und Verdunstungshöhen in Tab. 1 lassen angesichts gleicher Niederschlagseinträge den Verdacht aufkommen, daß zwischen beiden Gebieten eine unterirdische Kommunikation mit vorherrschender Wasserbewegung in Richtung Wintertal bestehen könnte. Eine umfassende Darstellung der hydrologischen Verhältnisse der Oberharzer Untersuchungsgebiete unter besonderer Berücksichtigung des Abflußverhaltens findet sich in [24].

Der Harz ist ähnlich dem Rheinischen Schiefergebirge vorwiegend aus gefalteten und geschieferten Sedimentgesteinen des Devons und Unterkarbons aufgebaut. Die Einzugsgebiete liegen in der tektonischen Einheit des Oberharzer Devonsattels. Das ausgedehnte Unterdevon, das dem Ober-Ems zuzurechnen ist, besteht aus einer Gesteinsfolge feinkörniger quarzitischer Sandsteine, Tonschiefer und Grauwacken. Diese Gesteinsfolge trägt die Sammelbezeichnung *Kahlebergssandstein*.

In [47] wird versucht, dieses 500-1000 m mächtige Gesteinspaket lithologisch zu gliedern. In den Untersuchungsgebieten finden sich 4 der 11 bei [16] beschriebenen Schichtglieder (Abb. 2). Das unterste Schichtglied,

Morphometrische und hydrologische Kenngrößen (1949-1982) der Einzugsgebiete Lange Bramke und Wintertal**Tabelle 1**

Main morphometric and hydrological features (1949-1982) of the Lange Bramke and Wintertal basins

Einzugsgebiet	A _{Eo} km ²	Höhen- intervall m	mittl. Höhe m	mittl. Gelände- neigung o	Niederschlagshöhe			Abflußhöhe			Verdunstungshöhe		
					Wi	mm So	Jahr	Wi	mm So	Jahr	Wi	mm So	Jahr
Lange Bramke	0,76	543-700	655	12,5	684	631	1315	454	247	701	117	497	614
Wintertal	0,77	523-753	680	18,5	672	626	1298	581	324	905	75	318	393

feinkörnige Sandsteine und sandige Tonschiefer der *Giengelsberger Schichten*, ist hauptsächlich unter der holozänen Talfüllung der Langen Bramke bzw. dem Hangschutt an der SE-Flanke des Wintertals anstehend. Ansonsten stehen an den Hängen unter der Hangschuttedecke *Nessigi-Schichten* an, bankige Feinsandsteine mit kieseligem Bindemittel. Diese Gesteinsserie unterscheidet sich von den in höheren Lagen auftretenden *Schalke Schichten* durch den Fossilinhalt. Im Hangenden tritt durchschnittlich 40 m mächtiger *Schalke Quarzit* auf, der durch dickbankige Lagerung und wenig reine Tonschieferlagen gekennzeichnet ist.

Die Zerlegung des erzgebirgischen Faltenbaus fand nach [30] durch Längs-, Quer- und Diagonalstörungen bzw. Kluftsysteme während der Gebirgsbildung und bei ausklingender Orogenese statt. Besonders die in rheinischer und herzynischer Richtung angelegten Kluft- und Störungssysteme wurden später wiederbelebt. Auffallend ist die nahezu senkrechte Lagerung der quer zur Streichrichtung der Faltenachsen verlaufenden Systeme. Die in dieser Richtung angelegten Gänge sind mit Quarz verfüllt und oft vererzt.

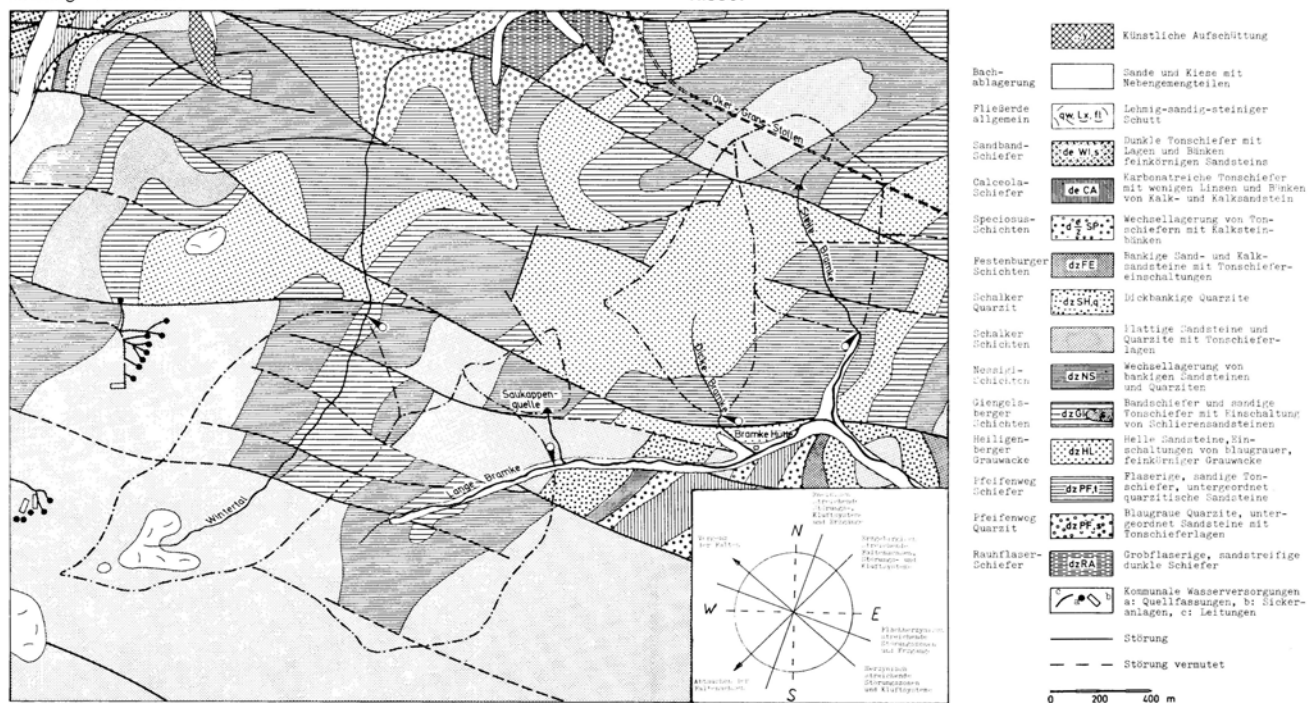
Die Gebirgsdurchlässigkeit ist in hohem Maße anisotrop. Das für die Wasserbewegung maßgebende Leitvermögen des Gesteins ist für die angetroffenen Schichten ohne Bedeutung, die Gesteinsdurchlässigkeit daher vernachlässigbar. Dagegen ist die Kenntnis des nutzbaren Poren- und Kluftvolumens notwendig. Jüngere grundsätzliche Überlegungen zur Bestimmung unterirdischer Fließsysteme in Kluftwasserleitern liefert [21].

Ein geschlossener Grundwasserspiegel ist nach bisheriger Kenntnis nur in der Talau der Langen Bramke ausgebildet. Dieses Einzugsgebiet ist im Unterschied zum Wintertal, in dem das Hauptgerinne im Anstehenden angelegt ist, fast völlig von einer Lockergesteinschülle bedeckt. Sie wird aus autochthonen Verwitterungsdecken, allochthonen Solifluktionsschuttdecken, Hangfußschutt und Bachschotterfüllungen aufgebaut. Die durchschnittliche Lockergesteinsmächtigkeit soll bei etwa 3 m liegen. Der vorherrschende Bodentyp ist oberhalb der Talau ein bis zu 1,5 m mächtiger Braunerde-Podsol.

Infiltration und unterirdischer Abfluß dürften im Wintertal rascher erfolgen als in der Langen Bramke. Schürfgruben im Wasserscheidenbereich deuten an, daß ober- und unterirdische Einzugsgebiete voneinander abweichen können. Auch wird vermutet, daß infolge Tiefsickerung Wasser aus den Einzugsgebieten abgezogen wird. So wird aus dem Einzugsgebiet Steile Bramke ein deutlicher Einfluß der Tiefsickerung auf die Wasserführung nach dem Auffahren des bis 1970 erstellten Oker-Grane-Stollens (Abb. 1) berichtet [24]. Der Stollen, dessen baugeloge Aufnahme bei [17] dokumentiert ist, unterquert dieses Gebiet auf einer Länge von 500 m. In diesem Stollenabschnitt von mehr als 300 m unter Gelände sind auch die stärksten Wassereinbrüche.

Die Analyse der tektonischen Strukturen soll Hinweise auf Zonen erhöhter Durchlässigkeit geben. Dabei muß neben der Bestimmung und Festlegung von Diskontinuitätsflächen das Flächengefüge erarbeitet werden. Die Abschätzung des Kluftvolumens wird durch die bekannte Erscheinung erschwert, daß in der oberflächennahen Auflöckerungszone das wirkliche Kluftvolumen, damit der Wasserdurchsatz durch zusätzlich aufgeweitete Trennflächen wesentlich größer ist als im tieferen Untergrund. Wertvolle Informationen hierzu werden von Kluftuntersuchungen im konventionell durch Sprengung aufgefahnen Teil des Oker-Grane-Stollens erwartet.

Geologisch-tektonische und hydrogeologische Spezialkartierungen der Untersuchungsgebiete stehen noch aus. Die geplanten Erkundungen müssen die näheren Einzugsbereiche der Untersuchungsgebiete einbeziehen. Dabei werden neben den feldgeologischen Aufnahmemethoden u. a. Refraktionsseismik und geoelektrische Widerstandsmessungen zur Abschätzung der Lockergesteinsbedeckung und Ortung von Störungen eingesetzt. Zusätzliche Einblicke in Verlauf und Tiefe von wasserwegsamem Kluft- und Störungssystemen soll das mit elektromagnetischen Wellen arbeitende VLF (*Very Low Frequency*)-Verfahren [33] ermöglichen. Die mit dieser Bestandsaufnahme gewonnenen hydrogeologischen Basisinformationen dienen nicht zuletzt als Interpretationsgrundlage für die tracerhydrologischen Ergebnisse.

**Abb. 2 Geologische Karte der Oberharzer Untersuchungsgebiete****Geological map of the experimental basins in the Upper Harz Mountains**

2.3 Instrumentelle Ausstattung

Die instrumentelle Grundausrüstung der Oberharzer Untersuchungsgebiete ist Abb. 1 zu entnehmen. Die wichtigsten Konstruktionsmerkmale der Meßgerinne werden in [24] beschrieben. Während das Meßgerinne Wintertalbach in einer Talverengung im Anstehenden eingerichtet werden konnte, mußte das Meßgerinne Lange Bramke in eine Flügelmauer eingebunden werden, die den unterirdischen Abstrom in der Talaue unterbinden soll.

Die erste instrumentelle Ergänzungsausrüstung erfuhr das Einzugsgebiet Lange Bramke mit den Bodenwasser- und Stoffhaushaltsuntersuchungen und der damit verbundenen Einrichtung von zwei Meßhängen (Abb. 3). Kernstück der Meßanordnungen bilden Tensiometer, Unterdruckanlagen zur Bodenwasserprobennahme und Kleinlysimeter.

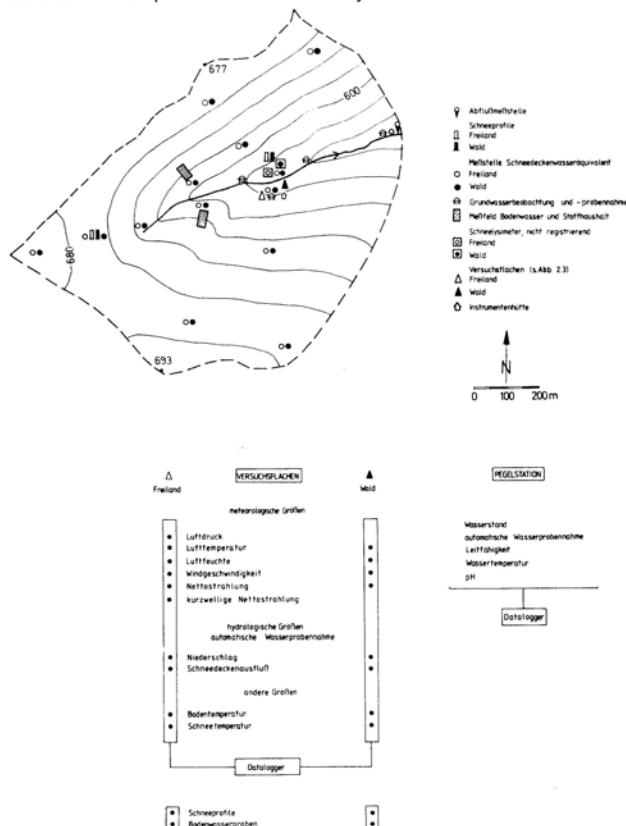


Abb. 3 Meßstellenplan der Ergänzungsausrüstung im Einzugsgebiet Lange Bramke

Instrumentation plot of the supplementary equipment in the Lange Bramke basin

Die Ergänzungsausrüstung für die Lange Bramke im Rahmen des vorgestellten Forschungsvorhabens (Abb. 3) wird teilweise bereits betrieben. Eine zentrale Funktion übernehmen bei diesem Instrumentierungskonzept netzunabhängige Datalogger. Dadurch

sollen die automatische Datenerfassung und Datenspeicherung im Gelände und mengenproportionale Wasserprobennahmen an Input- und Outputwässern mit eigens entwickelten Probennehmern sichergestellt werden. Für das Wintertal ist nach den Erfahrungen in der Lange Bramke eine bescheidenere Zusatzinstrumentierung ebenfalls auf Dataloggerbasis geplant. In den anderen Einzugsgebieten werden routinemäßig Wasserproben an Abflüssen bzw. Quellwässern genommen.

3 Tracertechniken in der Einzugsgebietshydrologie

Die hydrologischen Tracerverfahren beruhen auf der natürlichen oder künstlichen Markierung spezifischer Komponenten des Wasserkreislaufs, deren Identitätsmerkmale damit festgelegt sind. Als Tracer bzw. Indikatoren werden in der Einzugsgebietshydrologie verwendet:

- (1) beim Farbtraceransatz absichtlich injizierte fluoreszierende Farbstoffe [2, 19, 23]
- (2) beim hydrochemischen Ansatz natürlich vorhandene Ionen, chemische Verbindungen und elektrische Leitfähigkeiten [4, 10]
- (3) beim isotopischen Ansatz die Umweltisotope Tritium (^3H), Deuterium (^2H) und Sauerstoff-18 (^{18}O) [11, 31].

Sind bei der Klärung von Abfluß- und Speichermechanismen in Einzugsgebieten Flächenmarkierungen über die Inputwässer – Niederschläge bzw. äquivalente Niederschläge in Form von Schmelzwässern – gewünscht, fällt die Tracergruppe (1) weitgehend aus. Mit ihr lassen sich immer nur Teile einer Komponente, z. B. des Grundwassers gezielt markieren.

Wichtige Detailprobleme wie unterirdischer Wasseraustausch zwischen den Einzugsgebieten oder Einfluß des Oker-Grane-Stollens auf die Gebietswasserbilanz sind nur durch Farbtracerereinsätze lösbar. Denn hierfür sind die aus den Umweltisotopen bezogenen Informationen aufgrund der recht gleichförmigen Inputmarkierung unzureichend.

Über den aktuellen Stand des Meßwesens und der vielfältigen Einsatzbereiche der Farbtraceretechnik unterrichtet umfassend [44]. Dabei wird deutlich, daß über Farbtracerereinsätze in Kluft- gegenüber Porengrundwässern noch wenig Erfahrungen vorliegen. Die Probleme mit den geplanten Markierungsversuchen beginnen u. a. damit, daß Uranin, der vielseitigste Fluoreszenztracer, aufgrund der Fluoreszenzlöschung in sauren Medien bei pH ~ 5 der oberflächennahen Grundwässer für quantitative Nachweise ungeeignet ist. Bei den Versuchsdurchführungen kann z.B. auf die Erfahrungen mit Markierungsversuchen durch die Internationale Arbeitsgruppe SUWT [44] zurückgegriffen werden.

Der Einsatz der Indikatorengruppe (2) beschränkt sich im wesentlichen auf Analysen des Abflußvorgangs durch Separation von Abflußkomponenten. Grundlage dieser Anwendung, die wegen der strengen Randbedingungen (Kap. 4.3) noch wenig praktiziert wird, ist die Beimischung kaum mineralisierter aktueller Niederschlagswässer zu mineralisierten unterirdischen Vorereigniswässern im Abfluß (Gl. (11)). Für erfolgreiche Versuchsabläufe ist u. a. eine geringe oder bekannte Petrovarianz bzw. die hydrochemische Identifikation dominanter abflußwirksamer unterirdischer Reservoirs Grundvoraussetzung.

Kennzeichen von als hydrologische Tracer verwendeten Umweltisotopen (nach [31])

Main features of environmental isotopes used as hydrological tracers (after [31])

Tabelle 2

Isotop	Halbwertszeit	in Wasser als	Isotopenverhältnis Häufigkeit in natürlichen Wässern	internat. Standard	Einheit	Definition	Meßgenauigkeit
^3H Tritium	12.43 a	$^1\text{H}^3\text{HO}$	$^3\text{H}/^1\text{H}$ $0 - 10^{-11}$	NBS- ^3H	TU	1 TU = 1 ^3H -Atom auf 10^{18} H-Atome oder 0,12 Bq oder 3,2 pCi } in 1 l H_2O	1 - 10% vom Meßwert
^2H Deuterium	stabil	$^1\text{H}^2\text{HO}$	$^2\text{H}/^1\text{H}$ $90 - 170 \cdot 10^{-6}$	V-SMOW	δ	$\delta^2\text{H}$ bzw. $\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right) \cdot 1000(\text{‰})$	$\pm 1\text{‰}$
^{18}O Sauerstoff - 18	stabil	H_2^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $1880 - 2010 \cdot 10^{-6}$	V-SMOW	δ	mit $R = ^2\text{H}/^1\text{H}$ bzw. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$\pm 0,15 \text{‰}$

In Kombination mit Indikatoren der Gruppe (3) wurden hierzu bislang mehr oder weniger sinnvoll verwendet: Na^+ [1], Ca^{++} und Mg^{++} [1, 39], Cl^- [1, 29], NO_3^- [1, 37], HCO_3^- [1, 4, 10], SO_4^{--} [1, 10], Si [10] und DOC [7]. Mit den elektrischen Leitfähigkeiten wurden meist gute Übereinstimmungen mit den isotopischen Abtrennungsergebnissen erzielt [1, 4, 7, 10, 37, 39]. Die hydrochemischen Indikatoren signalisieren nicht zuletzt wegen der schwer faßbaren chemischen Veränderungen auf ihrer Passage zum Vorfluter offensichtlich unterschiedliche, nicht eindeutig identifizierbare Komponenten. Voruntersuchungen sollen im Oberharz Aufschluß darüber geben, inwieweit mit dieser Indikatorengruppe in Ergänzung zu den Isotopenuntersuchungen hydrologisch relevante Informationen gewonnen werden können.

Die Umweltisotope der Tracergruppe (3) sind als Bestandteile des Wassermoleküls ideale Tracer im Wasserkreislauf. Ihre wichtigsten Kennzeichen sowie Meßgrößen mit Definitionen und Meßgenauigkeiten sind Tab. 2 zu entnehmen. Über das breite Anwendungsspektrum in natürlichen hydrologischen Systemen informieren ausführlich [11, 18, 19, 31], speziell zu ^2H bzw. ^{18}O [12].

Die Tracereignung des Radionuklids ^3H , bei dem Konzentrationsänderungen durch radioaktiven Zerfall bei einer Halbwertszeit von 12,4 a erfolgen, ist nicht in der natürlichen ^3H -Häufigkeit begründet. Sie leitet sich aus der Anreicherung von künstlichem Bombentritium im Zuge der Kernwaffentests in der Atmosphäre bis zum Memorandum 1963 ab, als die ^3H -Gehalte in Niederschlägen auf der Nordhemisphäre bis zu vier Größenordnungen höher lagen (Abb. 5). Die Tracereignung der stabilen Isotope ^2H und ^{18}O ist im wesentlichen in Konzentrationsänderungen durch temperaturabhängige physikalische Fraktionierung bei Phasenübergängen des Wassers begründet. Diese Isotopenfraktionierung erklärt u. a. die große Spannweite der ^2H - bzw. ^{18}O -Häufigkeiten in Niederschlagswässern (Abb. 4). Fraktionierungsbedingte räumlich-zeitliche Abweichungen von der auch für Mitteleuropa gültigen sogenannten Niederschlagsgeraden $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ gestatten z. B. Rückschlüsse auf Luftmassenursprünge oder Verdunstungseinflüsse.

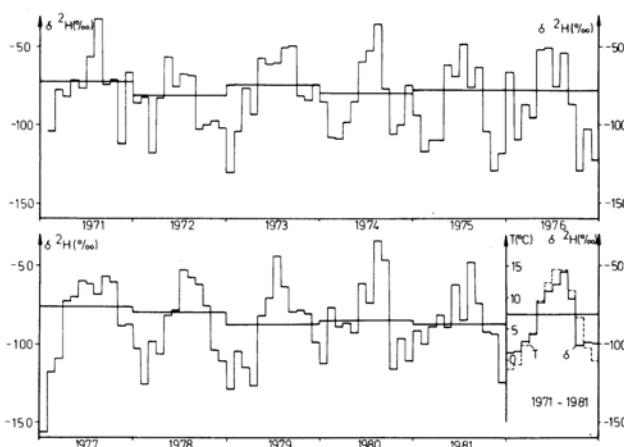


Abb. 4 Monats- und Jahresmittel 1971–81 der ^2H -Gehalte der Niederschlagswässer auf dem Hohenpeißenberg (Oberbayern, 977 m üNN) und Monatsmittelwerte der Lufttemperatur (T) und ^2H -Gehalte (δ) für den gesamten Beobachtungszeitraum (aus [41])

Monthly and annual means of ^2H contents of rainwaters in 1971–81 at Hohenpeißenberg (Upper Bavaria, 977 m above msl.) and monthly means of air temperature (T) and ^2H contents (δ) for the whole observation period (from [41])

Grundvoraussetzung für die Verwendung der Umweltisotope als Tracer in kleinen Einzugsgebieten sind signifikante Variationen der Inputkonzentrationen. Sie ist in Mitteleuropa für die stabilen Isotope nach Abb. 4 im allgemeinen erfüllt. Danach läßt sich die isotopische Inputfunktion theoretisch durch eine Sinuskurve mit einer Periodizität von 1 a annähern. Die jährliche Schwankungsbreite der Isotopenkonzentration der Einzelniederschläge kann sich am Alpenrand auf bis zu $\Delta \delta^2\text{H} = 150\text{‰}$ belaufen [14]. Gegen den küstennahen Harz zeichnet sich die erwartete Amplitudendämpfung der Inputfunktion auf rund die Hälfte der hochalpinen Amplitude ab [40]. Diese Tatsache belegt auch die Inputfunktion von Braunschweig (Abb. 8a).

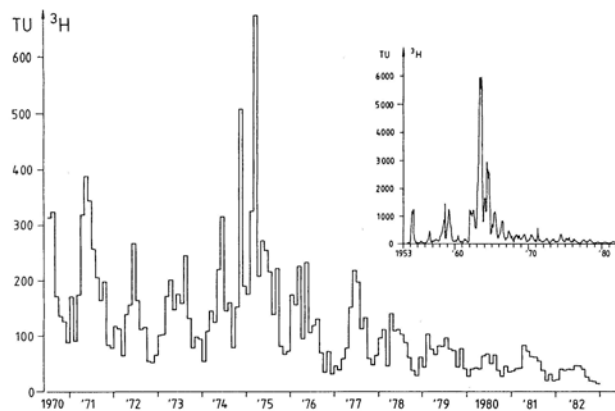


Abb. 5 ^3H -Gehalte der Niederschlagswässer von Ottawa und Wien (oben rechts) und auf dem Hohenpeißenberg, Oberbayern (nach [32] und [43])

^3H contents of rainwaters at Ottawa and Vienna (at the top right) and at Hohenpeißenberg, Upper Bavaria (acc. to [32] and [43])

Die ^3H -Gehalte der Niederschläge sind durch eine annähernd exponentielle Abnahme seit dem Peak 1963 gekennzeichnet, der jahreszeitliche Variationen mit Maximalwerten im Sommer und Minimalwerten im Winter überlagert sind (Abb. 5). Neben der jahreszeitlichen Variation kann der Peak als Inputfunktion in ein hydrologisches System verwendet werden. Zwar weisen die Niederschläge in Mitteleuropa von 1980 an mit durchschnittlich rund 50 TU immer noch den 10fachen natürlichen ^3H -Gehalt auf, doch die weitere Inputentwicklung ist nicht mehr so eindeutig. Seitdem wird auch die Handhabung von ^3H als Tracer in der Einzugsgebietshydrologie im Vergleich zu den stabilen Isotopen bei ähnlichen Genauigkeitsansprüchen schwieriger.

Hierauf und auf neue Traceransätze wird in Kap. 4.2 noch eingegangen. Der Literaturübersicht in [40] ist zu entnehmen, daß in den einzugsgebiets-hydrologischen Haupteinsatzbereichen der Umweltisotope, der Ganglinien-separation (Kap. 4.3) und der Abschätzung von mittleren Verweilzeiten unterirdischer Wässer (Kap. 4.2), ^2H bzw. ^{18}O inzwischen häufiger als ^3H verwendet werden. Voraussetzung dafür waren u. a. verfeinerte Experimentier- und Modellierungstechniken. Mit [40] kann gefolgert werden, daß der erst ab den frühen 70er Jahren konsequent verfolgte isotopische Traceransatz durch regional breiter gestreute Anwendungen, gezieltere, automatische Wasserprobenahmen und verbesserte Modellbildungen im Rahmen von Wasserhaushaltsuntersuchungen noch weitergehende hydrologische Informationen erlaubt.

Die kombinierte Anwendung der Traceransätze (1)–(3) auf Grundlage zuverlässiger hydrologischer Daten verspricht gezielte Einblicke in die Abflußmechanismen und die Dynamik des unterirdischen Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Sie ist daher Kernstück des Forschungskonzepts für die Oberharzer Untersuchungsgebiete.

4 Modellbetrachtungen

4.1 Hydrologische Modelle

Aus der Transformation gegebener Tracerinputfunktionen zu systemspezifischen Outputfunktionen lassen sich grundsätzlich Informationen über die Speichereigenschaften eines hydrologischen Systems ableiten. Diese Informationen werden durch Anwendung mathematischer Modelle erhalten, die das System beschreiben.

Die hydrologischen Modelle sollten trotz der notwendigen Vereinfachungen realitätsgerecht, d. h. für das jeweilige System relevant sein. Eine der Grundannahmen dabei ist, daß die Inputfunktionen im wesentlichen durch Mischungs- und Dispersionsvorgänge im Untergrund transformiert werden. Die Grundzüge eines hydrologischen Systems (= Einzugsgebiet) werden mit [27] durch die folgenden einfachen Modelle erfaßt (Abb. 6):

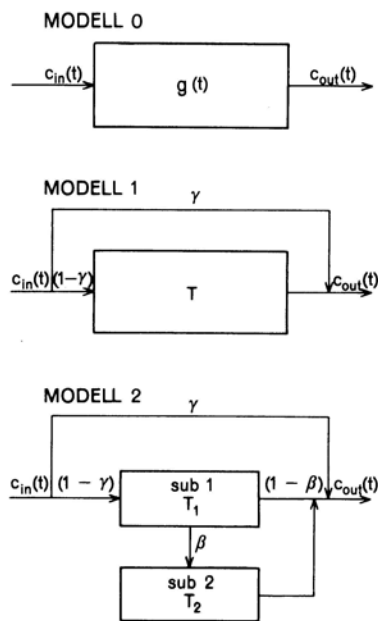


Abb. 6 Hydrologische Modelle (nach [27])

Hydrological models (acc. to [27])

Modell 0. Das Modell behandelt das gesamte System als eine Box, von der nur die Input- und Outputfunktionen ($c_{in}(t)$; $c_{out}(t)$) bekannt sind. Es ist Modellierungsgrundlage für einzelne Reservoirs, für Einzugsgebiete als Einheit aber nicht besonders relevant.

Modell 1. Ein bestimmter Inputanteil $(1 - \gamma)$ wird als indirekter Abfluß angesehen. Er passiert das unterirdische Reservoir mit einer definierten mittleren Verweilzeit T (Gl. (1)) in der Größenordnung Monate bis Jahre. Der andere Inputanteil (γ) wird als direkter Abfluß (Gl. (13)) bezeichnet. Dieser läuft als Bypasskomponente mit T von Stunden bis maximal Tagen direkt in den Vorfluter.

Modell 2. Das unterirdische System von Modell 1 wird in zwei Boxen (sub 1; sub 2) mit unterschiedlichen T (T_1 ; T_2) aufgespalten. Ein Teil des Wassers (β) aus dem Reservoir (sub 1) mit einer kurzen Verweilzeit (T_1) von Wochen bis Monaten speist das andere Reservoir (sub 2) mit einer langen Verweilzeit (T_2) von Jahren. Der Abfluß aus dem Reservoir (sub 2) kann dem Niedrigwasserabfluß aus dem Einzugsgebiet gleichgesetzt werden.

Eine Literaturzusammenstellung über Anwendungen dieser Modelle findet sich bei [40]. Realisierungen von **Modell 2** beschränken sich bislang auf zwei alpine Einzugsgebiete. Dabei werden in [27] parallel ^3H und ^2H als voneinander unabhängige Tracer verwendet, während in [7] auf Grundlage von ^3H - und ^{18}O -Messungen der Kurzzeitspeicher (sub 1) mit Farbttracer-experimenten abgetrennt wird.

4.2 Mathematische Fließmodelle

Die Grundkonzeptionen der mathematischen Fließmodelle, die zur Interpretation experimenteller Umweltisotopendaten dienen, werden für Porengrundwassersysteme in [36, 46, 48] und für Kluftgrundwassersysteme in [26] ausführlich erläutert. Durch die Fließmodelle wird die Verteilung der Wassermoleküle in den Systemen, die durch die hydrologischen Modelle (Abb. 6) vorgegeben sind, mathematisch erfaßt. Im folgenden werden einige Fließmodelle vorgestellt, die sich bei Überprüfungen hydrologischer Modellannahmen und Bestimmungen wichtiger Fließparameter als nützlich erwiesen haben.

Der Hauptfließparameter dieser Modelle ist die mittlere Verweilzeit (T):

$$T = V/Q \quad (1)$$

mit V als Volumen des frei beweglichen Wassers und Q als Ausflußrate.

Andererseits kann die mittlere Verweilzeit des Tracers (t_t) definiert werden als:

$$t_t = \frac{\int_0^\infty t c_i(t) dt}{\int_0^\infty c_i(t) dt} \quad (2)$$

mit $c_i(t)$ als Tracerkonzentration am Beobachtungspunkt als Systemantwort auf eine Momentanimpfung zur Zeit $t = 0$.

In [22] wird der Zustand $t_t = T$ beschrieben. Er ist nur im Falle des idealen konservativen Tracers bei volumensproportionaler Injektion und Entnahme wie z. B. bei der Anwendung von Umweltisotopen erfüllt. Wird die Tracerkonzentration $c_i(t)$ normiert, so daß sie unabhängig von der eingegebenen Tracermenge ist, ergibt sich die Wichtungsfunktion $g(t)$:

$$g(t) = c_i(t) / \int_0^\infty c_i(t) dt \quad (3)$$

Gl. (3) wird auch als Funktion der Systemantwort oder der Outputaltersverteilung des Tracers bezeichnet, da sie die zeitliche Verteilung der aus dem System tretenden Tracerpartikel beschreibt, die zur Zeit $t = 0$ in das System eingetreten sind. Mit der $g(t)$ -Funktion ist es möglich, für jeden zeitvarianten Tracerinput die Outputfunktion zu bestimmen.

Für ein stationäres System mit konstanter Zu- und Ausflußrate kann die Beziehung zwischen den Input- und Outputkonzentrationen eines Tracers durch ein Faltungsintegral dargestellt werden:

$$c_{out}(t) = \int_0^\infty c_{in}(t-t') g(t') \exp(-\lambda t') dt'$$

oder im Fall $c_{in}(t) = 0$ für $t < 0$

$$c_{out}(t) = \int_0^t c_{in}(t') g(t-t') \exp(-\lambda(t-t')) dt' \quad (4)$$

mit $c_{in}(t)$ und $c_{out}(t)$ als zeitabhängigen Input- und Outputkonzentrationen des Tracers und λ als Zerfallskonstante ($\lambda = 0$ für stabile Isotope).

Spezifische Fließmodelle sind durch zugehörige $g(t)$ -Funktionen definiert. Theoretisch ist die $g(t)$ -Funktion durch Gl. (3) gegeben. Um $g(t)$ bestimmen zu können, muß die $c_i(t)$ -Funktion bekannt sein. Diese Funktion kann durch Lösung der Massenbilanz- bzw. Transportgleichung mit den entsprechenden Randbedingungen gefunden werden. Mit der so bestimmten $g(t)$ -Funktion, die von den gewählten Fließparametern abhängt, lassen sich diese durch Anpassung der theoretischen $c_{out}(t)$ -Werte, die nach Lösung der Gl. (4) erhalten werden, an die gemessenen $c_{out}(t)$ -Werte finden. Dafür müssen die zugehörigen $c_{in}(t)$ -Werte vorliegen.

Im Falle der stabilen Isotope kann als Vereinfachung die Inputkurve durch eine Sinusfunktion mit einer Periodizität von 1 a angenähert werden. Als Outputfunktion ergibt sich mit Gl. (4) wiederum eine Sinusfunktion mit veränderter Amplitude und einer Phasenverschiebung. Ein Fließparameter, z. B. T , kann aus der Amplitudendämpfung abgeschätzt werden.

4.2.1 Porengrundwasser

Auf das Porengrundwassersystem können das Exponentialmodell (EM) und das Dispersionsmodell (DM) angewendet werden.

EM ist mathematisch einem gut durchmischten Reservoir gleichzusetzen. Es wurde von Eriksson [8] in die Hydrologie eingeführt mit der Annahme, daß die einzelnen Wasseranteile am Ausfluß eine exponentielle Altersverteilung aufweisen. Dies entspricht im hydrologischen Modell einer mit der Aquifertiefe zunehmenden Permeabilität. EM ist durch folgende $g(t)$ -Funktion definiert:

$$g(t) = \frac{1}{T} \exp(-t/T) \quad (5)$$

mit T als Fließparameter.

DM beschreibt die hydrodynamische Dispersion, die längs des Fließwegs des Tracers durch den Porenwasserleiter praktisch ständig wirkt. Da ein erstmals von Nir [34] eingeführter Lösungsansatz der Dispersionsgleichung dem Verhalten des Umwelttracer nicht gerecht wird, wird DM mit [25] durch folgende $g(t)$ -Funktion definiert:

$$g(t) = \frac{1}{t \sqrt{4\pi D/vx \cdot t/T}} \exp[-(1-t/T)^2 / (4 D/vx \cdot t/T)] \quad (6)$$

mit D/vx als zusätzlichem Fließparameter. Dabei ist D/v die longitudinale Dispersion, x die Länge der Wegstrecke, auf der die Dispersion wirkt.

Bei [25] wird ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die aus Flächeninjektionen abgeleiteten D/v -Werte einige Größenordnungen über den aus anderen Arbeiten bekannten liegen. Aus Gl. (4) und (5) bzw. (6) ergibt sich T bei Verwendung stabiler Isotope aus der Amplitudendämpfung f zu:

$$\text{für EM: } T = \omega^{-1} (f^2 - 1)^{1/2}$$

$$\text{für DM: } T = \omega^{-1} [-\ln f / (D/vx)]^{1/2}$$

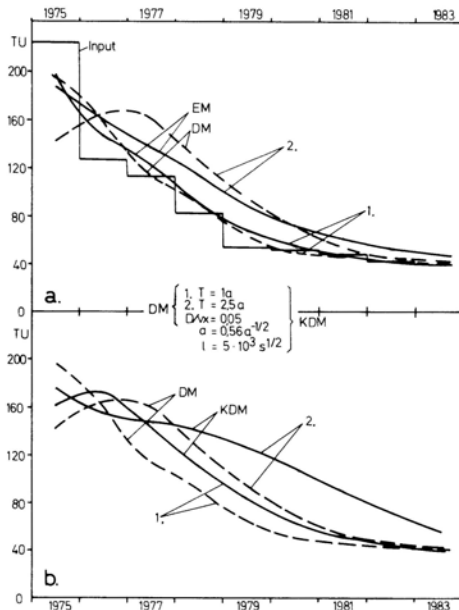


Abb. 7 ^3H -Outputkurven für verschiedene mittlere Verweilzeiten (T), berechnet mit der Inputfunktion von Braunschweig
 a. Anwendung von EM und DM auf Porengrundwasser
 b. Anwendung von DM auf Poren-(DM) und Kluftgrundwasser (KDM)

^3H output curves for different mean residence times (T) as calculated from the input function at Braunschweig

- a. application of EM and DM to a porous aquifer
 b. application of DM to porous (DM) and fissured rock aquifers (KDM)

mit $\omega = 2\pi/1$ a und $f = B/A$ (A: Amplitude von $c_{in}(t)$; B: Amplitude von $c_{out}(t)$).

Anwendungen von EM und DM auf ein alpines Einzugsgebiet finden sich bei [27]. In Abb. 7a und 8a sind die theoretischen ^3H - und ^2H -Outputkonzentrationen dargestellt, die mit den Inputkonzentrationen in Braunschweig berechnet wurden.

4.2.2 Kluftgrundwasser

Das Kluftgrundwassersystem (Abb. 9) passiert der Tracer mit der Grundwasserströmung in axialer Kluft Richtung. Teile der Tracermenge können durch die Festgesteinsmatrix zwischen den Klüften diffundieren. Handelt es sich um offene Klüfte, wird das Pistonflowmodell (KPM) verwendet, bei dem keine Durchmischung im Grundwasserleiter angenommen wird. Sind die Klüfte mit porösem Material verfüllt, wird statt DM KDM verwendet.

Um für beide Fälle die $g(t)$ -Funktionen zu erhalten, müssen zunächst die Transportgleichungen für die Klüfte und die Festgesteinsmatrix für momentane Impfungen gelöst werden. In [26] finden sich $g(t)$ -Funktionen für den Fall paralleler Klüfte mit gleicher Öffnungsweite. Die den Tracertransport kennzeichnenden Fließgeschwindigkeiten und Dispersivitäten sind dabei überall gleich gesetzt.

Bei der Bestimmung des Fließparameters T wird nur die Lösung für die Kluftwasserausflüsse verfolgt, d. h. der zum Axialtransport des Tracers durch Diffusion zwischen den Klüften gehörende Term wird vernachlässigt.

KDM kann durch folgende $g(t)$ -Funktion definiert werden:

$$g(t) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \exp\left(-\frac{Vx}{2D}\right) \int_0^{\infty} \exp\left[-\xi^2 - \left(\frac{Vx}{4D\xi}\right)^2\right] \left[\int_0^{\infty} \exp(-\epsilon_1) \cos(-\epsilon_2) d\epsilon \right] d\xi \quad (7)$$

mit

$$\alpha = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{Vx}{D} \cdot \frac{T}{t}}$$

$$\epsilon_1 = \frac{Vx}{4D} \cdot T \cdot \alpha \cdot \frac{\epsilon}{\xi^2} \left[\frac{\sinh(l \cdot \epsilon)}{\cosh(l \cdot \epsilon)} + \cos(l \cdot \epsilon) \right]$$

$$\epsilon_2 = \frac{\epsilon^2}{2} \left(t - \frac{Vx}{4D} \cdot \frac{T}{\xi^2} \right) - \frac{Vx}{4D} \cdot T \cdot \alpha \cdot \frac{\epsilon}{\xi^2} \left[\frac{\sinh(l \cdot \epsilon)}{\cosh(l \cdot \epsilon)} + \cos(l \cdot \epsilon) \right]$$

und $\alpha = \frac{n_p \sqrt{D_p}}{2b}$; $l = \frac{L - 2b}{2/D_p}$

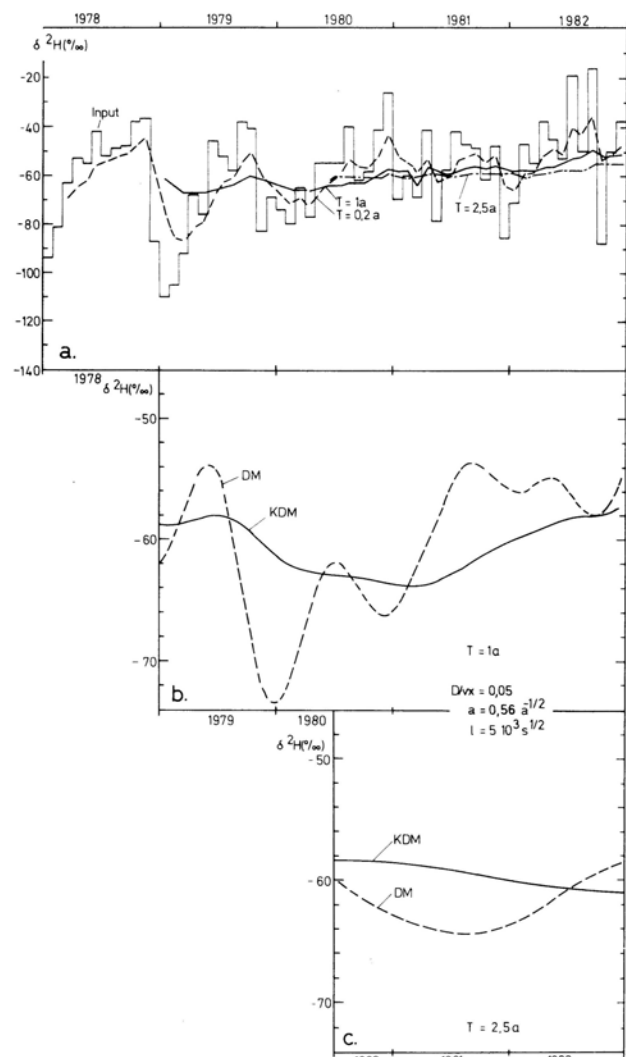


Abb. 8 ^2H -Outputkurven für verschiedene mittlere Verweilzeiten (T), berechnet mit der Inputfunktion von Braunschweig
 a. Anwendung von EM auf Porengrundwasser
 b. Anwendung von DM auf Poren-(DM) und Kluftgrundwasser (KDM):
 c. für T = 1 a
 c. für T = 2.5 a

^2H output curves for different mean residence time (T) as calculated from the input function at Braunschweig

- a. application of EM to a porous aquifer
 Application of DM to porous (DM) and fissured rock aquifers (KDM):
 b. for T = 1 a
 c. for T = 2.5 a

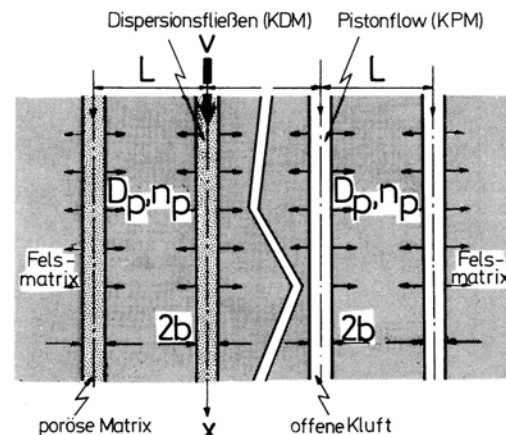


Abb. 9 Modellhafte Darstellung eines Kluftgrundwasserleiters (Erläuterung s. Text)

Simplified representation of a fissured-rock model aquifer (explanation see text)

wobei L der Kluftabstand, $2b$ die Öffnungsweite der Klüfte, D_p die Molekulardiffusion in der und n_p die Porosität der Festgesteinsmatrix ist. Dieses Grundwasserfließmodell benötigt also vier Fließparameter: T , D/vx , a und l .

Im Falle eines Grundwassersystems mit offenen Klüften kann die Molekulardiffusion vernachlässigt und die Wasserbewegung als Pistonflow angesehen werden. Die Wichtungsfunktion Gl. (7) kann für KPM folgendermaßen reduziert werden:

$$g(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \epsilon \cdot \exp(-\epsilon_3) \cdot \cos(-\epsilon_4) d\epsilon \quad (8)$$

$$\text{mit } \epsilon_3 = a \cdot T \cdot \epsilon \frac{\sinh(l \cdot \epsilon) - \sin(l \cdot \epsilon)}{\cosh(l \cdot \epsilon) + \cos(l \cdot \epsilon)}$$

$$\epsilon_4 = (t - T) \frac{\epsilon^2}{2} - a \cdot T \cdot \epsilon \frac{\sinh(l \cdot \epsilon) + \sin(l \cdot \epsilon)}{\cosh(l \cdot \epsilon) + \cos(l \cdot \epsilon)}$$

Dieses Modell erfordert drei Fließparameter: T , a und l .

Die Anwendung von KDM auf die ^3H - und ^2H -Inputkonzentrationen in Braunschweig hat die in Abb. 7b und 8b, c dargestellten theoretischen Outputfunktionen ergeben. Dabei wurden a und l mit $D_p = 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, $L = 10 \text{ cm}$, $2b = 3 \text{ mm}$ und $n_p = 3\%$ berechnet.

4.2.3 Folgerungen

Die Grundwasserfließmodelle KPM und KDM benötigen lange Rechenzeiten und wegen der zahlreichen unabhängigen Anpassungsparameter erhöhten Interpretations- und Experimentieraufwand. Ferner setzen befriedigende Interpretationen der Umwelttracerraten durch Anwendungen von Fließmodellen und daraus abgeleitete Vorstellungen über physikalisch begründete Fließparameter mehrjährige Meßreihen voraus.

Das mathematische Problem ist dabei schwieriger zu lösen, als bei Vorgabe von Fließparametern die Outputfunktion eines Tracers zu bestimmen. Außerdem ist zu bedenken, daß die vorgestellten Fließmodelle wegen der begrenzten Anzahl der Fließparameter den Tracertransport durch einen Grundwasserleiter nur in erster Näherung beschreiben. Künftige Modellentwicklungen sollten daher auch Fragen wie wechselnde Kluftmerkmale (Abstände, Öffnungsweiten), nicht-parallele, sich kreuzende Klüfte und instationäre Verhältnisse nachgehen. Dabei ist physikalisch begründeten Lösungen der Transportgleichungen und Wichtungsfunktionen der Vorzug zu geben. Vor der Entwicklung realitätsgerechterer, daher komplizierterer Fließmodelle müssen aber die vorhandenen verifiziert werden. In einem ersten Schritt sollen dabei die Fließparameter adäquateren Annahmen angepaßt werden.

Für die Experimentierphase sind noch diese Folgerungen aus den theoretischen ^3H - (Abb. 7) und ^2H -Outputkurven (Abb. 8) zu berücksichtigen:

Im Jahre 1983 unterscheiden sich nur noch die ^3H -Outputkurven für EM bzw. KDM und $T = 2,5$ a signifikant voneinander. Bei einem erwarteten T um 2 a, keinen Wasserproben aus den 70er Jahren und gleichbleibend indifferenter ^3H -Inputentwicklung sollten auch andere Datierungsmöglichkeiten in Betracht gezogen werden. Dabei ist auch für den Fall, daß es gelingt, separate Grundwasserreservoir aufzuschließen, [13] folgend z. B. die Verwendung der Helium-3/Helium-4-Verhältnisse, von Krypton-85 [35] sowie von Freon-11 zu erwägen. Diese Möglichkeiten werden zu gegebener Zeit geprüft.

Der Anwendung von EM auf die stabilen Isotope ist bei T um 2,5–3 a eine Grenze gesetzt (Abb. 8a). Mit DM lassen sich noch T von ca. 1,5 a über die jahreszeitliche Variation abschätzen (Abb. 8b, c), während für höhere T und ihre Bestimmung mit KDM der langjährige Trend zugrundegelegt werden muß, der sich für einzelne T unterscheidet. Die Bestimmungsgrenze für T liegt um 5–7 a.

4.3 Separation von Abflußkomponenten

Der analytischen Gangliniensseparation mittels Tracers, die ausführlich in [15, 38, 41] diskutiert wird, liegt die Vorstellung des hydrologischen Modells 1 (Abb. 6) zugrunde. Dabei wird die direkte Abflußkomponente (γ) von der indirekten ($1-\gamma$) abgetrennt. Die Abtrennung kann kurzfristig auf Ereignisbasis und langfristig für Saisons, Halbjahre etc. erfolgen. Eine Literaturübersicht über

die bekannten Abtrennungsbeispiele findet sich in [40]. Unter bestimmten Voraussetzungen liefert der analytische Ansatz prozeßorientierte Aufschlüsse über systeminterne Abfluß- und Umsatzmechanismen.

Diese Aufgabe vermögen die ursprünglich für Vorhersage-, Übertragungs- und Bilanzierungszwecke entwickelten synthetischen bzw. statistischen Separationsverfahren nicht zu lösen. Zu dieser Gruppe [9, 28] zählt auf Ereignisbasis (Abb. 10) auch die Aufteilung des Abflusses nach DIN 4049 (Teil 1, Bild 1). Für längerfristige Betrachtungen stehen z. B. die Separation von schnellen und langsamen Komponenten unter Zugrundelegung verschiedener Speicherkonzepte nach Dyck [6] oder die Nattermann'sche Ganglinie des Grundwasserabflusses zur Verfügung. Synthetische Separationsverfahren tragen zur Lösung praktischer Fragestellungen bei, ohne daß die wahren Identitätsmerkmale der jeweiligen Komponenten eingehen.

Mit der analytischen Separationstechnik ist ein terminologisches Problem verknüpft. So lassen sich die mit Tracerverfahren abgetrennten Komponenten nicht zweifelsfrei in die Klassifikationsschemata der klassischen Abflußbildungsterminologie [9, 28] einbinden. Folgende Bezeichnungen werden für den einfachen 2-Komponenten-Fall als pragmatischste Lösung erachtet: Direktabfluß im Sinne von jungem Ereigniswasser, bezogen auf den aktuellen Input (vgl. Gl. (13)), und indirekter Abfluß als älteres Vorereigniswasser. Die schnelle direkte Komponente steht also dem traditionellen *surface runoff* mit möglicher kurzzeitiger Passage durch die obere Bodenzone recht nahe, die langsame bzw. verzögerte indirekte Komponente dem *subsurface runoff*.

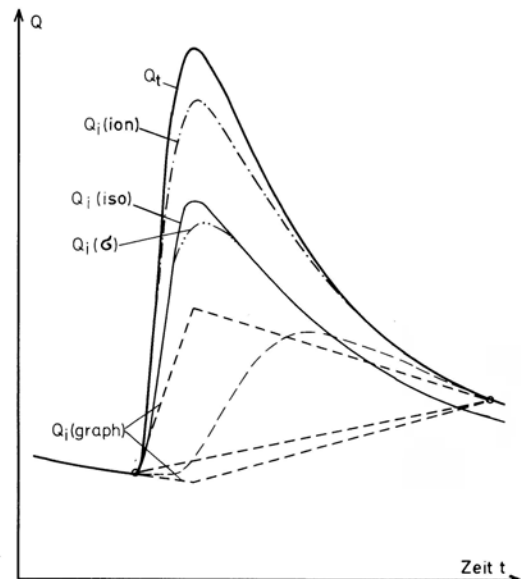


Abb. 10 Schematische Darstellung der direkten und indirekten (Q_i) Abflußkomponenten einer Hochwasserganglinie (Q_t), abgeleitet aus synthetischen (graph), isotopischen (iso) und chemischen (ion: Ionen, chemischen Verbindungen; σ : elektrische Leitfähigkeit) Separationsansätzen (aus [15])

Schematic representation of direct and indirect (Q_i) runoff components for a flood hydrograph (Q_t) derived from the application of synthetic (graph), isotopic (iso) and chemical (ion: ions, chemical compounds; σ : electric conductivity) separation methods (from [15])

Die Grundgleichungen für die Separationstechnik bei Tracereinsatz lauten:

$$Q_t = \sum_{j=1}^n Q_j \quad (9)$$

und

$$c_t Q_t = \sum_{j=1}^n c_j Q_j \quad (10)$$

wobei Q der Abfluß, c die Tracerkonzentration, t der Gesamtabfluß, j die Einzelkomponente und n die Anzahl der Einzelkomponenten ist.

Im einfachen 2-Komponenten-Fall lautet die Mischungsgleichung:

$$c_t Q_t = c_d Q_d + c_i Q_i \quad (11)$$

mit $t = d + i$.

Setzt man $t = 1$, ist d der relative Anteil des Direktabflusses (Q_d) am Gesamtabfluß (Q_t), i der relative Anteil des indirekten Abflusses (Q_i). Der relative Anteil von Q_d errechnet sich nach:

$$d = \frac{Q_d}{Q_t} = \frac{c_t - c_i}{c_d - c_i} \quad (12)$$

Mit

$$c_d = c_{in} \quad (13)$$

ist d als diejenige Komponente definiert, die die Tracerkonzentration des aktuellen Inputs (c_{in}) in Form von Regen- und Schmelzwasser aufweist.

Die c -Werte ergeben sich wie folgt: c_t als Momentanwert oder für Ereignisdurchschnitte als mit Q_t gewichtete Meßwerte; c_i als Mittelwert der c_i -Werte vor dem Ereignis sowie aus Messungen an Bohrloch- und Quellwässern; c_d als Momentanwert oder für Ereignisdurchschnitte als mit den Niederschlagshöhen gewichtete Meßwerte.

Grundsätzlich sind folgende Randbedingungen zu beachten:

- (1) c_{in} und c_i müssen in ihrem zeitlichen Verlauf bekannt sein.
- (2) Änderungen von c_i während des Ereignisses sollten vernachlässigbar oder kalkulierbar sein.
- (3) Andere Zuflüsse zu Q_t sind vernachlässigbar.
- (4) $c_{in} = c_d$ unterscheidet sich signifikant von c_i .

Mit Randbedingung (4) verknüpft ist der Umstand, daß erst die Laboranalysen über den Erfolg der aufwendigen Geländeexperimente urteilen lassen. Mit (2) wird diese Separationstechnik weitgehend auf Verwendung der Umweltsotope als Tracer eingeschränkt, da sie in keinen Austausch mit dem Grundwasserleiter treten. Dies bestätigen auch die wenigen sinnvollen hydrochemischen Abtrennungsergebnisse mit Hauptionen und elektrischen Leitfähigkeiten (vgl. Kap. 3).

Die Verfahrensweise bei langfristigen Separationen und sinusförmigen Input- und Outputfunktionen der stabilen Isotope wird bei [41, 42] erläutert. Die Ergebnisse bestätigen ebenfalls die inzwischen wohl unbestrittene dominante Rolle der unterirdischen Reservoirs bei der Generierung von Hochwasserabflüssen [42]. Um die mittels Umwelttracern abgeleiteten hydrologischen und hydraulischen Zusatzinformationen voll ausschöpfen zu können, sind mengenproportionale automatische Probenahmen an Input- und Outputwässern unerlässlich. Außerdem ist die Anwendung des hydrologischen Modells 2 (Abb. 6) auch auf Ereignisbasis einschließlich seiner Verifikation anzustreben. Dabei muß der Verteilerfunktion (β in Abb. 6) der ungesättigten Bodenzone besondere Aufmerksamkeit gelten.

5 Forschungskonzept

Das mit Abb. 11 skizzierte Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete gründet wesentlich auf automatischer Meßdatenerfassung im Gelände und mikroprozessorgesteuerten, mengenproportionalen Probenahmen an Input- und Outputwässern. Die tracerhydrologischen Basisinformationen werden dabei aus den Umweltsotopen bezogen, ergänzt um Erkenntnisse aus Anwendungen hydrochemischer Verfahren und gezielten Farbtracerexperimenten im Grundwasserbereich. Die Versuchsanordnung ist auf die Erfordernisse unterschiedlicher zeitlicher Auflösungsansprüche abgestimmt, ausgehend von der hochauflösenden Ereignisbasis bis zur Sicherstellung langer Meßreihen. Diese Konzeption ist Voraussetzung für eine rationelle Realisierung der thematischen Kernstücke des Projekts: Separation von Abflußkomponenten und Abschätzung unterirdischer Fließparameter, vor allem mittlerer Verweilzeiten. Zur Lösung der prozeßbezogenen Fragestellung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten werden getrennte Modellierungen der relevanten hydrologischen Subspeichersysteme angestrebt. Ein daraus zu entwickelndes Gebietsmodell, für das sich bei [41, 42] beschiedene Vorgaben finden, soll auch einem Vergleich mit den Ergebnissen nach dem rein hydrologischen Bodenwasseransatz von [3, 45] dienen.

Der Forschungsschwerpunkt wird zunächst im Einzugsgebiet Lange Bramke gesetzt. Nach einer Anlaufphase mit der Entwicklung und Erprobung der Versuchsanordnungen, ersten tracerhydrologischen Verifikationen theoretischer Modellannahmen und der hydrologischen Bestandsaufnahme sollen das benachbarte Wintertal und das Kluftgrundwassersystem im Bereich des Oker-Grane-Stollens intensiver

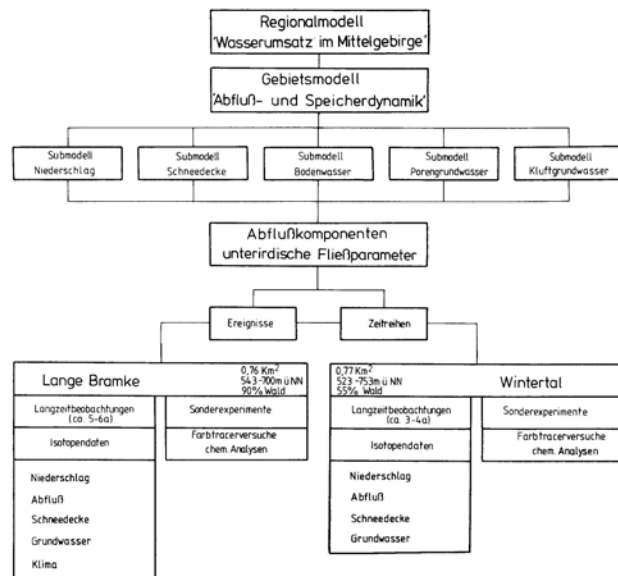


Abb. 11 Flußdiagramm des Forschungskonzepts „Tracerhydrologie Oberharz“

Flow chart of the research concept "Tracer hydrology, Upper Harz Mountains"

bearbeitet werden. Aufbauend auf den Erfahrungen in der Lange Bramke ist im Wintertal ein reduzierter experimenteller Aufwand beabsichtigt. Die beiden anderen Einzugsgebiete Dicke und Steile Bramke werden wie die Saukapfenquelle ebenfalls seit längerem beprobt. Sie können gegebenenfalls dem Projekt eingegliedert werden. Lange Bramke und Wintertal, die ihrer unterschiedlichen natürlichen Ausstattung zufolge interessante Vergleiche der Abflußmechanismen erwarten lassen, werden in jedem Fall die Grundbausteine für das Regionalmodell „Wasserumsatz im Mittelgebirge“ liefern.

Das Forschungsprojekt ist wegen der fächerübergreifenden Thematik multidisziplinär strukturiert. Damit wird dem Entwicklungstrend in der modernen Wasserforschung Rechnung getragen, der gerade in der Tracerhydrologie beispielhaft realisiert ist. So werden z. B. Spezialkampagnen wie Farbmarkierungsversuche oder Einsätze moderner geophysikalischer Verfahren bei der Substrataufnahme einschließlich der wissenschaftlichen Bearbeitung der Meßergebnisse assoziierten Arbeitsgruppen übertragen.

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. A. Herrmann, Dipl.-Phys. Dr. P. Maloszewski*),
Dipl.-Geogr. R. Rau und Dipl.-Geol. W. Rosenow
im Institut für Geographie, Abt. Physische Geographie
und Landschaftsökologie der Technischen Universität,
Langer Kamp 19c, 3300 Braunschweig;
Dipl.-Phys. W. Stichler im Institut für Radiohydrometrie
der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF)
München,
Ingolstädter Landstraße 1, 8042 Neuherberg

*) Heimatanschrift: Institute of Nuclear Physics, Academy of Mining and Metallurgy, Cracow, Poland

Für die Mithilfe beim Zustandekommen und bei der Durchführung dieses Forschungsvorhabens wird zahlreichen Mitarbeitern in- und ausländischer Institute und Institutionen sehr herzlich gedankt. Die Projektabwicklung wäre ohne die dankenswerte finanzielle Unterstützung durch die *Deutsche Forschungsgemeinschaft* nicht möglich. Prof. Dr. H. Moser, Leiter des Instituts für Radiohydrometrie der GSF München, Neuherberg, gilt besonderer Dank für seine stete Bereitschaft zur Förderung unserer Forschungsinteressen.

Es ist geplant, zu gegebener Zeit über Ergebnisse, Stand und Fortgang der Arbeiten im Rahmen dieses mehrjährigen Forschungsvorhabens in den DGM zu berichten.

Literaturverzeichnis

- [1] Agster, G.: Wasserhaushalt und Stoffumsatz in den bewaldeten Keuper-Lias-Gebieten des Schönbuchs bei Tübingen. – Dissertation Geowissenschaftl. Fakultät d. Universität Tübingen (1983)
- [2] Behrens, H.: Eine verbesserte Nachweismethode für Fluoreszenzindikatoren und ihre Anwendung zur Feststellung von Fließwegen im Grundwasser. – Z. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft 124 (1973) S. 535–544

- [3] Benecke, P.: Modellierung des Wasserhaushaltes von Ökosystemen. – Beiträge zur Hydrologie, Sonderh. 4 (1982) S. 235–266
- [4] Blavoux, B.: Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. – Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris 1978
- [5] Deutsche Forschungsgemeinschaft/Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der BR Deutschland: National Report on Hydrological Research 1975–1982. – Bonn-Bad Godesberg (1983)
- [6] Dyck, S.: Overview on present status of the concepts of water balance models. – IAHS Publication No. 148 (1984, in press) (Proceedings of the IAHS Workshop "New approaches in water balance computations" at IUGG Hamburg, Aug. 1983)
- [7] Eden, D., K. H. Prösl and W. Stichler: A comparison of different methods of hydrograph analysis and estimation of the storage capacities in an alpine drainage area. – Bundesamt für Umweltschutz – Landeshydrologie, Bern 1982 (Proceedings of the Internat. Symposium on Hydrological Research Basins and their Use in Water Resources Planning, vol. 2, p. 469–478)
- [8] Eriksson, E.: The possible use of tritium for estimating groundwater storage. – Tellus 10 (1958) p. 472–478
- [9] Freeze, R. A.: Streamflow generation. – Rev. Geophysics and Space Physics 12 (1974) p. 627–647
- [10] Fritz, P., J. A. Cherry, K. U. Weyer and M. Sklash: Storm Runoff Analyses Using Environmental Isotopes and Major Ions. Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. – IAEA Vienna 1976 (Proceedings of an Advisory Group Meeting Jan. 1975, p. 111–130)
- [11] Fritz, P., and J. C. Fontes (Ed.): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, vol. 1: The Terrestrial Environment A. – Amsterdam/Oxford/New York 1980
- [12] Gat, J. R., and R. Gonfiantini (Ed.): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. – IAEA Vienna 1981 (Technical Reports Series No. 210)
- [13] Grabczak, J., A. Zuber, P. Maloszewski, K. Rozanski, W. Weiss and I. Sliwka: 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. – Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, Nr. 28, Teil II, Bern 1982 (Tagungsbericht des 4. SUWT Bern, Sept./Okt. 1981, S. 395–406)
- [14] Herrmann, A., and W. Stichler: Groundwater-runoff relationships. – Catena 7 (1980) p. 251–263
- [15] –: Trennung von Abflußkomponenten mit Tracern bei der Betrachtung kurzfristiger Wasserbilanzen. – 15. DVWK-Fortbildungslehrgang Hydrologie Braunschweig, Okt. 1983
- [16] Hinze, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000, Blatt Clausthal-Zellerfeld (4128). – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1971
- [17] Hinze, C., und F. Herrmann: Baugelogeologische Aufnahme des Oker-Grane-Stollens. – Ergänzungsheft zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000, Blatt Clausthal-Zellerfeld (4128), Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1972
- [18] International Atomic Energy Agency (IAEA): Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. – Vienna 1983 (Technical Reports Series No. 91)
- [19] –: Tracer Methods in Isotope Hydrology. – IAEA-TECDOC-291, Vienna 1983 (Proceedings of an Advisory Group Meeting Sept./Oct. 1982)
- [20] IHP/OHP: Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. – Koblenz 1983 (Mitteilungen aus dem Tätigkeitsbereich des Nationalkomitees der Bundesrepublik Deutschland, H. 4)
- [21] Kiraly, L.: La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. – Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel (1978)
- [22] Kreft, A., and A. Zuber: On the physical meaning of the dispersion equation and its solution for different initial and boundary conditions. – Chem. Engineering Sci. 33 (1978) p. 1471–1480
- [23] Leibundgut, Ch.: Stand und Entwicklung der Tracerhydrologie. – Beiträge zur Hydrologie der Schweiz – Hydrologie, Nr. 28, Teil I, Bern 1982 (Tagungsbericht des 4. SUWT Bern, Sept./Okt. 1981, S. 23–35)
- [24] Liebscher, H.J.: 20 Jahre Wasserhaushaltsuntersuchungen im Oberharz. – Bundesanstalt f. Gewässerkunde, Koblenz 1975 (Bes. Mitt. z. Deutschen Gewässerkd. Jahrbuch Nr. 39)
- [25] Maloszewski, P., and A. Zuber: Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. I. Models and their applicability. – Journal of Hydrology 57 (1982) p. 207–231
- [26] –: Interpretation of artificial and environmental tracers in fissured rocks with the porous matrix. – IAEA Vienna 1984 (in press) (Proceedings of the International Symposium on Isotope Hydrology in Water Resources Development Sept. 1983)
- [27] Maloszewski, P., W. Rauert, W. Stichler and A. Herrmann: Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. – Journal of Hydrology 66 (1983) p. 319–330
- [28] Mendel, H. G., und K. Ubell: Der Abflußvorgang. – DGM 17 (1973) S. 33–39 und 85–91
- [29] Mérot, Ph., M. Bourguet and M. Le Leuch: Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18 mesure dans les pluies, le sol, le ruisseau. – Catena 8 (1981) p. 69–81
- [30] Mohr, K.: Zur paläozoischen Entwicklung und Lineamenttektonik des Harzes, speziell des Westharzes. – In: A. Pilger (Hrsg.): Lineamenttektonik und Magmatismus im Westharz, Clausthal-Zellerfeld 1969 (Clausthaler Tektonische Hefte, Nr. 9, S. 19–110)
- [31] Moser, H., und W. Rauert (Hrsg.): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Berlin-Stuttgart 1980
- [32] –: Determination of groundwater movement by means of environmental isotopes – state of the art. – IAHS Publication (1984, in press) (Proceedings of the IAHS Symposium on Relation of Groundwater Quantity and Quality at IUGG Hamburg, Aug. 1983)
- [33] Müller, I., A. Burger, U. Schotterer et U. Siegenthaler: Résultats des méthodes d'investigations indirectes dans l'exploration des aquifères calcaires. – Gas-Wasser-Abwasser 63 (1983) p. 501–515
- [34] Nir, A.: On the interpretation of tritium age measurements of groundwater. – Journal of Geophysical Research 69 (1964), p. 2589–2595
- [35] Salvamoser, J.: ⁸⁵Kr im Grundwasser – Meßmethodik, Modellüberlegungen und Anwendung auf natürliche Grundwassersysteme. – Dissertation Fakultät Physik d. Universität München (1982)
- [36] Siegenthaler, U.: Sauerstoff-18, Deuterium und Tritium im Wasserkreislauf. Beiträge zu Meßtechnik, Modellrechnung und Anwendungen. Dissertation Phil.-Nat.wiss. Fakultät d. Universität Bern (1971)
- [37] Sklash, M. G., and R. N. Farvolden: The role of groundwater in storm runoff. – Journal of Hydrology 43 (1979) p. 45–65
- [38] Stichler, W., und A. Herrmann: Verwendung von Sauerstoff-18-Messungen für hydrologische Bilanzierungen. – DGM 22 (1978) S. 9–13
- [39] –: Surface and subsurface runoff modeling using environmental isotopes. – In: Singh, V. P. (Ed.): Rainfall-Runoff Relationship, Littleton Col., USA (1982) (Proceedings of the Internat. Symposium on Rainfall-Runoff Modeling, Mississippi State Univ. May 1981, p. 245–260)
- [40] –: Environmental isotopes as tracers in water balance studies of mountainous watersheds. – Bundesamt für Umweltschutz – Landeshydrologie, Bern 1982 (Proceedings of the Internat. Symposium on Hydrological Research Basins and their Use in Water Resources Planning, vol. 2, p. 357–368)
- [41] –: Trennung von Abflußkomponenten mit Tracern bei langfristigen Wasserbilanzen. – 15. DVWK-Fortbildungslehrgang Hydrologie Braunschweig, Okt. 1983
- [42] –: Application of environmental isotope techniques in water balance studies of small basins. – IAHS Publication No. 148 (1984, in press) (Proceedings of the IAHS Workshop "New Approaches in water balance computations" at IUGG Hamburg, Aug. 1983)
- [43] Stichler, W., P. Trimborn, R. Auer, H. Lowag and M. Wahl: Meßmethoden zur Bestimmung der Gehalte stabiler Isotope. – GSF-Report R 290, München-Neuherberg (1982) S. 50–73
- [44] Internationale Arbeitsgruppe zur Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie (SUWT): Tagungsbericht des 4. SUWT – Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern Sept./Okt. 1981. – (Beiträge zur Hydrologie der Schweiz – Hydrologie, Nr. 28, Teil I und II, Bern 1982)
- [45] Van der Ploeg, R. R.: Entwicklung zweidimensionaler Modelle für den Wasserumsatz im Boden hängiger Fichtenstandorte des Harzes. – Habilitationsschr. Forstl. Fakultät d. Universität Göttingen (1978)
- [46] Yurtsever, Y.: Models for tracer data analysis. – In: IAEA, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Vienna 1983 (Technical Reports Series No. 91)
- [47] Zscheke, J.-G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Unterdevons im Westharz. – Dissertation Nat.wiss.-Math. Fakultät der FU Berlin (1955)
- [48] Zuber, A.: Models for tracer flow. – In: IAEA, Tracer Methods in Hydrology, Vienna 1983 (Proceedings of an Advisory Group Meeting Sept./Oct. 1982, IAEA-TECDOC-291, p. 113–122)