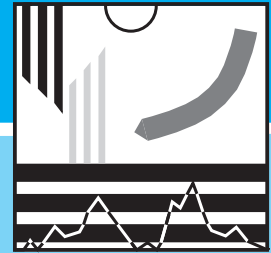


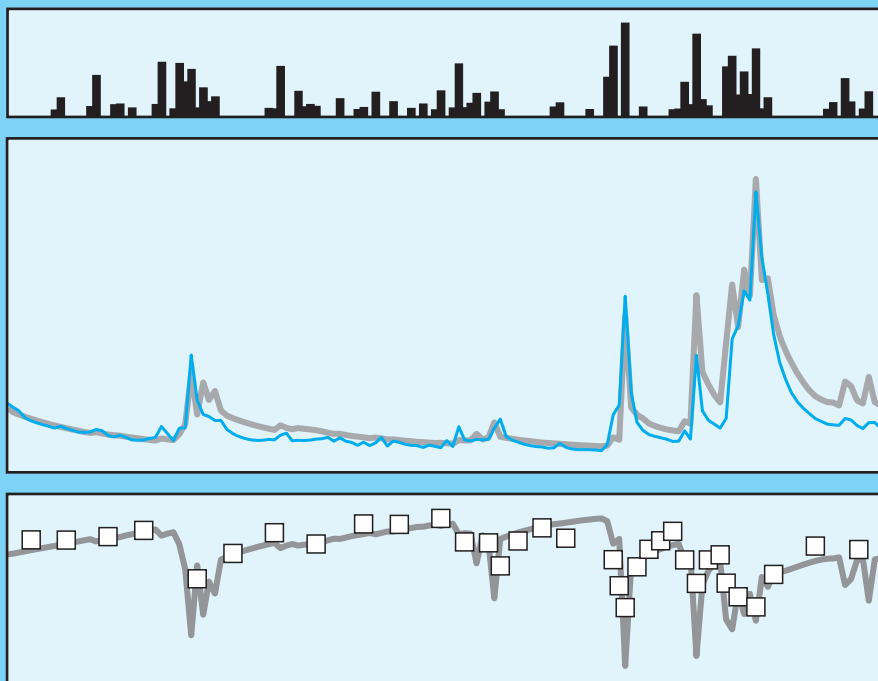
FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE



Band 10

Stefan Uhlenbrook

Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet



Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.

Stefan Uhlenbrook

**Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem
mesoskaligen Einzugsgebiet**

Unterstützt durch / Supported by:

Förderverein Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität
Freiburg im Breisgau

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 10

Stefan Uhlenbrook

**Untersuchung und Modellierung der
Abflußbildung in einem mesoskaligen
Einzugsgebiet**

1999

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Prof. Dr. Siegfried Demuth

Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 1999

Verlag und Vertrieb / Published and sold by:

Institut für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Anschrift / Address: Fahnbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.
Germany

ISSN 0945-1609

Vorwort

Das Thema Abflußbildung ist in der neueren hydrologischen Forschung wieder stark in den Vordergrund getreten. Bereits mit den Bänden 7 und 8 der Reihe FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE wurden Beiträge zu diesem Themenkomplex veröffentlicht. Mit der Forschungsarbeit von Herrn Dr. Stefan Uhlenbrook wird ein weiterer wertvoller und innovativer Beitrag zu Erkenntnissen über die Abflußbildung und Einzugsgebietsmodellierung geleistet.

In Fachkreisen setzt sich zunehmend die Erkenntnis durch, daß Einzugsgebietsmodelle verstärkt prozeßorientiert untersetzt werden müssen. Dr. Uhlenbrook ist es nun gelungen, dieses Prozeßverständnis zu erweitern und insbesondere die Validierung des neu entwickelten TAC-Modells (tracer aided catchment model) über die Einbringung von Tracerinformation zu verbessern. Noch werden viele Probleme zu lösen sein, doch der gelungene Anfang läßt hoffen, daß mit diesem Ansatz wesentliche Fortschritte in naher Zukunft erzielt werden können. Wir wünschen Herrn Dr. Uhlenbrook einen weiteren erfolgreichen Weg in der hydrologischen Forschung.

Herrn Prof. Dr. Gerd Peschke, Internationales Hochschulinstitut Zittau, danken wir für die wissenschaftliche und engagierte Begleitung dieser Forschungsarbeit und für die seit Jahren fruchtbare Zusammenarbeit mit dem Institut für Hydrologie.

Die Studie wurde 1999 mit dem Kromer-Preis der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg i.Br. ausgezeichnet.

Die Herausgeber

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	V
Extended English Summary	VIII
1 Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung - Problemstellung	2
1.2 Zielsetzung und Methodik	5
2 Das Untersuchungsgebiet	8
2.1 Naturräumliche Lage, Morphologie und Topographie	8
2.2 Hydroklimatische Verhältnisse	9
2.3 Geologie	12
2.3.1 Kristallines Grundgebirge	12
2.3.1.1 Genese, Petrographie und Tektonik	12
2.3.1.2 Hydrogeologie des kristallinen Grundgebirges	13
2.3.2 Quartäre Deckschichten	14
2.3.2.1 Landschaftsgeschichte und Genese der Deckschichten	14
2.3.2.2 Aufbau und Systematik der Deckschichten	15
2.3.2.3 Hydrogeologische Eigenschaften	17
2.4 Böden	18
2.5 Landnutzung	19
2.6 Hydrologie	19
3 Theoretische Betrachtungen	23
3.1 Einzugsgebietsmodellierung und Definitionen	23
3.2 Ansätze zur Beschreibung der Abflußbildung	25
3.2.1 Abflußbildung in verschiedenen Skalen	25
3.2.2 Klassischer Landoberflächenabfluß nach Horton	25
3.2.3 Sättigungsflächenabfluß	26
3.2.4 Groundwater Ridging	27
3.2.5 Piston-Flow Effekt	28
3.2.6 Makroporenabfluß	29
3.3 Verwendete Tracer	30
3.3.1 Gelöste Kieselsäure (Silikat)	30
3.3.2 Das stabile Sauerstoffisotop ^{18}O	32

3.4	Auswertung von Tracermessungen	33
3.4.1	Abflußkomponententrennung mit natürlichen Tracern	33
3.4.2	Untersuchung von Fließsystemen mit Umweltisotopen	35
3.5	Analytische Methoden	40
4	Experimentelle Untersuchungen zur Abflußbildung	45
4.1	Meßnetz und Meßprogramm	45
4.2	Hydrochemische Charakterisierung der Herkunftsräume	47
4.2.1	Niederschlag – Direktabfluß	47
4.2.2	Indirekte Fließsysteme	50
4.3	Untersuchung von Einzelereignissen	52
4.3.1	Intensivmeßkampagne Frühjahr 1997	52
4.3.2	Intensivmeßkampagne Sommer 1998	55
4.3.2.1	Niederschlag und Abfluß in der Untersuchungsperiode	56
4.3.2.2	Untersuchung einzelner Hochwasserereignisse	56
4.3.2.3	Abflußbildung an der Quelle Zipfeldobel	63
4.3.3	Diskussion und Fehlerbetrachtung der Einzelereignisuntersuchung	64
4.4	Untersuchung der indirekten Abflußkomponenten	66
4.4.1	Inputfunktionen für die Verweilzeitenberechnungen	60
4.4.1.1	Inputfunktionen von Sauerstoff-18 (^{18}O)	66
4.4.1.2	Inputfunktion von Tritium (^3H)	69
4.4.2	Speicherraumcharakterisierung mit Umweltisotopen	70
4.4.2.1	Quellen des Fließsystems-2	70
4.4.2.2	Quellen des Fließsystems-1	73
4.4.2.3	Diskussion der Verweilzeitenbestimmungen	76
4.4.3	Langfristige Abflußkomponententrennung	80
4.5	Fazit: Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet	85
5	Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse	89
5.1	Methodik und Datengrundlage	89
5.1.1	Ansatz	89
5.1.2	Datengrundlage	90
5.1.3	Methodik zur Ausweisung der Teilflächen	92
5.2	Ergebnis der Raumgliederung	94
5.3	Diskussion der Raumgliederung	96
5.4	Fazit	98

6	Das TAC-Modell	99
6.1	Modellkonzept - Modellphilosophie	99
6.2	Modellkomponenten	101
6.2.1	Generelle Modellstruktur	101
6.2.2	Schneemodul	104
6.2.3	Bodenmodul	105
6.2.4	Abflußbildungs- und Abflußkonzentrationsroutine	108
6.2.4.1	Zonen mit Sättigungsflächenabfluß (SOF)	108
6.2.4.2	Moränengebiete (M)	109
6.2.4.3	Zonen mit Groundwater Ridging (GWR)	110
6.2.4.4	Blockschutthalden (B)	113
6.2.4.5	Zonen mit Blockschutt auf (peri-)glazialem Hangschutt (D)	113
6.2.4.6	Zonen der Hochlagen (H)	114
6.2.4.7	Periglaziale Ablagerungen (P)	114
6.2.4.8	Kluftgrundwasserleitermodul (KS)	116
6.2.4.9	Abflußkonzentration	117
6.2.4.10	Simulation der Tracerkonzentrationen	118
6.2.5	Überblick über die Modellparameter	118
6.3	Bewertung der Güte der Simulationen	121
6.4	Modellumgebung und Anwendung	122
6.4.1	Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)	122
6.4.2	Modellanwendung (Processing)	124
6.4.3	Darstellung und Analyse der Simulationsergebnisse (Postprocessing)	125
6.5	Fazit	125
7	Anwendung von TAC im Bruggagebiet	126
7.1	Aufbereitung der Eingangsdaten	126
7.1.1	Niederschlag	126
7.1.2	Temperatur	127
7.1.3	Potentielle Evapotranspiration	128
7.1.4	Abfluß	131
7.1.5	Raumgliederung aufgrund dominanter Abflußbildungsprozesse	131
7.1.6	Tracerkonzentrationen	132
7.2	Vorgehensweise bei der Modellanwendung	133
7.3	Ergebnisse der Modellkalibrierung	133
7.3.1	Parameterwerte und Abflußsimulation	133
7.3.2	Evapotranspiration und Bodenspeicherung	138

7.3.3	Abflußbildung	140
7.4	Modellvalidierung	142
7.4.1	Validierung der Modellierung über den Abfluß	142
7.4.2	Validierung der Modellierung von Teilsystemen	143
7.4.2.1	Modellierung des Schneedeckenaufbaus und der Schneesmelze	143
7.4.2.2	Modellierungen an Quelle Zipfeldobel	145
7.4.3	Validierung der Modellierung mit Tracermessungen	146
7.4.3.1	Modellierung der Silikatkonzentrationen	146
7.4.3.2	Vergleich mit Ergebnissen von Umweltisotopen	147
7.5	Vergleich mit Ergebnissen anderer konzeptioneller Modelle	150
7.6	Sensitivitätsanalyse	151
7.6.1	Vorgehensweise	151
7.6.2	Ergebnisse der Parametersensitivität	153
7.7	Fazit für die TAC-Anwendung im Bruggagebiet	156
8	Diskussion	158
8.1	Diskussion der experimentellen Untersuchungen	158
8.1.1	Vergleich der mit verschiedenen Methoden bestimmten Abflußanteile	158
8.1.2	Verweilzeiten des Wassers und Abflußdynamik	160
8.1.3	Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit anderen Studien	161
8.2	Der Modellansatz von TAC	162
8.3	TAC-Anwendung im Bruggagebiet	165
8.3.1	Simulation des Wasserhaushaltes	165
8.3.2	Modellvalidierung	167
8.3.2.1	Multiple-Response Validation	167
8.3.2.2	Validierung von TAC	168
8.3.3	Parametersensitivität und Modellunsicherheit	169
9	Schlußfolgerungen	172
	Verzeichnis der Abkürzungen	175
	Literatur	181

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war es einerseits, mit tracerhydrologischen Verfahren das Prozeßverständnis der Abflußbildung im Einzugsgebiet der Brugga zu verbessern. Dabei sollten die wichtigsten Wasserherkunftsräume charakterisiert und ihre Beteiligung an der Abflußbildung unter verschiedenen hydrologischen Situationen quantifiziert werden. Andererseits galt es, die Erkenntnisse aus den experimentellen Untersuchungen der Abflußbildung in ein Einzugsgebietsmodell zu integrieren. Dies führte zur Entwicklung einer besser prozeßorientierten Abflußbildungsroutine. Das neu zu entwickelnde Einzugsgebietsmodell sollte aufbauend auf den durchgeführten experimentellen Arbeiten und den anderen Vorarbeiten im Bruggagebiet angewendet werden. Dabei war zusätzlich eine Bewertung der Modellierungsergebnisse aufgrund weiterer Daten vorzunehmen (Multiple-response validation).

Das Einzugsgebiet der Brugga ist ein gebirgiges Einzugsgebiet (438 – 1493 m NN) im Südschwarzwald mit nivalem Abflußregime. Es ist zu 75 % bewaldet, 22 % der Fläche werden als (Hoch-)Weiden genutzt. Siedlungsflächen nehmen 3 % der Fläche ein. Der jährliche Gebietsniederschlag beträgt ca. 1750 mm, aus dem etwa 1220 mm Abfluß generiert werden. Das kristalline Grundgebirge ist vorwiegend aus Gneisen und Anatekiten aufgebaut, die von Deckschichten aus Moränen und periglazialen Ablagerungen überlagert sind.

Im experimentellen Teil der Arbeit wurden Abflußkomponententrennungen für verschiedene Hochwasserereignisse mit den Tracern ^{18}O , Silikat und Chlorid durchgeführt. Zusätzlich gaben die Konzentrationen der wichtigsten Anionen und Kationen im Abfluß und in Quellwässern weitere Informationen über die Abflußbildungsprozesse. Mit den Umweltisotopen ^{18}O und ^3H konnten die Verweilzeiten des Wassers in den verschiedenen Herkunftsräumen abgeschätzt und die Anteile der Abflußkomponenten über einen Zeitraum von drei Jahren quantifiziert werden. Insgesamt konnten drei Hauptabflußkomponenten nachgewiesen werden:

- *Direktabfluß*

Direktabfluß wird überwiegend auf Sättigungsflächen, versiegelten Flächen und in Blockschutthalden gebildet. Direktabfluß besteht aus Ereigniswasser (momentanes Niederschlagswasser) und Wasser aus oberflächennahen Schichten. Für kurze Perioden von einigen Stunden kann er bis zu 50 % des Gesamtabflusses betragen, langfristig macht sein Anteil etwas mehr als 10 % aus.

- *Fließsystem-2*

Das Wasser aus den Hanggrundwasserspeichern (sogenanntes Fließsystem-2) macht mit ca. 70 % prozentual den größten Anteil am Gesamtabfluß aus. Mit ^{18}O -Messungen konnte eine mittlere Verweilzeit von ca. 2 – 3 Jahren nachgewiesen werden. Als Herkunftsräume kommen vorwiegend die periglazialen Deckschichten in Betracht. Diese Speicherräume sind über Druckübertragungsmechanismen (Piston-Flow Effekt, Groundwater Ridging) an der Hochwasserbildung beteiligt; sie sind jedoch auch für die Basisabflußbildung von Bedeutung.

- *Fließsystem-1*

Das sogenannte Fließsystem-1 entstammt den Hochlagen und dem kristallinen Kluftgrundwasserleiter und generiert Basisabfluß. Die mittlere Verweilzeit beträgt hier ca. 6 – 9 Jahre, was über ^3H - und FCKW-Messungen bestimmt wurde. Über einen längeren Zeitraum von mehreren Jahren trägt es mit etwa 20 % zum Gesamtabfluß bei.

Auf den experimentellen Ergebnissen aufbauend konnten unter Berücksichtigung verschiedener räumlicher Informationen (Geologie, Deckschichtenbeschaffenheit, Topographie und eigene Kartierungen) *Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen* im Bruggagebiet flächenhaft ausgewiesen werden. Hierzu wurde eine Vorgehensweise angewendet, die den Gegebenheiten im Bruggaeinzugsgebiet und der Datenlage angepaßt ist. Das Ergebnis ist eine Raumgliederung mit Teilflächen, für die angenommen werden kann, daß auf ihnen die jeweils gleichen Abflußbildungsprozesse dominieren. Diese Raumgliederung ist die Grundlage für die räumliche Diskretisierung in dem neu entwickelten Einzugsgebietsmodell TAC.

Das semi-distribuierte *Einzugsgebietsmodell TAC* (tracer aided catchment model) wurde aufbauend auf den experimentellen Untersuchungen zur Abflußbildung entwickelt. Es ist ein konzeptionelles Modell, d.h. komplexe hydrologische Prozesse werden mit relativ einfachen Speicheranalogien wiedergegeben. Die Schneeroutine basiert auf dem Tag-Grad-Verfahren. Die Bodenroutine wurde aus dem HBV-Modell übernommen. Das Hauptziel der Modellentwicklung war eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung der Abflußbildung, deshalb wurden für die Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen spezifische Speicherkonzepte entworfen. Den in TAC modellierten Abflußkomponenten können aufgrund der tracerhydrologischen Untersuchungen Konzentrationen von natürlichen Tracern zugewiesen werden. Somit ist eine Simulation von natürlichen Tracern im Gesamtabfluß möglich. Die Güte der Modellierung von TAC läßt sich dann neben der Abflußsimulation aufgrund der Übereinstimmung von gemessenen und simulierten Tracerkonzentrationen bewerten. Eine Anwendung von TAC in anderen Gebieten ist möglich. Es muß jedoch eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse in dem jeweiligen Untersuchungsgebiet vorgenommen werden.

Die Anwendung von TAC im Bruggaeinzugsgebiet brachte gute Ergebnisse. Die Wasserhaushaltssimulationen auf Tageswertbasis waren mindestens so gut, wie sie mit den anderen im Bruggagebiet angewendeten konzeptionellen Modellen (TOPMODEL, HBV, PRMS) bewerkstelligt wurden. Eine *Validierung des Modells* wurde einerseits an einer unabhängigen Periode vorgenommen. Die dabei erzielte Güte der Abflußsimulation entsprach ungefähr der des Kalibrierungszeitraumes. Ergänzend wurde versucht, eine Modellvalidierung an internen Systemzuständen und Systemflüssen unter Verwendung von zusätzlichen Informationen durchzuführen (Multiple-response validation). Dafür wurde die Simulation des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze mit Messungen von der DWD-Station Feldberg (1480 m NN) verglichen. Die generelle Dynamik dieser Prozesse wurde vom Modell gut erfaßt, eine genauere Beurteilung der Schneeroutine im Gesamtgebiet war bei der gegebenen Datenlage nicht möglich. Im weiteren wurde die Abfluß- und Silikatmodellierung der am häufigsten vorkommenden Zone gleicher Abflußbildung (periglaziale Deckschichten) mit den Messungen an einer Quelle verglichen, deren Einzugsgebiet von periglazialen Deckschichten geprägt ist. Die Abfluß-

messungen der Quelle wurden gut nachempfunden, ebenso die Dynamik der Silikatänderungen während eines Hochwassers. Im weiteren wurden die Modellierungen mit TAC mit Tracermessungen am Gebietsauslaß validiert. Hierfür wurden zum einem die gemessenen und simulierten Konzentrationen des geogenen Tracers Silikat verglichen. Es konnte für einzelne Perioden eine gute Übereinstimmung der Konzentrationen gezeigt werden. Zusätzlich konnte ein Vergleich der simulierten Abflußanteile von TAC mit den mit ^{18}O - und ^3H -bestimmten Abflußanteilen vollzogen werden. Die simulierten und gemessenen Abflußanteile einer Periode von knapp drei Jahren entsprachen einander weitgehend und zeigten jeweils eine Dominanz des Fließsystems-2.

Die erzielten Ergebnisse für die Modellierung des Wasserhaushaltes, die Simulation der verschiedenen hydrologischen Prozesse sowie für die Validierungen der Modellierungen mit unterschiedlichen Daten (Gebietsabfluß, Schneehöhe, Abfluß an einer Quelle, Silikatkonzentrationen und über Umweltisotope bestimmte Abflußanteile) ergeben:

Der Modellansatz von TAC mit der zugrunde liegenden Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse und der gewählten Konzeptionalisierung der Abflußbildung und der anderen hydrologischen Prozesse haben sich für eine prozeßorientierte Modellierung im Bruggaeinzugsgebiet als geeignet erwiesen. Das Potential der Tracermethoden für die Einzugsgebietsmodellierung konnte aufgezeigt werden. Einerseits dienen sie zur Entschlüsselung der Abflußbildung auf Einzugsgebietsskala, worauf aufbauend prozeßorientiertere Modellansätze entworfen werden können. Andererseits kann mit Tracermessungen und den aus ihnen abgeleiteten Informationen (z.B. berechnete Abflußkomponenten) ein Modell validiert bzw. es können Modellfehler aufgedeckt werden.

Extended English Summary

One objective of this study was to increase the knowledge of the runoff generation processes in the Brugga basin. Therefore source areas of runoff were characterized and the contribution of runoff components during different hydrological conditions were determined. Another objective was to integrate the results of the experimental investigations of the runoff generation into a catchment model. This led to the development of a more process oriented runoff generation routine. Based on the experimental and preliminary work, the new developed model was applied to the Brugga basin. An evaluation of the modelling results was possible by using additional data (multiple-response validation).

The Brugga basin is a mountainous basin (438 – 1493 m a.s.l.) with nival runoff regime, located in the southern Black Forest, southwest Germany. 75 % of the area is wooded, 22 % is used as pasture land. Urban land use is dominant in 3 % of the area. The mean annual precipitation amounts to 1750 mm, generating a mean annual discharge of 1220 mm. The crystalline bedrock consists of gneiss and anatexites. The bedrock is covered by a debris cover, which consists of moraines and periglacial deposits.

In the experimental part of this study hydrograph separations were performed for different events using ^{18}O , dissolved silica and chlorid as tracers. The concentrations of the main anions and cations in discharge and in wells provided further information about the runoff generation processes. Using the environmental tracers ^{18}O and ^3H the residence time of the water in the different flow systems were evaluated and the amounts of runoff components were determined for a period of three years. Three main runoff components were identified:

Direct runoff is generated on saturated areas, sealed areas and boulder trains. It consists of event water and water which was stored near the surface. During short periods of a few hours this component can contribute as much as 50 % of total stream discharge, for longer periods (several years) the contribution amounts to somewhat more than 10 %. The aquifers of the slopes contribute about 70 % of total discharge (so-called *flow system-2*). ^{18}O measurements showed that the mean residence time of the water in these reservoirs is between two and three years. With mechanisms like the piston flow effect and the groundwater ridging effect these reservoirs contribute to flood formation, however they are also important for base flow. The so-called *flow system-1* originates from the hilly uplands and crystalline hard rock aquifer and generates mainly base flow. The mean residence time of the water is approximately 6 – 9 years, which was determined using ^3H and freons measurements. For a period of three years the contribution of this component was estimated at 20 %.

Based on the experimental investigations and using different spatial information (i.e. geology, properties of the debris cover, topography and further maps) *zones with the same dominating runoff generation processes* were delineated in the Brugga basin. In order to achieve this, a specific method was developed, which accounted for the characteristics of Brugga basin and the available data. The application of this method resulted in a spatial delineation of zones, where it is assumed that the same runoff generation processes

dominate. This is the basis of the spatial discretization in the newly developed catchment model TAC.

The semi-distributed *catchment model TAC* (tracer aided catchment model) was developed based on the experimental investigations. The model is a conceptual model, which implies that complex hydrological processes are conceptualized using relatively simple storage routines. The snow routine is based on the degree day method. The soil routine was adopted from the HBV model. The main objective was to develop an improved, process oriented model routine of the runoff generation. Therefore, specific routines were created for all zones with the same dominating runoff generation processes. Concentrations of natural tracers can be attributed to the different runoff components modelled by TAC. The concentrations must be determined by tracer hydrological investigations. Consequently, the simulation of the tracer concentration in the discharge is possible. The quality of the TAC results can be assessed from the agreement of the simulated and the observed tracer concentration in the relation to the efficiency of the runoff simulation. An application of TAC in other basins is possible, but a delineation of zones with the same dominating runoff generation routines is required.

The application of TAC in the Brugga basin produced reasonable results. The rainfall runoff modelling on a daily basis was at least as good as the simulations using other conceptual models (i.e. TOPMODEL, HBV, PRMS). The model was validated using an independent period and the quality of the runoff simulation was equal to the calibration period. In a next step, a *model validation* on internal stages and flows was tried using additional information (multiple-response validation). Therefore, simulations of the snow routine were compared with snow height measurements at the station Feldberg (1480 m a.s.l.) of the German Weather Service. The general dynamic of the snow cover was well modelled, however a detailed analysis of the routine was not possible, because the data was insufficient. Additionally, the modelling of the discharge and silica concentrations at the most frequent runoff zone (zone with periglacial debris cover) was examined. Therefore the simulations of TAC (discharge and silica concentrations) were compared with measurements of a spring, which has a catchment that is dominated by the periglacial debris cover. The discharge of the spring was well modelled, and the general dynamic of the silica concentrations was simulated adequately. Furthermore, the modelling results of TAC were validated at the outlet with tracer measurements. A good agreement of simulated and observed silica concentrations was reached for some periods. Also, a comparison of the portions of the simulated runoff components with the calculated portions using ^{18}O and ^3H measurements was performed. The portions of the runoff components agreed for a period of almost three years. Both methods showed the dominance of the flow system-2.

The modelling results, the simulation of the different hydrological processes and the model validation using additional information (discharge, snow height measurements, discharge at a spring, silica concentrations and runoff components determined by environmental isotopes) lead to the following conclusion:

The modelling approach of TAC, which is based on the spatial delineation of zones with the same dominating runoff generation processes, and the conceptualization of the runoff generation processes was suitable for an improved process oriented modelling in the

Brugga basin. In addition, the potential of tracer methods was demonstrated. They are powerful tools for identifying the runoff generation on catchment scale. On this basis, better process oriented modelling concepts can be developed. The information from tracers (e.g. tracer concentrations, calculated runoff components) can be used to validate or disprove a modelling concept.

1 Einleitung

Die Modellierung des Wasserhaushaltes in Einzugsgebieten ist eine der zentralen Aufgaben in der Hydrologie. Sie ist die Voraussetzung, um verschiedene wasserwirtschaftliche Probleme zu lösen. Eine befriedigende Wasserhaushaltsmodellierung setzt einerseits Daten voraus, die zur Anwendung des jeweiligen Modells benötigt werden. Andererseits müssen die hydrologischen Prozesse, die den Wasserhaushalt in dem jeweiligen Untersuchungsgebiet bestimmen, adäquat in dem angewendeten Modell repräsentiert sein. Von rein statistischen Modellen, die einen anderen Ansatz der Modellierung verfolgen, wird in diesem Zusammenhang abgesehen. Demnach können nur mit einem Modell, das die jeweils wichtigen hydrologischen Prozesse korrekt wiedergibt, verlässliche Simulationen durchgeführt werden. Hierbei werden mit Einzugsgebietsmodellen neben der Modellierung des Wasserhaushaltes weitere praktische Problemstellungen angegangen, wie beispielsweise die Vorhersage von hydrologischen Extremen oder die Bemessung und Steuerung von wasserwirtschaftlichen Anlagen. Ein weiteres Ziel der Einzugsgebietsmodellierung ist, die hydrologischen Auswirkungen einer Klimaänderung oder veränderter Landnutzungsbedingungen in einem Untersuchungsgebiet abzuschätzen.

Um diese Ziele der Einzugsgebietsmodellierung zu erreichen, sind Forschungsarbeiten mit experimentellem sowie mit analytischem Schwerpunkt notwendig. Das Ziel der experimentellen Forschung ist es, die hydrologischen Prozesse besser zu verstehen und ihre Bedeutung und Variabilität in verschiedenen Skalen zu quantifizieren. Bei der Forschung mit analytischem Schwerpunkt werden experimentelle Resultate in mathematische Modelle umgesetzt. Das zeigt, daß Fortschritte in der hydrologischen Forschung unter anderem von der guten, ergänzenden Zusammenarbeit von „Feldforschern“ und „Modellierern“ (die u.a. als „nasse“ und „trockene“ Hydrologen bezeichnet wurden) abhängen. Nur dann wird es möglich sein, bessere und verlässlichere Modelle bereitzustellen. Diese Modelle können dann zum Erreichen der genannten Ziele beitragen sowie zur Entwicklung eines besseren Ressourcenschutzes und nachhaltiger Bewirtschaftungsstrategien eingesetzt werden. Hierbei ist zusätzlich eine interdisziplinäre Zusammenarbeit notwendig, bei der neben Naturwissenschaftlern und Ingenieuren auch Geistes- und Sozialwissenschaftler gefordert sind.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Beitrag dazu geleistet, das Prozeßverständnis bezüglich der Abflußbildung in dem mesoskaligen Bruggaeinzugsgebiet (40 km^2) zu erweitern. Dabei wurden neben klassischen hydrologischen Verfahren insbesondere Tracerverfahren angewendet. Die hieraus gewonnenen experimentellen Erkenntnisse wurden in ein Einzugsgebietsmodell integriert, mit dem eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung der Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet möglich ist. Hierfür wurde eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse durchgeführt. Der entwickelte Modellansatz wird unter Berücksichtigung zusätzlicher Informationen im Hinblick auf eine prozeßorientierte Modellierung bewertet.

1.1 Stand der Forschung - Problemstellung

Das Zusammenwirken der Prozesse, die die Abflußbildung in einem Einzugsgebiet bestimmen, ist häufig unbekannt. Die verschiedenen Abflußbildungsprozesse dominieren in verschiedenen Raumskalen (z.B. BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995) und sind zeitlich variabel, d.h. die Abflußbildung an einem Ort kann während verschiedener hydrologischer Zustände von unterschiedlichen Prozessen dominiert sein. Die in den letzten Jahren aufgetretenen Hochwasser, verbunden mit ihren hohen gesamtwirtschaftlichen Schäden, haben die Abflußbildung bei großen Hochwassern stärker ins Blickfeld des wissenschaftlichen Interesses gerückt. Die Abflußbildungsprozesse, die nicht zu Hochwasserkatastrophen führen, sind auch von großer Wichtigkeit, da sie den Wasser- und Stoffhaushalt in einem Einzugsgebiet wesentlich bestimmen.

Generell läßt sich sagen, daß insbesondere auf der Einzugsgebietsskala das Wirkungsgeflecht der einzelnen *Abflußbildungsprozesse* sehr komplex ist. Auf der Punktskala, z.B. in einem Bodenmonolith, sind die Prozesse besser bekannt und können mit physikalisch basierten Ansätzen recht gut simuliert werden. Spätestens seit den 70er Jahren konnte gezeigt werden, daß stark vereinfachte Vorstellungen der Abflußbildung (vgl. SHERMAN 1932, HORTON 1933) nicht für ein gesamtes Einzugsgebiet gültig bzw. nur noch lokal anwendbar sind. Es muß von einer differenzierteren Verteilung der Abflußbildung und der dabei entstehenden Abflußkomponenten ausgegangen werden (z.B. BONELL 1998). *Tracermethoden* haben zusätzlich zu anderen Methoden einen wichtigen Beitrag zur Entschlüsselung der Abflußbildung in einem Einzugsgebiet geleistet. Sie liefern Informationen zu Fließwegen, Verweilzeiten und Abflußkomponenten. Mit Hilfe des Einsatzes von künstlichen Tracern kann die Wasserbewegung in einzelnen Herkunftsräumen direkt untersucht werden (z.B. MOSLEY 1982, HORNBERGER ET AL. 1991). Mit natürlichen Tracern konnte die Bedeutung von verschiedenen unterirdischen Komponenten bei der Abflußbildung bestimmt werden (u.a. PEARCE ET AL. 1986, HOOPER & SHOEMAKER 1986, HERRMANN ET AL. 1989, MAULE & STEIN 1990, McDONNELL 1990, OGUNKOYA & JENKINS 1993, BAZEMORE ET AL. 1994, PETERS ET AL. 1995, GENEREUX & HOOPER 1998). Insbesondere wurde deutlich, daß bei der Hochwasserbildung in mikro- und mesoskaligen Einzugsgebieten zu ungefähr 50 - 80 % Abflußkomponenten beteiligt sind, die bereits vor dem Ereignis im Einzugsgebiet gespeichert waren (u.a. PINDER & JONES 1969, SKLASH ET AL. 1976, HERRMANN & STICHLER 1980, BUTTLE 1994, HERRMANN 1997). Diese Komponenten werden durch das Niederschlagsereignis mobilisiert. Somit wurde eine Diskrepanz zwischen den häufig angewendeten, stark vereinfachten Ansätzen zur Beschreibung der Abflußbildung (z.B. Abflußbeiwertverfahren) und den experimentellen Resultaten deutlich.

Die systemhydrologische Grundlage für die Entschlüsselung der Abflußbildung mit natürlichen Tracern ist der *Konvergenzansatz* nach LEIBUNDGUT (1984). Dabei wird davon ausgegangen, daß der Abfluß und alle in ihm enthaltenen Informationen am Pegel konvergieren. Die Dynamik und Varianz des Abflusses sowie die physikalischen, hydrochemischen und isotopischen Eigenschaften des Wassers werden durch die physiographischen Gebietseigenschaften bestimmt. Beispielsweise werden die hydrochemischen Eigenschaften des Abflusses insbesondere durch die Petrographie und Geologie des jeweiligen Gebiets festgelegt. Demnach sind die gesamten Informationen über das untersuchte hydrologische

System im Abfluß enthalten und konvergieren am Gebietsauslaß. Zur Entschlüsselung der Abflußbildungsprozesse und der mit ihnen verbundenen Informationen über Fließwege, Verweilzeiten und Herkunftsräume aus den im Abfluß gespeicherten Systeminformationen bedarf es tracerhydrologischer Ansätze.

Mittlerweile gibt es eine unüberschaubare Vielzahl von *Einzugsgebietsmodellen*; einen Überblick über die Modelle, die international am meisten verbreitet sind, gibt SINGH (1995). Einzugsgebietsmodelle werden beispielsweise für die Erstellung von Wasserbilanzen, die Verlängerung von hydrologischen Zeitreihen, die Vorhersage von hydrologischen Extremen oder die Bemessung und Steuerung von wasserwirtschaftlichen Anlagen angewendet. Weitere Ziele der Modellanwendung sind die Quantifizierung der Auswirkung von Landnutzungs- oder Klimaänderungen auf das Hydrosystem (z.B. GURTZ ET AL. 1997, LORUP ET AL. 1998, NACHTNEBEL 1998). Einen guten Überblick über die Probleme und Möglichkeiten bei der Verwendung von Einzugsgebietsmodellen geben u.a. BEVEN (1989, 1996), TODINI (1988), BERGSTRÖM (1991), REFSGAARD & STORM (1996) UND SEIBERT (1999a). In diesen Arbeiten werden die Fragen der Konzeptionalisierung der Prozesse in verschiedenen Skalen, die Probleme der Datenerhebung und Parameterbestimmung sowie die Ansätze und Möglichkeiten der Modellkalibrierung und Modellvalidierung diskutiert.

Die *Modellstruktur* der Einzugsgebietsmodelle ist geprägt vom Verständnis der Abflußbildung zum jeweiligen Zeitpunkt der Modellentwicklung. So wurden z.B. Abflußbeiwertansätze in den 60er Jahren und physikalisch-basiertere Ansätze in den 80er und 90er Jahren angewendet. Zusätzlich fließen noch subjektive Entscheidungen des jeweiligen Modellentwicklers ein (z.B. durch die Beantwortung der Fragen: Welche Abflußbildungsprozesse sind wichtig und werden in der Modellstruktur berücksichtigt? Wie sollen diese Prozesse im Modell konzeptionalisiert werden? Wie detailliert soll die räumliche Diskretisierung sein?). Ausgehend von relativ einfachen Modellkonzeptionen wurde von CRAWFORD & LINSLEY (1966) als erstes konzeptionelles Einzugsgebietsmodell das „Stanford Watershed Model“ entwickelt. Viele später entwickelte Modelle wurden vom Aufbau her an dieses Modell angelehnt. Mit steigendem physikalischen Verständnis bezüglich der verschiedenen Wasserhaushaltskomponenten und durch verbesserte Meßmethoden sowie durch immer leistungsfähigere Rechner sind zunehmend physikalisch basierte, flächendifferenzierte Modelle entwickelt worden. Am Ende dieses Weges steht die Entwicklung von komplexen, weitgehend physikalisch basierten Modellen wie beispielsweise das SHE-Modell (ABBOTT ET AL. 1986a,b). Diese Modelle verlangen jedoch sehr viele räumlich differenzierte Eingangsdaten und sind deshalb vorwiegend in bereits gut untersuchten mikroskaligen Einzugsgebieten für Forschungszwecke angewendet worden. Da der Datenanspruch dieser Modelle in anderen Gebieten nicht befriedigt werden kann, wurde parallel an einer Verbesserung der einfacheren, konzeptionellen Modelle gearbeitet. Diese Entwicklung hält bis heute an (z.B. AMBROISE ET AL. 1996A, 1996B, LINDSTRÖM ET AL. 1997, GURTZ ET AL. 1997). Diese Modelle sind im allgemeinen leichter zu handhaben und benötigen wesentlich weniger Eingangsdaten. Das Hauptanwendungsgebiet für diese Art von Modellen liegt in der hydrologischen Mesoskala. Interessanterweise wurden bei der Weiterentwicklung des SHE-Modells, dem Modell MIKE-SHE, das eine Kombination mit dem hydraulischen Modell MIKE darstellt, wieder verstärkt einfachere konzeptionelle Module berücksichtigt (DYCK & PESCHKE 1995).

Verschiedene Ansätze wurden verfolgt, um die Einzugsgebietsmodellierung weiterzuentwickeln. Zum einen wurde versucht, *Stofftransportmodellierungen* mit konzeptionellen Modellen vorzunehmen (u.a. CHRISTOPHERSEN ET AL. 1982, BERGSTRÖM ET AL. 1985, HOOPER ET AL. 1988, LUNDQUIST ET AL. 1990, YOSHIDA ET AL. 1995). Die meisten Anwendungen beschränken sich jedoch auf die Mikroskala. Zum anderen wurden in den letzten Jahren verstärkt Anstrengungen zur Verbesserung der Parameterbestimmung mit Hilfe von *Fernerkundungsdaten* und deren Aufbereitung mit Geographischen Informationssystemen unternommen (z.B. SCHULTZ 1996). Das Ziel ist die Integration von flächenhaft gemessenen Daten in die Modellierung insbesondere von meso- und makroskaligen Gebieten. Hierfür ist die Entwicklung von dazu passenden Modellansätzen (vgl. „soil vegetation atmosphere transfer schemes“, SVATS) notwendig (z.B. FAMIGLIETTI & WOOD 1994, MAUSER & SCHÄDLICH 1998).

Ein großes Problem der Einzugsgebietsmodellierung ist die *Unsicherheit der Modellergebnisse* (u.a. MELCHING ET AL. 1990, MELCHING 1995). Sie wird durch verschiedene Ursachen hervorgerufen. Erstens: Die Eingangsdaten sind wie alle gemessenen physikalischen Größen mit einem bestimmten Fehler behaftet. Zweitens: Die meisten Eingangsdaten werden punktuell erfaßt und müssen auf das Untersuchungsgebiet übertragen werden (vgl. BLÖSCHL 1996). Drittens: Die Modellstruktur ist mit Fehlern behaftet. Sie ist das Ergebnis einer sehr starken Vereinfachung der komplexen natürlichen Vorgänge (z.B. BEVEN 1989). Viertens: Bei der Konzeptionalisierung der einzelnen Prozesse, die gemäß der Modellstruktur in dem jeweiligen Modell enthalten sind, kommen vereinfachte mathematische Beschreibungen zum Einsatz. Der Grad der physikalischen Basierung eines verwendeten Ansatzes richtet sich häufig nach den zur Verfügung stehenden Eingangsdaten. Hier muß angemerkt werden, daß die Parameter weniger stark physikalisch basierter Ansätze häufig über Kalibrierung bestimmt werden müssen, womit eine bestimmte Unsicherheit verbunden ist (z.B. GAUME ET AL. 1998). Bei physikalisch basierten Ansätzen ist anzumerken, daß die Parameter häufig in einer anderen Skala als der Modellskala ermittelt werden, womit ebenfalls eine Fehlerquelle verbunden ist (z.B. GRAYSON ET AL. 1992). Fünftens: Die Parameterunsicherheit - d.h. mit unterschiedlichen Parametersätzen können ähnlich gute Modellergebnisse erzielt werden - verursacht weitere Unsicherheiten (u.a. MEIR & BROWN 1978, BEVEN & BINLEY 1992).

Um die Unsicherheiten bei der Einzugsgebietsmodellierung einzuschränken, sollten zur *Validierung des Modells* neben der simulierten Abflußganglinie zusätzliche unabhängige Daten berücksichtigt werden. Damit ist es möglich, den Modellansatz umfassender bewerten zu können, als dies nur an der simulierten Ganglinie des Gebietsabflusses möglich ist (u.a. BEVEN 1989, 1996, REFSGAARD ET AL. 1996, SEIBERT 1999a). In der Literatur wird diese Vorgehensweise auch als „Multiple-response validation“ bezeichnet (u.a. MROCZKOWSKI ET AL. 1997). Als zusätzliche Daten können dabei die Verteilung der Bodenfeuchte, der Grundwasserstände (KUCZERA & MROCZKOWSKI 1998, SEIBERT 1999b), der Schneedecke (HOTTELET ET AL. 1994) oder von Zonen gleicher Abflußbildung wie beispielsweise Sättigungsflächen (AMBROISE ET AL. 1995, FRANKS ET AL. 1998, GÜNTNER ET AL. 1999a) Verwendung. Gemessene hydrochemische Parameter bzw. Tracerkonzentrationen oder aus ihnen abgeleitete Größen wie z.B. die Anteile von Abflußkomponenten können ebenfalls als zusätzliche Informationen verwendet werden (z.B. MAULÉ & STEIN 1990, LUNDQUIST ET AL. 1990, ROBSON ET AL. 1992, MROCZKOWSKI ET AL. 1997, GÜNTNER ET AL. 1999a).

Im Bruggaeinzugsgebiet sind bis dato verschiedene Forschungsprojekte durchgeführt worden, auf denen die vorliegende Arbeit aufbaut. In der vorwiegend experimentellen Arbeit von LINDENLAUB (1998) wurde das Meßnetz aufgebaut und Untersuchungen zum Verhalten der indirekten Abflußkomponenten durchgeführt. Es konnten zwei indirekte Abflußkomponenten mit dem geogenen Tracer Silikat unterschieden werden. Zusätzlich wurden erste Verweilzeitenberechnungen für verschiedene Wasserherkunftsräume durchgeführt. In der Arbeit von MEHLHORN (1998) wurde das konzeptionelle Einzugsgebietsmodell PRMS angewendet und erweitert, in dem das in der Tracerhydrologie häufig verwendete Dispersionsmodell in der Grundwasseroutine verwendet wurde. Damit konnte die prinzipielle Eignung von Tracerdaten zur Verwendung in Einzugsgebietsmodellen gezeigt werden. Zusätzlich wurde mit Hilfe einer Rezessionsanalyse (Anwendung des DIFGA-Modells, SCHWARZE 1985) die Abflußdynamik einzelner Speicherräume bestimmt. MEHLHORN ET AL. (1998) konnten für das Teileinzugsgebiet St. Wilhelmer Talbach zeigen, wie Tracerversuche zur Parameterisierung des Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH, RODRIGUEZ-ITURBE & VALDES 1979) verwendet werden können. GÜNTNER ET AL. (1999a) haben das konzeptionelle Modell TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979) im Bruggagebiet angewendet, und die Modellergebnisse einer umfassenden Validierungsprozedur unterzogen. Zusätzlich wurden verschiedene Berechnungsvarianten des Topographischen Index angewendet und mit den im Untersuchungsgebiet kartierten Sättigungsflächen verglichen (GÜNTNER ET AL. 1997, 1999b). Im weiteren wurde das konzeptionelle HBV-Modell (BERGSTRÖM 1976, 1992) in vier verschiedenen skalierten Einzugsgebieten angewendet und die Modellergebnisse sowie die ermittelten Parametersätze verglichen (UHLENBROOK ET AL. 1998). Für das HBV-Modell wurde im Bruggagebiet zusätzlich die Parameterunsicherheit mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen sowie die Modellunsicherheit mit Hilfe von verschiedenen Modifikationen der Modellstruktur untersucht. Die Auswirkungen dieser Unsicherheiten auf die Einzugsgebietsmodellierung wurden anhand der Simulation von Hochwassern mit verschiedener Jährlichkeit und einigen Niedrigwasserperioden analysiert (UHLENBROOK ET AL. 1999).

1.2 Zielsetzung und Methodik

Die Zielsetzung dieser Arbeit konzentriert sich auf zwei Teilbereiche: Zum einen sollte mit tracerhydrologischen Verfahren das Prozeßverständnis zur Abflußbildung im Bruggagebiet ausgebaut werden. Dabei sollten die wichtigsten Wasserherkunftsräume charakterisiert und ihre Beteiligung an der Abflußbildung unter verschiedenen hydrologischen Situationen quantifiziert werden. Zum anderen sollten die Erkenntnisse aus den experimentellen Untersuchungen der Abflußbildung in ein Einzugsgebietsmodell integriert werden. Dies führte zu der Entwicklung einer besser prozeßorientierten Abflußbildungsroutine. Das neu zu entwickelnde Einzugsgebietsmodell sollte aufbauend auf den durchgeführten experimentellen Arbeiten und den anderen Vorarbeiten (siehe oben) im Bruggagebiet angewendet werden. Dabei sollte zusätzlich eine Bewertung der Modellierungsergebnisse aufgrund weiterer Daten vorgenommen werden (Multiple-response validation).

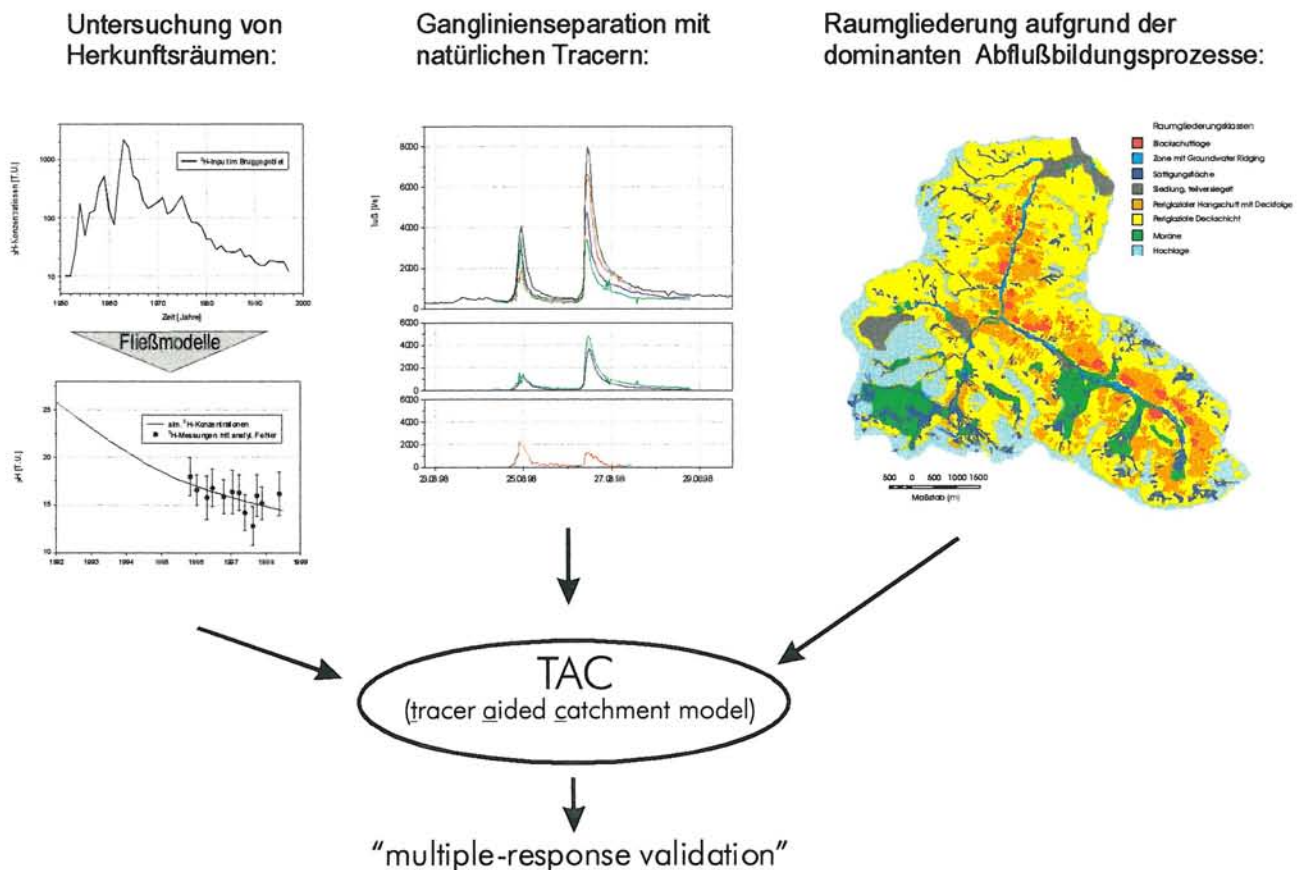


Abb. 1.1 Verwendeter Ansatz zur Untersuchung der Abflußbildung und Entwicklung eines besser prozeßorientierten Einzugsgebietsmodells

Eine spezielle Methodik wurde angewendet, um die gesetzten Ziele zu erreichen, dabei wurden experimentelle und modelltechnische Arbeiten durchgeführt (Abb. 1.1). Zur Charakterisierung der Herkunftsräume wurden die bis dahin durchgeführten tracerhydrologischen Untersuchungen fortgeführt (vgl. LINDENLAUB 1998), teilweise mußte das Meßprogramm erweitert werden. Die ^3H und ^{18}O -Messungen wurden mit Hilfe von mathematischen Fließmodellen ausgewertet, um die Verweilzeiten des Wassers in den verschiedenen Herkunftsräumen zu bestimmen. Zur Untersuchung der Dynamik der einzelnen Abflußkomponenten bei Hochwasser sind Abflußkomponentenseparationen durchgeführt worden. Hierbei wurde mit Hilfe einer Kombination von Isotopen und hydrochemischen Tracern unter der Einbeziehung zusätzlicher Informationen auf die Abflußbildungsprozesse im Einzugsgebiet geschlossen. Die Synthese der experimentellen Arbeiten ergab eine Beschreibung der wichtigsten Abflußbildungsprozesse sowie der Wasserherkunftsräume im Brugggebiet.

Im modelltechnischen Teil der Arbeit sollten die bezüglich der Abflußbildungsprozesse gewonnenen Erkenntnisse in ein Einzugsgebietsmodell integriert werden. Dabei wurde in einem ersten Schritt eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse durchgeführt. Dafür mußten umfangreiche Kartierarbeiten im Einzugsgebiet durch-

geführt sowie vorhandene räumliche Informationen in einem GIS aufbereitet werden. Diese Raumgliederung stellt die räumliche Diskretisierung für das entwickelte Modell dar. Für die in ihr enthaltenen Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen wurden dann spezifische Abflußbildungsroutinen entworfen. Diese wurden in ein konzeptionelles, modular aufgebautes Einzugsgebietsmodell (TAC, tracer aided catchment model) integriert. Dieses Modell wurde im Bruggagebiet angewendet, d.h. es wurde kalibriert und in einer unabhängigen Periode validiert. Zusätzlich wurde der Modellansatz unter Einbeziehung weiterer Daten (Messungen von Quellschüttungen, Schneehöhen und Tracern) im Hinblick auf eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung der Abflußbildung im Bruggagebiet bewertet.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Naturräumliche Lage, Morphologie und Topographie

Das Einzugsgebiet der Brugga liegt im Bereich des kristallinen Grundgebirges im Südschwarzwald. Mit einer Fläche von fast 40 km² kann es der hydrologischen Mesoskala zugeordnet werden (vgl. BECKER 1992). Es weist eine maximale Höhendifferenz von über 1000 m zwischen dem Gebietsauslaß (Pegel Oberried, 434 m NN) und dem höchsten Punkt, dem Feldberg-Gipfel (1493 m NN), auf (Abb. 2.1). Die mittlere Höhe beträgt 986 m NN. Das überwiegend steile Relief hat ein mittleres Gefälle von 17,5°, wobei ca. 10 % der Fläche eine Hangneigung von mehr als 40° erreichen. Die Hauptentwässerungssysteme verlaufen von Süd nach Nord (von der Kammregion beim Notschrei nach Oberried) und von Ost nach West (vom Feldberg über das St. Wilhelmer Tal zur Hohen Brücke).

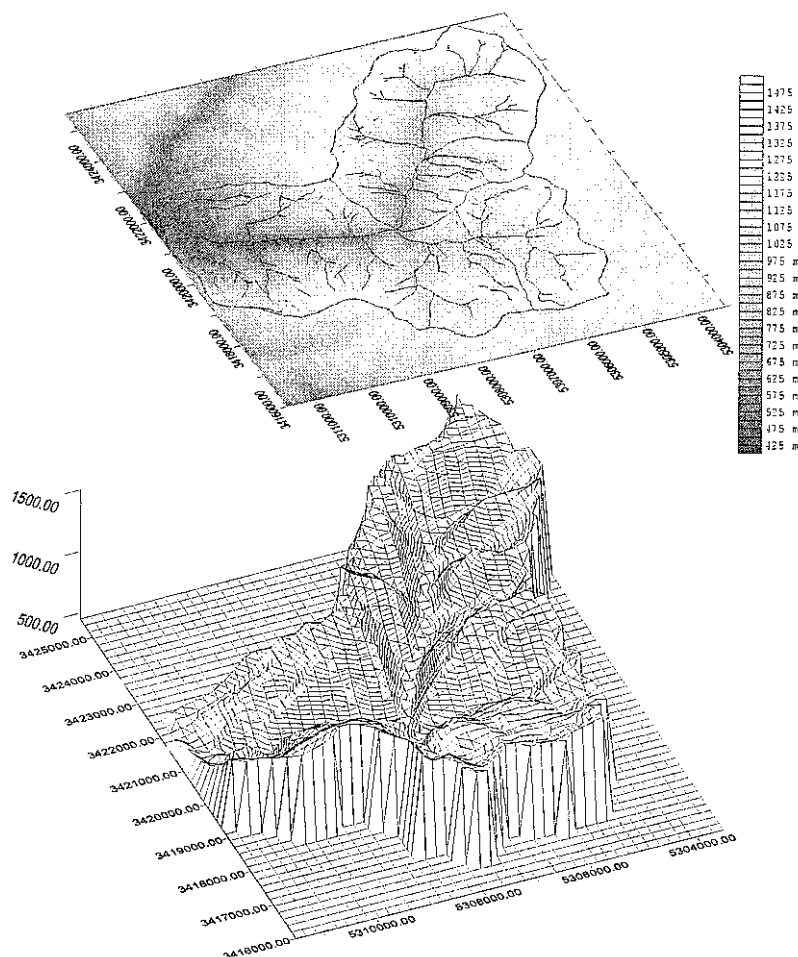


Abb. 2.1 Topographie des Bruggaeinzugsgebiets

Morphologisch kann das Einzugsgebiet in drei Haupteinheiten untergliedert werden:

- Kuppige Hochlagen mit relativ geringem Gefälle als Reste eines permischen bzw. tertiären Flachreliefs (LIEHL 1988, STAHR 1979). Rund 20 % des Einzugsgebiets
- Steilere Hangbereiche mit einem Gefälle bis zu 50°. Rund 75 % des Einzugsgebiets
- Überwiegend schwach entwickelte Talböden. Rund 5 % des Einzugsgebiets

Die Bedeutung des Pleistozäns (insbesondere der Würm-Eiszeit) für die heutige Ausprägung der Topographie wird neben der Trogtalbildung an zahlreichen weiteren Erosionsformen deutlich. Kare (Katzensteigkar, Wittenbachkar) sowie Karoide und Firnmulden (Napf) bilden zahlreichen Verebnungen mit steilen Rückwänden vor allem in den höher gelegenen, nordexponierten Bereichen des Untersuchungsgebietes. Teilweise kann eine Anordnung in übereinanderliegenden Stufen beobachtet werden (GLA 1981).

Die große Reliefenergie der Westabdachung des Schwarzwaldes zum Oberrheingraben hin bewirkt darüber hinaus eine stark durch fluviatile Erosionsformen geprägte Topographie. Neben den tief eingeschnittenen, kerbtalförmigen Haupttälern ist das Untersuchungsgebiet durch zahlreiche sehr steile Seitentäler und Bacheinschnitte (Dobel) charakterisiert. Letztere verbinden die Hochlagen über die steilen Talflanken mit dem Haupttal (LIEHL 1988). Das glazial gebildete Trogtal des St. Wilhelmer Talbaches wurde stellenweise durch Schwemm- und Schuttkegel von seitlich einmündenden Bächen überprägt. Gleiches gilt für die durch periglaziale Prozesse (Solifluktion) geprägten Hänge im weiteren Einzugsgebiet der Brugga.

2.2 Hydroklimatische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der zyklonalen Westwinddrift. Das Klima wird durch den häufigen Austausch von Westen kommender subtropischen Warmluftmassen und (sub-)polarer Kaltluft geprägt. Es gehört zu den kühl gemäßigten Übergangsklimaten. Die ausgeprägte Topographie mit den sehr variablen Klimafaktoren Höhe, Hangneigung und Exposition bewirkt eine starke räumliche Heterogenität aller Klimaelemente im Untersuchungsgebiet. Einen guten Überblick über die klimatologischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes sowie der gesamten Region des südlichen Oberrheins mit Vogesen und Schwarzwald gibt der Klimaatlas REKLIP (Region-Klima-Projekt / Oberrhein Mitte – Süd) von 1995.

Die Verteilung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet wird ebenfalls in starkem Masse von der Topographie bestimmt. Es ist eine generelle Zunahme der mittleren Jahresniederschläge mit der Höhe festzustellen, die jedoch durch andere topographische Effekte (z.B. Luv-Lee-Effekt) überprägt sein kann. In der Periode 1931-1960 wurden in Freiburg-Ebnat (308 m NN) im Mittel 944 mm (alle folgenden Mengenangaben beziehen sich auf unkorrigierte Meßwerte), an der Wetterstation auf dem Feldberggipfel (1486 m NN) 1732 mm gemessen. Die mittlere Zunahme pro 100 m beträgt 66,5 mm, wobei im Winter mit einem steileren Gradienten zu rechnen ist als im Sommerhalbjahr. Die orographischen

Effekte des Schwarzwaldes zeichnen sich bei den von Westen her durchziehenden Fronten im Winter deutlicher ab als bei den Sommerniederschlägen, die überwiegend von konvektiven Prozessen geprägt sind. Einzelne Teile des Einzugsgebietes liegen unterschiedlich stark im Staubereich. Dies zeigt sich an der Station St. Wilhelm (920 m NN) mit 1696 mm Jahresniederschlag und einem deutlich erhöhten Anteil an Winterniederschlag. In diesem Bereich ist auch die Zunahme des Niederschlages mit der Höhe deutlicher ausgeprägt als in Bereichen, die nicht direkt im Staubereich liegen. Die Werte der Stationen Schauinsland (1218 m NN) mit 1585 mm und Hofsgund (1030 m NN) mit 1791 mm Jahresniederschlag zeigen den Unterschied zwischen einer Gipfelstation und einer östlich davon im Lee gelegenen Meßstelle. An letzterer wird jährlich rund 200 mm mehr Niederschlag gemessen, obwohl sie knapp 200 m tiefer liegt als die Schauinslandstation. Staueffekte sind hier nicht von Bedeutung, da die Station Hofsgund östlich von der Station Schauinsland liegt. Die erhöhten Niederschläge sind auf größere Meßfehler durch hohe Windgeschwindigkeiten an der Gipfelstation und auf die Verfrachtung von Niederschlägen in die windgeschützten Leelagen zurückzuführen (KLEIN 1994, BRAUN 1996). Beide Effekte treten bei festen Niederschlägen besonders deutlich auf.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß unter Berücksichtigung der verschiedenen Effekte der mittlere Jahresniederschlag im Untersuchungsgebiet bei ca. 1750 mm liegt. Der Anteil des Schneeniederschlages am Gesamtniederschlag liegt zwischen einem Drittel in den tiefen Lagen des Einzugsgebietes und bis zu zwei Dritteln in den Hochlagen (PARLOW & ROSNER 1992). Dies führt zu durchschnittlich 60 Tagen im Jahr mit einer Schneedecke von mehr als 30 cm ab einer Höhe von 900 m NN (RIES 1992). Die räumliche Verteilung der Schneedecke ist stark von der Topographie und Landnutzung abhängig (SCHWARZ 1984).

Das Niederschlagsregime in den tieferen Regionen zeigt ein Maximum in den Monaten Juni bis August. Mit zunehmender Höhe tritt verstärkt ein sekundäres Maximum in den Monaten Januar und Februar auf, das das Maximum im Sommer übertreffen kann. Der Anteil der Sommerniederschläge am Jahresniederschlag nimmt mit zunehmender Höhe relativ gesehen ab (WEISCHET 1979, PARLOW & ROSNER 1992).

Die Jahresmitteltemperaturen liegen zwischen 10,3 °C in tiefen Lagen (Station Freiburg-Herdern) und 3,2 °C in den Gipfelregionen (Station Feldberg). Im langjährigen Mittel nimmt die Temperatur im Durchschnitt um 0,6 °C je 100 m Höhendifferenz ab, demnach beträgt die Gebietsjahresmitteltemperatur auf 986 m NN (mittlere Einzugsgebietshöhe) ca. 6,2 °C. Typisch für das Winterhalbjahr sind Inversionen bei Hochdruckwetterlagen mit einer Obergrenze der bodennahen Kaltluftschicht bei etwa 600 – 800/1000 m ü. NN (TRENKLE 1988). Dies hat zur Folge, daß die Höhengradienten der Monatsmitteltemperaturen in den Wintermonaten ausgeglichener sind (ca. 0,3 °C/100 m) als im Sommerhalbjahr (ca. 0,75 °C/100 m).

Gekoppelt mit dem Temperaturprofil tritt im Jahresmittel eine Zunahme der relativen Luftfeuchtigkeit mit der Höhe auf (Station Freiburg 74 %, Station Feldberg 82 %, jeweils Periode 1951-1970) (TRENKLE 1988). Während Inversionswetterlagen entsteht wiederum eine umgekehrte Höhenabhängigkeit. Die Strahlung ist stark abhängig von Exposition, Hangneigung, Höhenlage und Beschattung und somit sehr heterogen in dem gebirgigen Untersuchungsgebiet verteilt. Die Untersuchungen des REKLIP-Projektes zeigen eine

Abnahme der Strahlungsbilanz mit der Höhe am Westrand des Schwarzwaldes im Jahresmittel (KÖHLER ET AL. 1998). Im Winter kommt es durch die häufigen Inversionslagen bedingte Bewölkung zur Verminderung der Globalstrahlung in den tieferen Bereichen gegenüber den Kammregionen, die im allgemeinen über der Inversionsgrenze liegen. Allerdings wird die höhere Globalstrahlung durch die erhöhte Albedo in den höheren Lagen aufgrund der Schneebedeckung kompensiert (BAUR 1927, ZIT. IN KÖHLER ET AL. 1998).

Ebenfalls stark von der Topographie geprägt ist die Verteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten. Generell dominieren Windrichtungen um West, sie können kleinräumig aber stark variieren. Auf den stärker exponierten Kammregionen treten höhere Windgeschwindigkeiten auf als in den Tälern. Eine Regionalisierung dieses Klimaelements ist jedoch äußerst schwierig, da viele lokale Windsysteme überprägend wirken können (ERNST 1995, BRAUN 1996).

Aufgrund der bereits beschriebenen Variabilität der Klimaelemente und Klimafaktoren ist es nicht leicht, die Verdunstung des Einzugsgebiets sowie deren räumliche und zeitliche Variabilität zu beschreiben. Als langjähriges Mittel können ca. 550 mm für die Verdunstung, berechnet als Restgröße in der Wasserbilanz, angesehen werden. Lokal können in einzelnen Jahren Werte bis zu 900 mm erreicht werden (VON WILPERT ET AL. 1996; berechnet für einen mikroskaliges, südexponiertes, vollständig bewaldetes Einzugsgebiet). Dies stellt wahrscheinlich aufgrund des Energiedargebots das Maximum dar. Von einer sehr starken Höhendifferenzierung der Verdunstung ist nicht auszugehen, da die Strahlungsenergie und die Windgeschwindigkeiten in höheren Lagen auch über denen der tieferen Bereiche liegen können. Aufgrund der vorwiegenden Temperaturabnahme mit der Höhe konnten jedoch innerjährlich variable Höhengradienten der potentiellen Evapotranspiration nach Turc & Wendling berechnet werden (Kap. 7.1.3, Tab. 7.2). KALTHOFF ET AL. (1998, ZIT. IN KÖHLER ET AL. 1998) konnten eine Abnahme der Verdunstung auf Bergstationen im Vergleich zu einer Station im Oberrheingraben nachweisen, die sie auf die Abnahme der Strahlungsbilanz mit der Höhe und der unterschiedlichen Bodenbeschaffenheit zurückführen. Die räumliche Verteilung der Verdunstung wird zusätzlich von lokalen Expositionsunterschieden geprägt. Die mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration wurde mit Hilfe des Ansatzes von JENSEN & HAISE (1963) auf 660 mm bestimmt (MEHLHORN 1998). Die Verwendung des Ansatzes von Turc & Wendling (DVWK 1996; Kap. 7.1.3) ergaben für die potentielle Verdunstung ein Jahresmittel von 587 mm (Perioden 1961-1990). Maximale Tageswerte der aktuellen Verdunstung von bis zu 8 mm pro Tag wurden für südexponierte Flächen mit dem Ansatz von Penman berechnet (KRAUSE 1995). Aufgrund der fast ganzjährig ausreichenden Verfügbarkeit von Wasser in den oberflächennahen Bereichen ist der Unterschied zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration gering (VON WILPERT ET AL. 1996).

2.3 Geologie

2.3.1 Kristallines Grundgebirge

2.3.1.1 Genese, Petrographie und Tektonik

Das Einzugsgebiet der Brugga liegt innerhalb des Feldberg-Schauinsland-Horstes im Zentralschwarzwälder Gneis-Anatexit-Gebirge. Die wichtigsten Gesteine des Grundgebirge unterscheiden sich nicht grundlegend in ihrem Mineralbestand, sie lassen sich aber eindeutig klassifizieren (GLA 1981).

Die Ausgangsgesteine waren präkambrische Sedimente aus klastischen Grauwacken, Arkosen und Tonsteinen. Diese unterlagen im Kambrium (vor ca. 550 Mio. Jahren) einer ersten regionalen anatektischen Mobilisierung mit Intrusionen von palingeneren Granitmagmen aus tieferen Stockwerken. Danach kam es zu einer Phase der Vergneisung von Sediment und Eruptivgesteinen, die zur Bildung von Para- und Orthogneisen sowie von Metabasiten führt. Eine zweite Anatexis im Ordovicium (vor ca. 450 Mio. Jahren) überprägte die erste weitgehend. Es entstanden neben den Gneisen die weit verbreiteten Anatexite, die sich je nach Grad der Mobilisierung in drei verschiedene Klassen einteilen lassen: Metablastische Paragneise, Metatexite und Diatexite. Anatexite und darin überwiegend die Gruppe der Diatexite stellen den dominierenden Gesteinstyp im Bruggagebiet dar (GLA 1967, GLA 1981, FRIEG 1987).

Vermutlich im Karbon kam es zu mehreren Intrusionen. Der Grundgebirgsstock aus Gneisen und Anatexiten wurde von verschiedenen Ganggesteinen (Aplitgranite, Gangporphyre und Lamporphyre) durchschwärmt. Die Bildung von Erzgängen mit gleichzeitiger Klüftung des Gebirges ging im Oberkarbon und im Tertiär vonstatten (FRIEG 1987). Der Anteil an Ganggesteinen und Erzgängen ist zwar gering, wichtig sind jedoch deren Auswirkungen auf die Hydrogeologie des Gebietes (Kap. 2.3.1.2). Im weiteren treten vereinzelt noch Amphibolite auf, die sich ebenfalls deutlich im Mineralbestand vom umgebenden Gestein unterscheiden (Amphibolitanteil bis zu 90 %).

Der Feldberg-Schauinsland-Horst schließt im Westen direkt an die Hauptverwerfung der äußeren Grabenzone des Oberrheingrabens an und ist insbesondere im westlichen Teil von vielen Störungen und Brüchen verschiedenen Alters geprägt (GLA 1967). Als Relikte der tektonischen Aktivität während der variskischen Faltungsära werden die Intrusionen der verschiedenen Ganggesteine betrachtet. In den gleichen Zeitraum wird die Bildung der hydrothermalen Erzgänge (vorwiegend Blei- und Zinkerze) im Bereich des Schauinslands datiert. Eine Besonderheit stellen die durch das Grubengebäude erschlossenen mylonitisierten Zonen (Ruschelzonen) dar. Hierbei handelt es sich um Zerrüttungszonen entlang von Bewegungsflächen mit bis zu 20 m Mächtigkeit (Schuhmachersche Ruschel). Das Gestein in diesen Zonen kann bis zu tonigen Letten zerrieben sein und stellt eine sehr dichte Masse dar (GLA 1967, FRIEG 1987, GLA 1995).

2.3.1.2 Hydrogeologie des kristallinen Grundgebirges

Trotz der unterschiedlichen Gesteine kann das vorliegende kristalline Grundgebirge als hydrogeologische Einheit angesehen werden, die sich von den aufliegenden Deckschichten unterscheidet. Es wird davon ausgegangen, daß es allein auf Grund der Gesteine keine Unterschiede bezüglich der Wasserleitfähigkeit gibt, d.h. es wird ein mehr oder weniger homogenes Kluftnetz angenommen (STOBER 1995, BIEHLER 1995). Der Hohlraumanteil kann nach STOBER (1995) zwischen 0,1 und 2,1 % betragen. Es ist jedoch anzunehmen, daß die vorliegenden Gneise und Anatexite auf Grund der erhöhten Duktilität und geringeren Brüchigkeit im Vergleich zu Granit eher dem weniger porösen Bereich zuzuordnen sind. Neben der Kluftporosität ist auch von einer nicht zu vernachlässigenden Matrixporosität auszugehen, welche durch hydraulische Tests und Tracermethoden nachgewiesen wurde (HIMMELSBACH 1993, BIEHLER 1995, STOBER 1995).

Generell können die hydraulischen Durchlässigkeiten im Gneis zwischen 10^{-10} - 10^{-5} m/s schwanken. Das bedeutet, daß fast wasserundurchlässige Bereiche sowie Bereiche mit Durchlässigkeiten, die mit sandigen Aquiferen vergleichbar sind, vorkommen können (STOBER 1995). Die hydraulische Leitfähigkeit nimmt generell mit der Tiefe ab. Während bei allen vorkommenden Gesteinen im oberflächennahen Bereich teilweise beträchtliche Wasserführungen stattfinden können, nimmt die Wasserführung in der Tiefe bis auf 0,1 l/s ab (WENDT 1977, GLA 1995). Es kann aber nicht generell von einem Gering- oder gar Nichtleiter ausgegangen werden, da die hydraulische Leitfähigkeit stark von der Klüftung abhängt.

Die Unterschiede im Mineralbestand sind nicht ausreichend, um eine genaue Differenzierung von lokalen Kluftgrundwassern aufgrund gelöster Stoffe vorzunehmen. Von Grundwasser im Bereich kleinräumiger magmatischer oder hydrothermalen Gänge wird hierbei abgesehen (SCHNEIDER 1987, LINDENLAUB 1998).

Entscheidende Einflüsse auf die hydraulische Durchlässigkeit haben Erzgänge und die mit ihrem Abbau verbundenen Stollenanlagen sowie stärker tektonisch beanspruchte Bereiche. Die Erzgänge im Gebiet des Schauinslandes galten durch die eingelagerten Mineralien als Aquicluden. In einem südlicheren Teil des Schwarzwaldes wurden jedoch Erzgänge mit durchaus bedeutenden Wasserwegsamkeiten angetroffen (BIEHLER 1995). Der Jahrhunderte dauernde Bergbau führte zu einem weitverzweigten Stollensystem mit künstlichen Kluftnetz. Die Wasserführung ist gegenüber dem umgebenen Grundgebirge deutlich erhöht (GLA 1995). BIEHLER (1995) geht von Durchlässigkeiten im Bereich von 10^{-6} - 10^{-7} m/s für die Gebirgsdurchlässigkeit (Kluft- und Matrixdurchlässigkeit) aus. Die Quellen an den Ausgängen dieses bergbaulichen Stollensystems schütten im allgemeinen sehr konstant (Schüttungskoeffizienten < 4). Mit Hilfe von Tritium wurden mittlere Verweilzeiten von 4 - 8 Jahren bestimmt. Stollenwasser sind teilweise mit Schwermetallen stark angereichert (es gibt lokale Wasser mit einer tausendfachen Überschreitung des Cadmium-Trinkwassergrenzwertes; STEIBER 1998, pers. Mitteilung 1998). Teilweise können diese Wasser jedoch zur örtlichen Wasserversorgung genutzt werden (GLA 1995).

Stärker geklüftete Bereiche verzeichnen ebenfalls eine erhöhte Wasserführung. Hierzu gehört auch der Bereich südöstlich des Schauinsland-Gipfels (GLA 1967). Im gesamten Bruggagebiet finden sich entlang von oberflächennahen Störungen vermehrt Quellaustritte.

te. Die mylonitisierten Zonen enthalten im allgemeinen so feinkörniges Material, daß nur sehr geringe Grundwassermengen zirkulieren können. Sie gelten daher als Grundwasserbarrieren (GLA 1995). Das kompakte Nebengestein der mylonitisierten Zonen und Erzgänge ist allerdings häufig durch eine stärkere Klüftung mit entsprechend höherer Wasserführung gekennzeichnet (STOBER 1995, BIEHLER 1995).

Zusammenfassend läßt sich die Wasserführung im kristallinen Grundgebirge folgendermaßen beschreiben: Ein Kluftnetz bildet die Hauptfließwege der Wasserbewegung im Vergleich zu einer wesentlich geringer durchlässigen Gesteinsmatrix. In der Matrix ist immobiles Wasser gespeichert, das nur über Diffusionsprozesse in die mobile Zone (Klüfte) gelangt. Erhöhte Durchlässigkeiten können entlang von Störungen, Erzgängen, mylonitisierten Zonen sowie im Grenzbereich von verschiedenen kristallinen Gesteinen auftreten.

2.3.2 Quartäre Deckschichten

2.3.2.1 Landschaftsgeschichte und Genese der Deckschichten

Im Eozän kommt es durch das Herausheben des Schwarzwaldes zur Abtragung des Deckgebirges und dadurch zur Reaktivierung der alten Landoberfläche aus dem Perm. Dabei handelt es sich um eine fast ebene Fläche, die unter tropischen Verwitterungsbedingungen entstanden ist und auch im weiteren Tertiär unter tropischen Bedingungen weiter aufbereitet wurde. Relikte dieser Landoberfläche finden sich in den Hochlagen des Schwarzwaldes auf Höhenrücken und Hangverebnungen, die sich durch rötliche, hämatitische Farben in den Braunerden auszeichnen. Diese Spuren der tertiären Verwitterung sind allerdings sehr spärlich, was sich durch die intensive physikalische Verwitterung im Pleistozän sowie der glazialen, periglazialen und fluviatilen Erosion erklären läßt (STAHR 1979).

Vereisungen im Schwarzwald sind bisher nur für das Würm- und schlechter für das Rib-Glazial belegt. Für die Ausprägung der Deckschichten und der Oberflächenformen ist das Würm-Glazial mit seinen glazialen und periglazialen Erosions- und Sedimentationsprozessen von besonderer Bedeutung (FEZER 1957). Die Vereisung war geprägt von einer Kappenvereisung mit relativ gering mächtigen Eiskappen auf dem Feldberg-Schauinsland-Horst (Eismächtigkeiten bis wenige Dekameter) und mächtigen, ins Tal hinabreichenden Gletscherzungen, die bis zu 350 m mächtig werden konnten (GLA 1981). An nordexponierten Hängen konnten sich Kare (Katzensteigkar, Wittenbachkar) sowie Karoide und Firnmulden (Napf) ausbilden. Die maximale Vereisung (Neustadt-Stand, vor ca. 20 000 Jahren) reichte bis fast 500 m NN hinunter (Holzschuhplatz im unteren Bruggatal), nachdem es im Bereich der Hohen Brücke (ca. 650 m NN) zu einer Konfluenz der Gletscherzungen von Schauinsland und Feldberg gekommen war. Beim Rückgang der Gletscher wurde die Kappenvergletscherung (Norwegischer Typ) zur klassischen Kar-Tal-Vergletscherung (Alpiner Typ), bis nur noch zungenlose Kare und Firnmulden übrig blieben. Die ganze Zeit eisfrei blieben die südexponierten Hänge (z.B. beim Toten Mann im St. Wilhelmer Tal; METZ 1992). Für die Ausbildung der Deckschichten ist dabei von Bedeutung, daß auch die ehemals vergletscherten Bereiche relativ lange Zeit im Periglazial lagen und von den dort vorherrschenden Erosionsformen überprägt wurden. So spielen periglaziale Schuttbildungen eine große Rolle im ehemaligen Glazialgebiet (STAHR 1979).

2.3.2.2 Aufbau und Systematik der Deckschichten

Im Bruggagebiet lassen sich glaziale Ablagerungen, periglaziale Hangschuttdecken und holozäne Talfüllungen unterscheiden. Basierend auf den Beschreibungen für die Geologische Karte, Blatt Freiburg i. Br. 1:25000 (GLA 1967), und auf den Untersuchungen von STAHR (1979) zu den periglazialen Deckschichten, läßt sich folgende Gliederung vornehmen:

Auf dem oberflächennahen, stärker geklüfteten kristallinen Grundgebirge liegt eine aufbereitete Zone von anstehendem Material (autochthon). Diese kann in Form einer *Zerfallszone* mit Korngrößen der Grus-, Stein- und Blockfraktion ausgebildet sein, die noch im ursprünglichen Verband liegen. Diese Zone ist selten mächtiger als 50 cm. Es kann sich auch eine feinkörnigere *Zersatzzone* ausbilden, bei der die ursprüngliche Struktur des Gesteins noch vorhanden ist. Die physikalische und chemische Verwitterung hat zu einer stärkeren Partikelverkleinerung geführt, so daß diese Zone grabbar ist. Die Mächtigkeiten liegen bei ca. 30 - 50 cm und erreichen selten 1 m. In steileren Hangbereichen können beide Zonen erodiert sein und das Kristallin tritt direkt an die Oberfläche (z.B. bei Felsdurchragungen).

An Hängen sind *Schuttbildungen* vorherrschend, die sich vereinfacht in drei Klassen einteilen lassen. Für die Deckschichten der flacheren Hochlagen sind noch Moränen zu berücksichtigen, die sich in steileren Hängen nicht mehr vom Hangschutt unterscheiden.

- (1) Am weitesten verbreitet ist der *lehmig-steinige Schutt*, in dessen lehmig-sandige Grundmasse eckige bis kantengerundete Steine eingebettet sind. Er tritt auf unterschiedlich steilen Hängen auf. Die Mächtigkeiten sind von Ausgangsgestein, Hangneigung und Exposition abhängig, wobei an Hangfüßen bis zu 10 m Mächtigkeit erreicht werden können. An steileren Oberhängen kann dieser Schutt nicht ausgebildet bzw. völlig aberodiert worden sein. Die Exposition beeinflußt die Mächtigkeit folgendermaßen: In Süd- bis Südwestlagen sind die Deckschichten geringer mächtig als in der entgegengesetzten Esposition. Das läßt sich aufgrund der intensiveren physikalischen Verwitterung bei mehr Frostwechseltagen an Nordhängen erklären. Größere Schuttbildungen sind deshalb gehäuft an süd- bis südwestexponierten Hängen zu finden.
- (2) *Schluffig-sandige Hanglehme* mit weniger als 10 % Steinanteil finden sich in tieferen Lagen vor allem an Hangfüßen. Es wurden auch allochthone Lößbeimengungen nachgewiesen. Manchmal werden sie von Hangschutt gröberer Fraktionen überlagert (Deckfolge). Die Mächtigkeit kann mehrere Meter betragen; eine postglaziale Bildung als Kolluvium ist denkbar.
- (3) *Steiniger Schutt, Blockschutt und Schuttkegel* können in eine dritte Klasse zusammengefaßt werden (in GLA (1967) werden die drei Gruppen einzeln betrachtet). Entstanden sind diese Schuttkörper durch intensive Frostsprengung im Periglazial, bevorzugt unterhalb steiler Felswände (z.B. süd- und südwestexponierte Hänge beim Rappenfelsen oder Hirschfelsen). Die Hänge wurden meistens von Talgletschern unterschritten und sind deshalb übersteilt.

Feinere Materialien wurden ausgewaschen. Gegenüber dem steinigen Schutt handelt es sich beim Blockschutt um über kopfgroße Blöcke, die als Blockhalden oder als Blockmeer in Höhen bis 800 m NN abgelagert wurden. Schuttkegel befinden sich am Ausgang von Schuttrunsen, bestehend aus eckigen Schutt, Blöcken und einem geringen Anteil von sandig-lehmigen Feinmaterial. Die Übergänge zwischen noch aktiven Hangschuttmassen und ruhenden Schutthalden sind fließend.

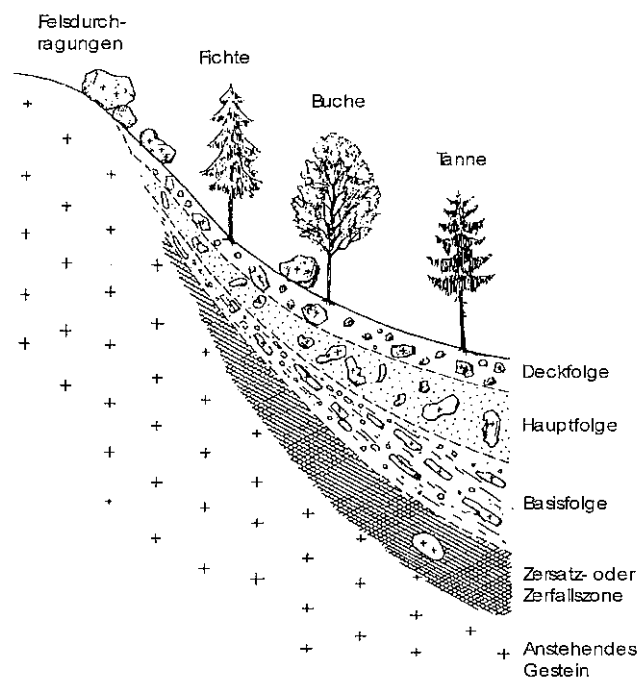


Abb. 2.2 Idealisierter Aufbau von periglazialen Deckschichten (aus REHFUESS 1990, verändert)

Solifluktuationsprozesse haben insbesondere die Schuttklasse des lehmig-steinigen Schutts stark geprägt. Diese lässt sich genetisch wie folgt gliedern (Abb. 2.2): Auf einer teilweise sehr dichten *Basisfolge* mit eingeregelter Steinen (Skelettgehalt bis 90 %) liegt eine lockere *Hauptfolge* mit unregelmäßiger Lagerung. Der Steingehalt liegt hier bei ca. 10 - 40 %, die Feinerde setzt sich vorwiegend aus Feinsand und Grobschluff zusammen. Die Mächtigkeit der Hauptfolge beträgt 40 - 100 cm (max. bis 150 cm). Darauf liegend kann eine *Deckfolge* (vor allem Steine und Blöcke) ausgebildet sein, welche bevorzugt unterhalb von „Schuttliefergebieten“ ausgeprägt ist. Alle Deckfolgen sind räumlich sehr variabel in ihrer Mächtigkeit und können auch lückig ausgeprägt sein. Eine genauere Beschreibung

dieser periglazialen Deckschichten und ihrer Genese geben Stahr (STAHR 1979), HÄDRICH & STAHR (1992) und REHFUESS (1990).

Im Bruggagebiet kommen verschiedene *Moränen* vor. Sie bestehen im allgemeinen aus kantengerundeten Geschieben unterschiedlicher Größe in einer lehmig-sandigen Grundmasse. Es ist keine Sortierung erkennbar. Ausgedehnte Grundmoränengebiete finden sich unterhalb der Kare sowie auf der Hochfläche zwischen Notschrei und Schauinsland. Dort sind sie oft wenige Meter mächtig und verhüllen die permischen bzw. tertiären Verwitterungsdecken. Im Bereich von Gletschertransfluenzen wurden großflächig sehr dichte Geschiebelehme abgelagert, die mit einer dichten Basisfolge vergleichbar sind (HÄDRICH & STAHR 1992). Oberflächlich ist die Grundmoräne oft aufgelockert. Seitenmoränen sind im allgemeinen in den Hangschutt eingearbeitet und nur noch vereinzelt zu erkennen. Endmoränenwälle (bis 10 - 15 m Höhe) finden sich an den Ausgängen der Kare sowie auf den Talböden (z.B. St. Wilhelmer Tal, Dobelsee bei Hofsgund).

In den Tälern sowie in Mulden sind *holozäne Ablagerungen* zu finden. Bei den Talfüllungen handelt es sich um ein Gemisch von Lehm bis hin zu großen Blöcken, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können. In Mulden, Karen und Hangnischen sind häufig verlandete Seen oder Feuchtzonen zu finden. Teilweise hat eine Entwicklung bis hin zum Hochmoor stattgefunden (z.B. im oberen Bereich des Buselbachgebietes).

2.3.2.3 Hydrogeologische Eigenschaften

Die Deckschichten stellen die Hauptumsatzräume für das eingetragene Niederschlagswasser dar. Sie sind von großer Wichtigkeit für die Bildung von langsamen und schnellen Abflußkomponenten. Das Kluftgrundwasser aus dem Kristallin ist hauptsächlich für die Bildung des Basisabflusses verantwortlich, doch auch Wasser aus tieferen Zonen der Deckschichten speist den Basisabfluß (LINDENLAUB ET AL. 1997). Es ist von mehreren räumlich begrenzten *Hanggrundwasserleitern* auszugehen, die jeweils auf dem Grundgebirge liegen. Die Durchlässigkeiten der Hangschuttaquifere können sehr variabel sein, was sich aufgrund der unterschiedlichen Korngrößenzusammensetzung ergibt (SAUTER 1967). In einer Schutthalde mit relativ grobem Material konnten Durchlässigkeitsbeiwerte von ca. 10^{-2} m/s mit Hilfe von Tracerversuchen ermittelt werden. Die unterschiedliche Vorfeuchte zeigte nur einen geringen Einfluß auf den Durchlässigkeitswert (MEHLHORN 1998, MEHLHORN ET AL. 1998).

Beim Eintrag größerer Niederschlagsmengen können sich zusätzlich aufgesetzte Grundwasserkörper ausbreiten, z.B. auf einer undurchlässigen Basisfolge, Zersatzzone, Geschiebelehm oder direkt auf dem anstehenden Kristallin. Dieses Phänomen konnte mehrfach im Gelände beobachtet werden. Die sehr hohen Schüttungsquotienten von Hangschuttquellen, die nach SAUTER (1967) über 1:33 liegen können, stützen die Beobachtungen im Gelände. Es sei aber darauf hingewiesen, daß Hangschuttquellen auch in Verbindung mit dem Kluftgrundwasser stehen können und somit bedeutend zum Basisabfluß beitragen können (SCHNEIDER 1987).

2.4 Böden

Die Bodenbildung im Bruggagebiet ist sehr häufig von der Entwicklung der Deckschichten und seltener vom anstehenden kristallinen Grundgebirge geprägt. Letzteres tritt auch nur an steilen Hängen oder Karwänden zu Tage. An diesen Erosionsstandorten konnten sich meist nur sehr flachgründige Böden bilden. Im folgenden werden die Böden in verschiedenen Höhenzonen beschrieben, wobei auf die Gliederung von HÄDRICH ET AL. (1979) und HÄDRICH & STAHR (1992) Bezug genommen wird.

- *Lößbeeinflusste submontane Hangfußzone (ca. 450 – 500/600 m NN)*

Der während der Würmkaltzeit abgelagerte Löß ist heute entkalkt und mit dem Hangschuttmaterial vermischt (Hauptfolge). Im Holozän kam es teilweise zur Lessivierung. Heute ist der pH-Wert im Oberboden zu niedrig für die Lessivierung. Dadurch sind Parabraunerden-Braunerden entstanden, der dominierende Bodentyp ist jedoch Braunerde unter Laub-Nadel-Mischwald. An Erosionsstandorten finden sich Syrosette und Ranker. Im Hangfußbereich sind Pseudogleye, Gleye und in direkter Umgebung von Bächen Aueböden vorhanden. Die nutzbare Feldkapazität beträgt abhängig von Lößbeteiligung und Skelettgehalt 120 - 160 mm.

- *Hänge der montanen Stufe (ca. 500/600 - 900 m NN)*

Dieser Bereich gehört der montanen Buchen-Tannen-Stufe an. Möglicherweise sedimentierter Löß wurde bereits erodiert. Die Bodenbildung findet vorwiegend in der ca. 1 m mächtigen, lockeren, steinig-lehmigen Hauptfolge statt, welche über einer dichten Basisfolge liegt. Je nach Skelettgehalt liegt die nutzbare Feldkapazität bei 120 - 160 mm. Selbst bei eigentlich ungünstigen Bedingungen für die Streuzersetzung (feucht-kaltes Klima, Fichtenstreu) herrscht die Humusform Mull vor. Dies ist u.a. auf die große Bioaktivität des Riesenregenwurms 'Lumbricus Badensis' zurückzuführen (LAMPARSKI 1985). Der am weitesten verbreitete Bodentyp ist Braunerde, wobei in Hangnischen bei Quellaustritten oder dichter, oberflächennaher Basisfolge auch hydromorphe Böden (Pseudogleye, Gleye) auftreten. An Unterhängen ehemals bewässerter Wiesen treten typische Kolluvien auf.

- *Ehemaliges Glazialgebiet der montanen und hochmontanen Stufe (900 - 1493 m NN)*

Im ehemals vergletscherten Gebiet ändert sich die Talform von den engeren V-förmigen Kerbtälern zu den breiteren U-förmigen Trogtälern. Auf den groben Hangschuttmassen an sehr steilen Hängen bilden sich lediglich gering entwickelte Böden (Syrosette) aus. Am meisten verbreitet sind Mullbraunerden; Auflagehumus (Moder, Rohhumus) bildet sich nur bei geringerer Bioaktivität und lokalen Besonderheiten aus. Die großflächige Ablagerung von oft sehr dichtem Geschiebelehm führt teilweise zur (Hang-)Vergleyung. Auf basenarmen, sandigen Endmoränen oder Terrassenablagerungen ist eine Podsolierung möglich. In Erosionslagen befinden sich Syrosette und Ranker, in Senkenlagen Gleye mit Übergängen zu Mooren (Nieder- und Hochmoore).

Die *Infiltrationskapazität* ist auf allen Böden hoch und übersteigt allgemein die auftretenden Niederschlagsintensitäten. Die *Speicherkapazität* kann lokal insbesondere auf den Hochlagen und Moränengebieten sowie bei mächtigeren Deckschichten auf den Hängen bedeutend sein, da hier eine mehrere Meter mächtige ungesättigte Zone vorkommen kann.

2.5 Landnutzung

75 % der Einzugsgebietsfläche sind bewaldet. In den höheren Lagen überwiegen Fichtenwälder, in tieferen Lagen nimmt der Anteil an Tannen-Buchen-Gesellschaften zu. Insbesondere die schwächer geneigten Hochflächen und die Talböden des Einzugsgebietes sind unbewaldet und werden als (Hoch-)Weiden genutzt (21,9 %). Ackerbauliche Nutzung findet im Bruggagebiet nicht statt. Siedlungsflächen nehmen 3,1 % der Gesamtfläche des Einzugsgebietes in Anspruch. Die Landnutzung hat sich in den letzten Jahren nicht entscheidend geändert.

2.6 Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des dichten dendritischen Entwässerungssystems im Südschwarzwald (MÄCKEL 1992). Das Flußnetz liegt bevorzugt entlang von tektonischen Störungen oder am Kontakt von verschiedenen Gesteinen. Beispielsweise bewegt sich der St. Wilhelmer Talbach zwischen einem großen Amphibolitblock und einem Bereich aus Orthogneis und Diatexit. Ein anderes Beispiel ist die nahezu rechtwinklige Ablenkung nach dem Zusammenfluß von Steinwasenbach und Buselbach nach Norden in das Bruggatal, das wie alle größeren Täler entlang einer Störung liegt.

Die wichtigsten gewässerkundlichen Hauptzahlen von Dreisam, Brugga und St. Wilhelmer Talbach lassen einen Vergleich von Brugga mit einem wichtigen Teileinzugsgebiet (St. Wilhelmer Talbach) sowie mit dem Gesamtgebiet (Dreisam) zu. Innerhalb des Dreisamgebietes gilt die Brugga wiederum als wichtiges Teileinzugsgebiet.

Tab. 2.1 Gewässerkundliche Hauptzahlen von Dreisam (1941 - 1995), Brugga (1934 - 1979) und St. Wilhelmer Talbach (1958 - 1979)

	Dreisam 258 km ²	Brugga 39,9 km ²	St. Wilhelmer Talbach 15,2 km ²
HHQ [m ³ s ⁻¹]	233 (22.12.1991)	51,0 (23.11.1944)	10,2 (27.08.1969)
MHQ [m ³ s ⁻¹]	64,4	17,64	5,91
MQ [m ³ s ⁻¹]	5,63	1,56	0,62
MNQ [m ³ s ⁻¹]	0,532	0,36	0,12
NNQ [m ³ s ⁻¹]	0,017 (03.12.1964)	0,1 (03.09.1964)	0,02 (18.07.1959)
MHq [l s ⁻¹ km ⁻²]	250	442	390
Mq [l s ⁻¹ km ⁻²]	21,9	39,1	41,3
MNq [l s ⁻¹ km ⁻²]	2,07	9,03	7,92

Die Differenzen zwischen MQ und MHQ weisen in allen drei Einzugsgebieten auf die geringe Speicherkapazität des Gesteins und auf den Einfluß schneller Abflußkomponenten hin. Dies ist eine typische Charakteristik für Einzugsgebiete, die im kristallinen Grundgebirge liegen. Deutliche Unterschiede zwischen Dreisam und Brugga (einschl. St. Wilhelmer Talbach) werden bei Betrachtung der Abflußspenden ersichtlich. Im Falle der Dreisam sind die Abflußspenden von der wasserwirtschaftlichen Nutzung des Aquifers im Kirchzartener Becken beeinflusst. Aus dem Kirchzartener Becken werden bedeutende Mengen (ca. 11,5 Mio. m³/Jahr) für die Trinkwasserversorgung der Stadt Freiburg entnommen. Zusätzlich ist noch ein Grundwasserabstrom (ca. 14,6 Mio. m³/Jahr) zu beachten, der mit der Pegelmessung an der Dreisam nicht erfaßt werden kann.

Das jährliche *Abflußregime* der Brugga zeigt ein Maximum durch die Schneeschmelze im April und minimale Werte in den Sommermonaten infolge des höheren Wasserbedarfs der Pflanzen, was zu einer höheren Verdunstung führt (Abb. 2.3). Ab September steigen die monatlichen Abflußkoeffizienten wegen der geringer werdenden Verdunstung wieder deutlich an. Das Maximum im Frühjahr ist nicht so deutlich ausgeprägt wie es bei einem typischen nivalem Regime der Fall ist. Die relativ hohen Abflüsse in den Wintermonaten können durch regelmäßige feuchte und relativ warme Luftmassen (meistens durch Wetterlagen vom Typ „zyklonal-west“ hervorgerufen) erklärt werden, bei denen neben der Schneeschmelze auch flüssiger Niederschlag bis in höhere Regionen vorkommen kann. Das führt zum Schmelzen der Schneedecke und Hochwassern im Winter. Für die so verursachten Hochwasserereignisse wurde auch der Begriff „Weihnachtshochwasser“ geprägt, da diese Wetterlagen häufig in der Zeit von Mitte Dezember bis Anfang Januar vorkommen. Die Regime sind komplexe Regime ersten Grades und können dem nivo-pluvialen Typ zugeordnet werden.

Beim Vergleich der drei Gebiete fällt auf, daß das Abflußverhalten der Dreisam ausgeglichener ist als das der Brugga und des St. Wilhelmer Talbaches. Dies ist auf die größeren Speicherräume im Dreisamgebiet zurückzuführen wie z.B. den bedeutenden Porenaquifer im Kirchzartener Becken. Ein vergleichbarer Speicher fehlt im Bruggagebiet. Das durch die Schneeschmelze bedingte Maximum ist in den kleineren, höher gelegenen Gebieten (Brugga und St. Wilhelmer Talbach) etwas deutlicher ausgeprägt.

Ein Vergleich der mittleren monatlichen Hochwasserabflüsse (MHQ) mit den mittleren monatlichen Niedrigwasserabflüssen (MNQ) zeigt (Abb. 2.4), daß die Regime jeweils relativ ausgeglichen sind (analog zum Regime der mittleren Abflüsse; vgl. Abb. 2.3). Die MNQ-Werte geben das Regime der MQ-Werte wieder, mit einem Maximum im Frühjahr und den niedrigsten Werten im Sommer und frühen Herbst. Diese Werte werden durch die Schneeschmelze sowie den erhöhten Wasserbedarf der Pflanzen und der Verdunstung im Sommer bestimmt. Das MHQ-Regime zeigt während des gesamten Winterhalbjahres hohe Werte. Es kann so unter Einbeziehung der Kenntnisse über die Witterung geschlossen werden, daß die Hochwasser im Winter nicht nur durch die Schneeschmelze im Frühjahr hervorgerufen werden, sondern daß häufiger Niederschlagsereignisse in Verbindung mit Schneeschmelze auftreten (siehe oben). Die niedrigen Werte des MHQ im Sommer zeigen, daß die durch häufige konvektive Niederschläge hervorgerufenen Hochwasser kurze Ereignisse sind und keine großen Abflußvolumina haben.

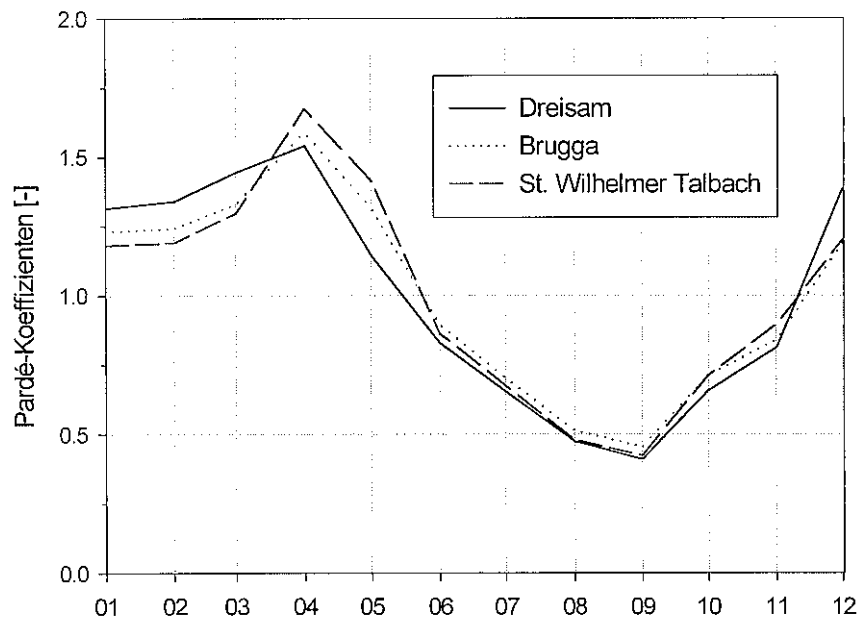


Abb. 2.3 Abflußregime der Brugga im Vergleich zu Dreisam und St. Wilhelmer Talbach (Datengrundlage 1975 - 1992)

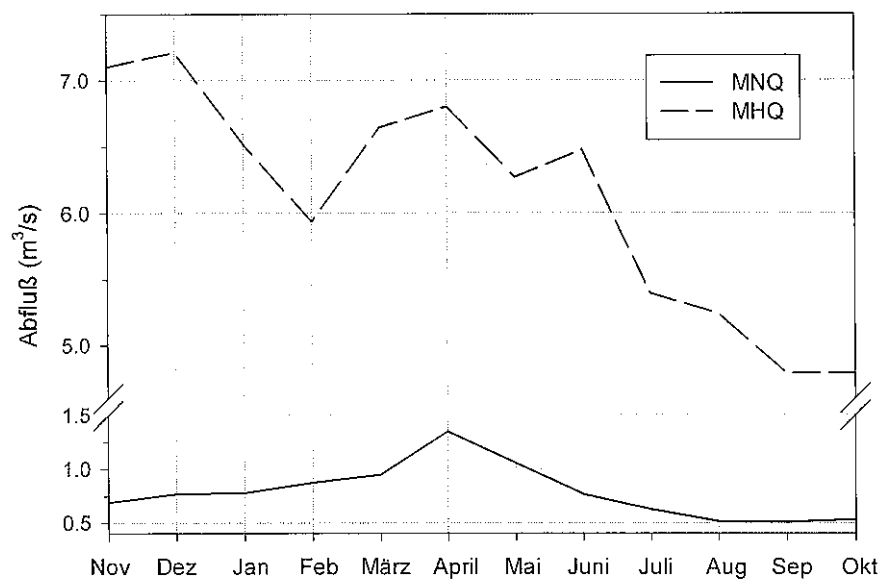


Abb. 2.4 Jahreszeitliche Verteilung von MHQ und MNQ der Brugga, Pegel Oberried (Datengrundlage 1934 - 1993)

Die Talformen des Untersuchungsgebietes reichen von typischen fluvial geprägten Kerbtälern (Brugga, Steinwasenbach) bis hin zu einem glazial geformten Trogtal (St. Wilhelm Tal). Auf den kuppigen Hochlagen an den Bachoberläufen herrschen muldenförmige Täler vor. Die Flußdicke ist mit über 2 km/km^2 hoch (FORSCHUNGSGRUPPE FLIEßGEWÄSSER 1994). Alle Bäche fließen selbst im Unterlauf auf sehr gering mächtigen Sohlaufrschüttungen oder direkt auf dem kristallinen Grundgebirge. Eine Ausnahme stellen hier Gebiete mit Moränen dar, wo sich die Bäche auf etwas mächtigeren Ablagerungen bewegen. Große, kantige Blöcke und Gefällsstufen verleihen dem Gewässer eine hohe Rauigkeit und sehr variable Fließgeschwindigkeiten mit kaskadenartigen Strecken und tiefen Gumpen. Die Bachläufe sind häufig leicht gekrümmt angelegt, mit gut ausgebildeten Prall- und Gleithängen.

Alle Bäche im Untersuchungsgebiet sind relativ naturnah und von größeren flußbaulichen Maßnahmen verschont geblieben. Rezente Einflußnahmen des Menschen sind Hochwasserschutzverbauungen in den Ortslagen von Oberried und St. Wilhelm, ein Laufwasserkraftwerk im Bruggatal sowie ein Wasserkraftwerk mit einem kleinen Speicher bei Hofgrund. Zusätzlich sind einige Quellen gefaßt und werden zur lokalen Wasserversorgung genutzt. Erwähnenswert sind noch die Pflegearbeiten entlang der Bäche, ohne die es zu Stauungen durch Verkrautung, umgefallene Bäume etc. käme.

3 Theoretische Betrachtungen

3.1 Einzugsgebietsmodellierung und Definitionen

In der Hydrologie gibt es für einige Begriffe keine allgemein einheitlich verwendete Terminologie. Aus diesem Grund werden zu Beginn dieses Kapitels einige grundlegende Definitionen vorangestellt, die dem Leser das Verständnis der folgenden Kapitel erleichtern sollen. Bei der Definition der Begriffe wurde überwiegend auf die Arbeiten von DYCK & PESCHKE (1995), SINGH (1995), MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) und REFSGAARD & STORM (1996) zurückgegriffen.

Ein *hydrologisches Modell* ist eine vereinfachte Repräsentation eines komplexen natürlichen Systems. Ein *natürliches System* ist eine gegenüber seiner Umwelt abgegrenzte Gesamtheit von Elementen, die einen Input von Stoff oder Energie und einen Output (ebenfalls Stoff und Energie) in eine Zeitbeziehung setzt. In einem *hydrologischen System*, welches ein Teil eines natürlichen Systems ist, finden verschiedene hydrologische Prozesse statt. Bei einem *mathematischen Modell* wird das hydrologische Modell in mathematische Ausdrücke und logische Verknüpfungen gefaßt, um das natürliche System zu simulieren. Dabei wird unter einer *Simulation (Modellierung)* eine zeitlich variable Beschreibung des natürlichen Systems mit Hilfe von Berechnungen mit einem mathematischen Modell verstanden.

Ein *Modul (Routine)* ist ein Teil eines umfassenderen hydrologischen Modells; beispielsweise kann eine Schneeschmelzroutine ein Teil eines komplexeren Modells sein, das den gesamten Wasserhaushalt beschreibt. Ein *Parameter* ist eine Größe in den Gleichungen eines mathematischen Modells. Er behält während einer Simulation seinen Wert oder wird gezielt in einzelnen Teilen der Simulationsperioden verändert. Der Wert eines Parameters kann bei der Eichung des Modells bestimmt (vgl. Modellkalibrierung), von Zusatzinformationen abgeleitet oder direkt gemessen werden. Eine *Variable* ist eine Größe, die räumlich und zeitlich variabel ist, beispielsweise der Modellinput (z.B. meteorologische Meßwerte), der Modelloutput (z.B. Gesamtabfluß, einzelne Abflußkomponenten etc.) oder die Zustandsgröße eines Modellspeichers (z.B. Füllungsgrad eines Bodenspeichers).

Bei einem *deterministischen Modell* erzeugt ein bestimmter Modellinput immer den gleichen Modelloutput, wenn das Modell unter den gleichen Bedingungen verwendet wurde. In einem *stochastischen Modell* hat mindestens eine Komponente einen zufälligen Charakter, d.h. entweder die Eingangsfunktion ist eine Zufallsfunktion oder die Parameter sind Zufallsvariablen. Demnach können die gleichen Modellinputdaten einen unterschiedlichen Modelloutput erzeugen, obwohl das Modell unter den gleichen Bedingungen verwendet wurde.

In einem *flächenkonzentrierten Modell* (lumped model) wird das gesamte zu modellierende natürliche System (z.B. ein Einzugsgebiet) als eine Einheit ohne räumliche Differenzierung betrachtet. In einem *flächendetaillierten Modell* (distributed model) sind räumliche Variationen in allen Parameter und Modellvariablen möglich. Die Modellierung der Systemflüsse (z.B. Wasserflüsse) wird über Nachbarschaftsbeziehungen definiert. Dazwi-

schen stehen *semi-distribuierte Modelle* (semi-distributed model), bei denen die Variation von Parametern oder Variablen nur für größere Teilflächen möglich ist (z.B. Höhenzonen, homogene Teilflächen) oder durch Verteilungsfunktionen beschrieben wird (z.B. Topindex-Verteilung bei TOPMODEL). Die Modellierung der Systemflüsse erfolgt nicht mehr flächendetailliert.

In einem *Black-Box Modell* (empirisches Modell) wird das natürliche System simuliert, ohne die physikalischen Prozesse des Systems im einzelnen zu beachten. Ein solches Modell basiert auf der Analyse von Zeitreihen des Inputs und Outputs. Im Gegensatz dazu beschreibt ein *physikalisch basiertes Modell* das natürliche System unter Beachtung des Massen- und Energiehaushaltes. Alle integrierten Gleichungen haben eine direkte physikalische Bedeutung, und die Modellparameter können durch unabhängige Messungen bestimmt werden. In der Hydrologie nennt man solche Modelle auch „white box models“. Zwischen diesen beiden Modellansätzen liegen *konzeptionelle Modelle*, die die physikalischen Prozesse vereinfacht beschreiben (grey box models) und ein gewisses Maß an Empirie enthalten. Hierfür werden häufig Speicher- und Translationsanalogien zur Beschreibung der komplexen natürlichen Prozesse verwendet, die aufgrund von Naturbeobachtungen abgeleitet werden. Die mathematischen Beschreibungen sind häufig halb-empirisch, aber physikalisch interpretierbar. Die einzelnen Parameter können häufig nicht über unabhängige Messungen bestimmt werden, sondern werden im allgemeinen kalibriert. Größenordnung der Parameter können jedoch häufig über Zusatzinformationen abgeleitet werden.

Bei der *Modellkalibrierung* werden die Werte der Parameter des Modells variiert, um eine möglichst gute Übereinstimmung der simulierten Größe (z.B. Abfluß in einem Einzugsgebiet) mit der gemessenen Größe zu erhalten. Teilweise wird diese Prozedur auch als *Modelloptimierung* bezeichnet. Die Modellkalibrierung kann manuell mit dem Trial-and-error-Verfahren durchgeführt werden. Es existieren auch automatische Optimierungsroutinen (z.B. SOOROSHIAN & GUPTA 1995). Von einer *Modellverifikation* kann gesprochen werden, wenn gezeigt wird, daß das mathematische Modell (bzw. der Computercode) eine korrekte Beschreibung des zu modellierenden Systems innerhalb bestimmter Anwendungsgrenzen darstellt. Bei der *Modellvalidierung* wird überprüft, ob das Modell die Prozesse des Systems richtig simuliert. Im Idealfall kann bei der Validierung gezeigt werden, daß die Vorhersagen eines kalibrierten Modells für eine unabhängigen Periode perfekt mit den Messungen in dieser Periode übereinstimmen.

Der Begriff *Abflußbildung* wird für alle Prozesse verwendet, die stattfinden, nachdem das Niederschlagswasser zum ersten Mal die Bodenoberfläche berührt hat und bevor das Wasser in einem Gerinne abfließt. Für die Prozesse im Gerinne wird der Begriff *Abflußkonzentration* gebraucht. Demnach gehören die Prozesse im Boden (Infiltration und Speicherung im Boden) und die lateralen Fließprozesse am Hang zur Abflußbildung.

3.2 Ansätze zur Beschreibung der Abflußbildung

3.2.1 Abflußbildung in verschiedenen Skalen

Abflußbildung findet in verschiedenen *Raumskalen* statt (Abb. 3.1; vgl. BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995, BLÖSCHL 1996, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997a,c). Die Definition der Skalen wurde von BECKER (1992) übernommen, wobei die hydrologische Mikroskala für Gebiete kleiner 10^{-1} km^2 , die hydrologische Mesoskala von 10^{-1} bis 10^3 km^2 und die hydrologische Makroskala für Gebiete größer 10^3 km^2 gilt. Eine umfassende Diskussion der Skalen in der Hydrologie ist in BLÖSCHL (1996) gegeben. Für die vorliegende Arbeit ist insbesondere die Abflußbildung auf Teilflächen von Interesse (*Raumskala 2*), sie gehören vorwiegend zur hydrologischen Mikroskala. Die dort vorherrschenden Prozesse werden im folgenden näher erläutert; zusammenfassende Prozeßbeschreibungen finden sich u.a. in BISHOP (1991), BONELL (1993, 1998), BUTTLE (1994, 1998), UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997a,c) und BECKER ET AL. (1999). Bei der Prozeßbeschreibung werden die Prozesse, die schnellen unterirdischen Abfluß erzeugen, ausführlich dargestellt, da sie für die Interpretation der Tracerergebnisse von Bedeutung sind. In anderen Arbeiten werden die dabei entstehenden Abflußkomponenten häufig als Zwischenabfluß (Interflow, hypodermischer Abfluß oder Subsurface storm flow) zusammengefaßt. Es sei darauf hingewiesen, daß die Prozesse zwar unabhängig von einander beschrieben werden, in der Realität aber stark verwoben sind bzw. ineinander übergehen können. Die große räumliche und zeitliche Variabilität der Prozesse werden u.a. von FREEZE (1974), DUNNE ET AL. 1975, PEARCE ET AL. (1986), GENEREUX ET AL. (1993), SCHERRER (1996), PESCHKE ET AL. (1998a) und BONELL (1998) thematisiert.

Für die Beschreibung der Prozesse in der *Raumskala 1* wird nur auf folgende Literatur verwiesen: BEVEN & GERMANN (1982), GERMANN (1986), PESCHKE & RICHTER (1988), GERKE & VAN GENUCHTEN (1993) und BRONSTERT (1994). Der Abflußbildung in der *Raumskala 3* widmen sich u.a. HEWLETT & HIBBERT (1967), FREEZE (1974), PEARCE ET AL. (1986), TANAKA ET AL. (1988), ANDERSON & BURT (1990), HERRMANN (1992), BONELL (1993, 1998), PETERS ET AL. (1995) und BUTTLE (1994, 1998).

3.2.2 Klassischer Landoberflächenabfluß nach Horton

Mit Infiltrationsuntersuchungen konnte HORTON (1933) eine exponentielle Abnahme der Infiltration mit der Zeit nachweisen. Übertrifft die Niederschlagsintensität die jeweilige Infiltrationsrate, fließt das restliche Wasser (Infiltrationsüberschuß) lateral auf der Erdoberfläche ab. Die Relevanz dieses Abflußprozesses für die Hochwasserbildung wurde oft überschätzt. Insbesondere in bewaldeten Gebieten ist er aufgrund der ausgeprägten Mikrotopographie und Makroporen ein eher seltenes Phänomen (BONELL 1993, PEARCE ET AL. 1986, TANAKA ET AL. 1988, LEANEY ET AL. 1993). Eine Ausnahme bilden tropische und aride Gebiete. In den gemäßigten Breiten ist Landoberflächenabfluß nach Horton nur unter bestimmten Voraussetzungen von größerer Bedeutung, z.B. bei (teil-)versiegelten Flächen, bei Böden mit sehr niedriger Infiltrationskapazität, bei anthropogen verdichtetem oder gefrorenen Böden. Bei gefrorenen Böden muß jedoch unterschieden werden, ob es

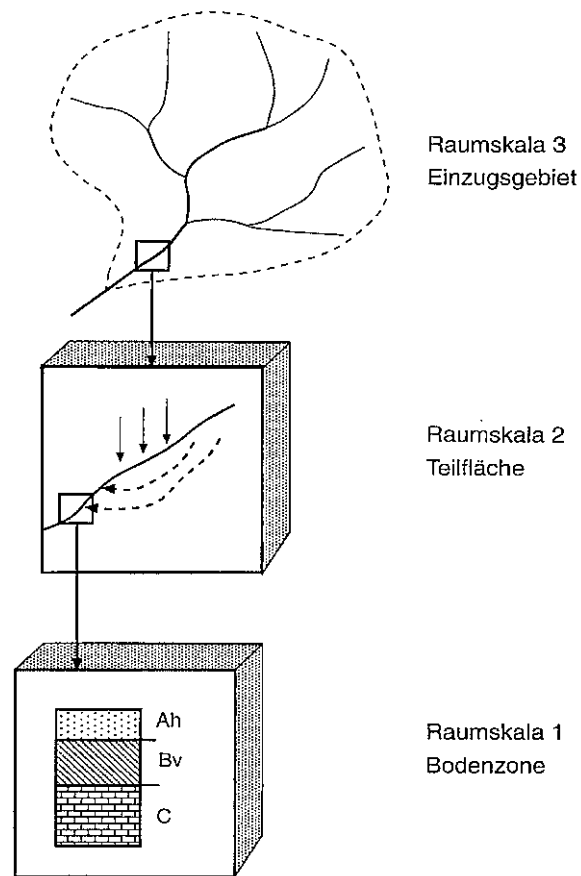


Abb. 3.1 Abflussbildung in drei verschiedenen Raumskalen (aus UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997a)

sich um aggregierten Bodenrost handelt, bei dem die Sickerung entlang von Makroporen sehr gut möglich ist, oder um flächig ausgebildete Eislinsen, die die Infiltration herabsetzen (ZUIDEMA 1985).

3.2.3 Sättigungsflächenabfluß

Bei Sättigungsflächenabfluß handelt es sich um Landoberflächenabfluß auf gesättigten bzw. aufgesättigten Böden. Auf Sättigungsflächen kommt häufig zusätzlich Wasser zum Abfluß, das bereits einmal infiltriert war und als „Return Flow“ wieder an die Erdoberfläche tritt. Im strengen Sinne besteht Sättigungsflächenabfluß jedoch aus Niederschlag, der direkt auf gesättigte Flächen fällt (ESHLEMAN ET AL. 1993, BUTTLE 1994, KIRNBAUER ET AL. 1996). Hierzu kann auch der Niederschlag, der direkt auf das Gewässernetz fällt, gezählt werden. Beim Fließen auf der Erdoberfläche kommt es zur Vermischung von Niederschlagswasser (Ereigniswasser bzw. „neues Wasser“, das zu Beginn des Ereignisses noch nicht im Einzugsgebiet gespeichert war) und Vorereigniswasser („altes Wasser“), das oberflächennah gespeichert wurde (z.B. im Muldenspeicher). Der Return Flow hat ebenfalls zwei mögliche Komponenten: Wasser, das schon vor dem Niederschlagsereignis

im Boden war (altes Bodenwasser) und Wasser, das nach der Infiltration nur für eine kurze Strecke unterirdisch abfloß (neues Bodenwasser). Dieses Wasser wird dabei oft in Makroporen abgeführt (MOSLEY 1982, TANAKA ET AL. 1988).

Es ist noch anzumerken, daß der Anteil des Niederschlags, der von Sättigungsflächen abfließt, von Niederschlagscharakteristik, Vorfeuchte und Mikrotopographie abhängen kann (DUNNE ET AL. 1975, KIRNBAUER & STEIDL 1995, KIRNBAUER ET AL. 1996, KIRNBAUER & HAAS 1998). Die räumliche Ausdehnung der Sättigungsflächen ist gebietsspezifisch. HEWLETT & HIBBERT (1967) gründen ihr Konzept der variabel zum Abfluß beitragenden Flächen („variable source area concept“) u.a. auf der räumlichen Variabilität der Sättigungsflächen während eines Hochwasserereignisses. Es wurde davon ausgegangen, daß die Variabilität der Flächen durch schwankende Grundwasserstände hervorgerufen wird. Diese Variabilität wurde in verschiedenen Gebieten beobachtet (z.B. DUNNE ET AL. 1975, TANAKA ET AL. 1988, AMBROISE ET AL. 1996, DYCK & PESCHKE 1995), in dem in dieser Arbeit untersuchten Bruggaeinzugsgebiet konnte allerdings keine große räumliche Variabilität nachgewiesen werden (GÜNTNER ET AL. 1997, 1999b).

3.2.4 Groundwater Ridging

Neben Sättigungsflächenabfluß ist als zweiter Prozeß, der vorwiegend in den stärker entwickelten Talauen stattfindet, Groundwater Ridging zu nennen. Hier handelt es sich um ein Ausdrücken von Grundwasser, das in einem vorfluternahen Talaquifer gespeichert ist (Abb. 3.2). Das Entstehen von „Grundwasserbergen“ (Groundwater Ridges) wird begünstigt durch die Infiltration in Gebieten, deren Kapillarsaum bis nahe an die Erdoberflächen reicht. Durch einen bedeutenden Kapillarsaum in feinkörnigen Böden kann ein schneller und starker Grundwasseranstieg bewirkt werden, der durch die Umwandlung von Bodenwasser (ungesättigt) in Grundwasser entsteht (z.B. SKLASH & FARVOLDEN 1979, BLOWES & GILHAM 1988, BUTTLE & SAMI 1992, JAYATILAKA & GILHAM 1996, McDONNELL & BUTTLE 1998). Bei sandigen Substraten hingegen bildet sich kein so bedeutender Kapillarsaum aus, weshalb Groundwater Ridging hier nicht so ausgeprägt ist (ESHLEMAN ET AL. 1993). Besonders effektiv wird dieser Mechanismus, wenn der Grundwasseranstieg in sehr flußnahen Bereichen stattfindet, da sich dadurch ein steilerer Gradient zum Vorfluter ausbildet. Ausgeprägte Grundwasserberge sind, wie auch größere Sättigungsflächen, bei Schneeschmelzereignissen beobachtet worden. Insbesondere bei länger andauernden Schmelzereignissen kann dieser Effekt wirksam werden, im Gegensatz zu Starkregenereignissen, bei denen Grundwasserberge nicht so schnell entstehen können (BLOWES & GILHAM 1988, BUTTLE & SAMI 1992, BUTTLE 1994). Die Bedeutung dieses Prozesses ist vor allem auf größere Talaquifere beschränkt. In steileren, tiefer eingeschnittenen Oberläufen ist eine größere Relevanz nicht vorstellbar (BONELL 1993, WELS ET AL. 1991). In diesen Einzugsgebieten ist eine bedeutende Freisetzung von älterem Wasser bei einzelnen Hochwassern höchstens teilweise durch Groundwater Ridging zu erklären (TANAKA 1988, McDONNELL 1990), weitere Ausdruckmechanismen müssen hier demnach von Bedeutung sein.

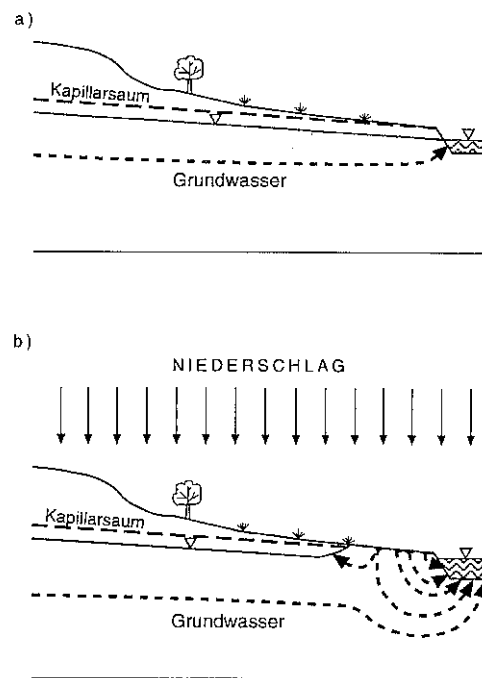


Abb. 3.2 Abflußbildung durch Groundwater Ridging (aus UHLENBROOK & LEIB-UNDGUT 1997a)

a) Hydrologische Situation vor dem Ereignis

b) Entstehen eines „Grundwasserberges“ während des Ereignisses

3.2.5 Piston-Flow Effekt

Durch infiltrierendes Wasser an vorfluterfernen Standorten (z.B. an Oberhängen) kann vorfluternahes Grundwasser herausgedrückt werden (Abb. 3.3). Dieser Mechanismus wurde ebenfalls häufig verwendet, um den bedeutenden Anteil von Vorereigniswasser bei Ganglinienseparationen mit natürlichen Tracern zu erklären (z.B. SKLASH & FARVOLDEN 1979, SKLASH ET AL. 1986, RODHE 1987, DEWALLE ET AL. 1988, BERGMANN ET AL. 1996). Piston-Flow wird oftmals durch eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe begünstigt. Dadurch kann es bei Starkniederschlägen zur Ausbildung von hangparallelen gesättigten Zonen kommen (BUTTLE 1994, 1998). Dieser Abflußbildungsprozeß wird von mächtigen Hangaquiferen (je größer die Mächtigkeit, desto bedeutender der Grundwassertransport) und konvexen Hängen begünstigt (ZUIDEMA 1985). ESHLEMAN ET AL. (1993) betont zusätzlich die besondere Bedeutung dieses Prozesses für kleine Einzugsgebiete. Dort ist die Mächtigkeit der ungesättigten Zone oft noch gering, was schnell zu einer lokalen Erhöhung des Grundwasserspiegels führen kann.

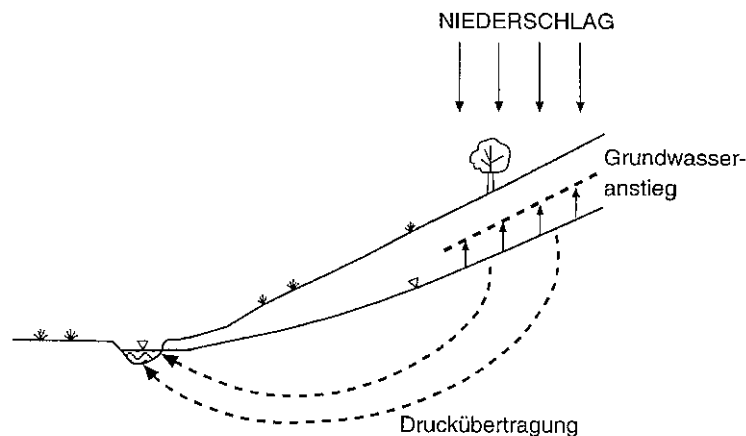


Abb. 3.3 Abflußbildung über den Piston-Flow Effekt (aus UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997a)

3.2.6 Makroporenabfluß

In Makroporen ist ein sehr schneller Wassertransport im Boden möglich (z.B. BEVEN & GERMANN 1982). Sind diese Poren auch noch über größere Distanzen horizontal vernetzt, kann eindringendes Niederschlagswasser so direkt zur Abflußbildung beitragen (Abb. 3.4) (u.a. MOSLEY 1982, TANAKA ET AL. 1988, WELS ET AL. 1991, PETERS ET AL. 1995, MIKOVARI ET AL. 1995, JONES 1997). Es wurde eine um so schnellere und stärkere Reaktion auf einen Niederschlagsinput beobachtet, je geringmächtiger die Böden waren (PETERS ET AL. 1995). Verschiedene Arbeitsgruppen haben mit Hilfe von Markierungsversuchen den Wasser- und Stofftransport von Böden mit Makroporen untersucht (z.B. MOSLEY 1982, MIKOVARI ET AL. 1995, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997b, WEILER ET AL. 1998, 1999). Es konnten teilweise Geschwindigkeiten im cm/s-Bereich bestimmt werden, was einer Fließbewegung an der Erdoberfläche gleichzusetzen ist. Das Fließverhalten ist episodisch. Die Vernetztheit von Makroporen über mehrere Meter konnte ebenfalls nachgewiesen werden. Dies führte zu der Vermutung, daß Ereigniswasser über die Makroporen stark zur Hochwasserbildung beiträgt. Isotopenuntersuchungen dagegen erbrachten die Erkenntnis, daß Vorereigniswasser den Abfluß bei Einzelereignissen dominiert. Das zeigt, daß bei den Untersuchungen an Versuchsplots der Ereigniswasseranteil überschätzt wurde. Es ist der weitere Konzentrationsprozeß des Abflusses vernachlässigt worden (PEARCE ET AL. 1986, McDONNELL 1990, LEANEY ET AL. 1993). Beim Makroporenfluß kommt es in der Regel zu einer Vermischung von wenig neuem mit wesentlich mehr altem Wasser im Hang. Sehr häufig bilden sich vorübergehend gesättigte Zonen im Boden aus (aufgesetzte Grundwasserkörper), in denen sich die verschieden alten Wässer vermischen (McDONNELL 1990, PETERS ET AL. 1995). In den aufgesetzten Grundwasserkörpern finden auch Ausdruckmechanismen statt (Piston-Flow Effekt). Diese Zonen entstehen bevorzugt auf dem Boden-Gestein-Interface oder auf pedogen gebildeten Horizonten. Im Oberboden kann die Horizontgrenze zwischen dem organischen Auflagehorizont und dem Mineralboden von Be-

deutung sein. Bei landwirtschaftlich genutzten Böden kann durch die Pflugsohle eine Schichtung im Boden bedingt sein (BRONSTERT ET AL. 1995).

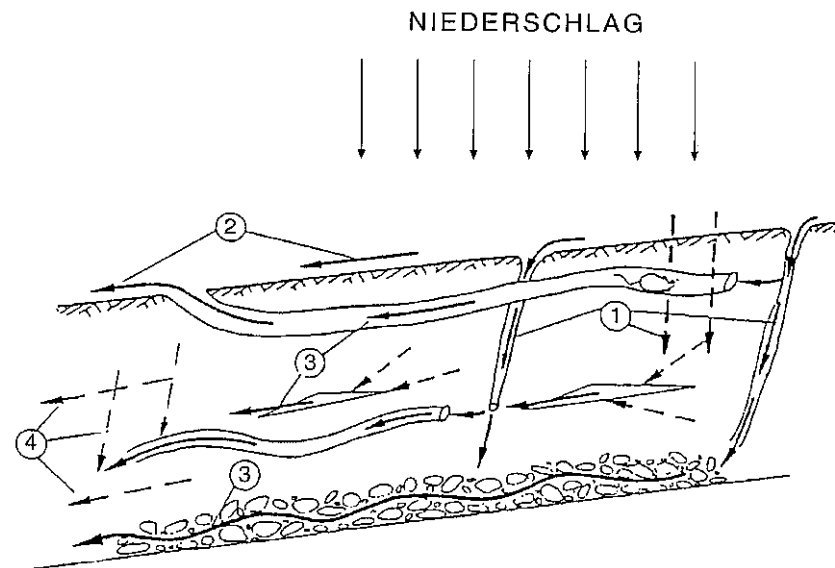


Abb. 3.4 Abflußbildung durch Makroporenabfluß (aus ZUIDEMA 1985, verändert)

- 1 Infiltration in Mikro- und Makroporen
- 2 Oberflächenabfluß und Return Flow
- 3 lateraler Makroporenabfluß
- 4 lateraler Matrixfluß

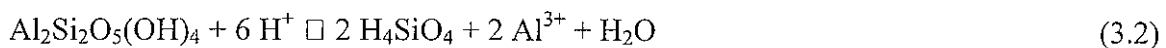
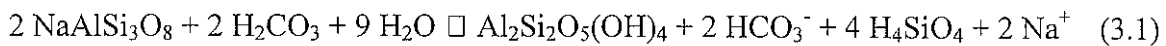
3.3 Verwendete Tracer

3.3.1 Gelöste Kieselsäure (Silikat)

Silikat ist ein *geogener Tracer*, d.h. die spezifische Tracerkonzentration einer Abflußkomponente entsteht im jeweiligen Herkunftsraum durch Verwitterung der Gesteinsmatrix. Die besondere Eignung des Tracers zur herkunftsraumorientierten Abflußkomponententrennung ergibt sich daher, daß die Silikatkonzentrationen verglichen mit allen Hauptbestandteilen des Wassers am wenigsten variabel sind (KENNEDY 1971, HAINES & LLOYD 1985). Aus diesem Grund wurde Silikat in vielen Studien zur Abflußkomponententrennung verwendet, z.B. HOOPER & SHOEMAKER (1986), MAULÉ & STEIN (1990), WELS ET AL. (1991), FINLEY & DREVER 1992, LAUDON & SLAYMAKER (1997) oder LINDENLAUB (1998).

In wässriger Lösung liegt gelöstes Silikat in Form von *Ortho-Kieselsäure* H_4SiO_4 vor, polymere Formen kommen erst bei Konzentrationen über 100 mg/l vor (HAINES & LLOYD 1985). Die Säuredissoziationskonstante (pKs) hat einen Wert von 9-10, Kieselsäure gilt demnach als schwache Säure. Die Oxide von Silizium (Quarz und Opal) sind wegen der Gitterbindungskräfte sehr verwitterungsbeständig und demnach keine bedeutenden Kieselsäurelieferanten. Weniger verwitterungsbeständig sind beispielsweise die Mineralien Olivin, Pyroxen, Amphibol und Biotit, wobei die Silikatverwitterung bei hohen Temperaturen und niedrigen pH-Werten am intensivsten ist. Sie hängt weiterhin von der Anzahl der Gesteinsoberflächen, der Kontaktzeit des Wassers und der Zusammensetzung der wässrigen Lösung ab (HAINES & LLOYD 1985).

Im Bruggagebiet kann der Plagioklasanteil bei Orthogneis bis zu 50 % betragen (GLA 1967). Als Beispiel für die *Silikatverwitterung* wird die Lösung von Albit (Natrium-Feldspat) aufgeführt:



Reaktion 3.1 ist irreversibel, während Reaktion 3.2 in beiden Richtungen ablaufen kann. Der Protonenlieferant ist in diesem Beispiel Kohlensäure, die vom gelösten atmosphärischen CO_2 stammen kann. Es ist aber jede andere im Boden vorkommende Säure denkbar (HEM 1985). Unter natürlichen Verhältnissen wird das Hydrolysegleichgewicht nicht erreicht, da zum einen die Verwitterungsprodukte ständig abgeführt werden. Zum anderen entstehen schwer lösliche Hydrolyseprodukte (z.B. Tonminerale und Oxide) und in huminstoffreichen Böden bilden sich gut bis schwer lösliche organische Komplexverbindungen von Eisen und Aluminium.

Da unter anderem die Kontaktzeit zwischen dem Wasser und dem Gestein die Silikatkonzentration bestimmt, sind die höchsten Konzentrationen in tiefen Grundwasserkörpern zu erwarten, in denen das Wasser längere Zeit verweilt und viele Bruchstellen von silikatischen Mineralien vorhanden sind (WOLOCK & HORNBARGER 1989, PETERS ET AL. 1998). Demnach können Silikatkonzentrationen auch als Indikator für die Beschaffenheit der Aquifermatrix und der Aufenthaltszeit des Wasser verwendet werden (HAINES & LLOYD 1985). Zur Frage, wie stark Wasser aus oberflächennahen Schichten mit Silikat angereichert ist, gibt es widersprüchliche Aussagen. Manche Autoren gehen davon aus, daß es bei Wasser, das nach kurzer Kontaktzeit mit dem Boden auf der Oberfläche abfließt, keine meßbaren Silikatkonzentrationen gibt (HOOPER & SHOEMAKER 1986, MAULÉ & STEIN 1990). Auf der anderen Seite berichtet KENNEDY (1971) von Silikatlösungen nach sehr kurzen Kontaktzeiten von wenigen Stunden. HAINES & LLOYD (1985) schreiben ebenfalls, daß es bedeutende Silikatanreicherungen des Wassers bei der Versickerung zum Grundwasser gibt. GENEUREUX & HOOPER (1998) und TURNER & BARNES (1998) gehen ebenfalls von einer Zunahme der Silikatkonzentrationen bei der Abflußbildung von Direktabfluß aus. WELS ET AL. (1991) beschreibt sogar eine rasche Gleichgewichtseinstellung (konstante Silikatkonzentrationen) nach ein bis zwei Tagen. Dies widerspricht Laborversuchen zum Lösungsverhalten von Feldspäten in Abhängigkeit von der Kontaktzeit, die in MATT-

HES (1990) beschrieben werden. Es konnte ein zügiger Anstieg der Silikatkonzentrationen nach 48 Stunden nachgewiesen werden, jedoch wurde dann eine deutlich langsamere Lösungskinetik festgestellt (Verdoppelung der Konzentration erst nach ungefähr 25 Tagen). Die Einstellung von konstanten Gleichgewichtskonzentrationen wurde bei einer Versuchszeit von 30 Tagen nicht erreicht.

Als mögliche Senke für gelöste Kieselsäure kann noch die Aufnahme durch Kieselalgen genannt werden. Für wenig produktive Gewässer kann dieser Prozeß allerdings vernachlässigt werden (HOOPER & SHOEMAKER 1986).

3.3.2 Das stabile Sauerstoffisotop ^{18}O

Das stabile Sauerstoffisotop ^{18}O gehört zu den am besten untersuchten und am häufigsten verwendeten Isotopen in der Hydrologie. Es ist Bestandteil des Wassermoleküls und weist ein mittleres Verhältnis von 1 : 500 zum isotopisch leichteren ^{16}O auf. ^{18}O ist ein *verweilenorientierter Tracer*, d.h. bei Abflußkomponententrennung kann zwischen Ereignis- und Vorereigniswasser unterschieden werden. Ereigniswasser ist dabei Wasser, das erst mit dem Niederschlags- oder Schneeschmelzereignis im Einzugsgebiet auftritt bzw. abflußwirksam wird. Zusätzlich kann mit Hilfe von ^{18}O die Verweilzeitenverteilung des Wassers in verschiedenen Systemen bestimmt werden. Für die Entschlüsselung der Abflußbildungsprozesse in einem Einzugsgebiet ist insbesondere der Vergleich von Ganglinien-separationen mit herkunftsraumorientierten Tracern (z.B. Silikat) von Interesse. Es gibt bei Isotopen im Gegensatz zu dem geogenen Tracer Silikat eine wesentlich stärkere zeitliche Variabilität der Tracerkonzentration in den jeweiligen Abflußkomponenten. Im hydrologischen System verhält sich ^{18}O als Bestandteil des Wassermoleküls konservativ, d.h. es unterliegt keiner zusätzlichen chemischen oder physikalischen Retardation beim Fließen in einem Hydrosystem. Die unterschiedliche Molmasse von ^{18}O im Vergleich zu ^{16}O verursachen temperaturabhängige *Fraktionierungserscheinungen* bei Phasenübergängen (Rayleigh fractionation). Diese sind durch die unterschiedlichen Dampfdrücke von H_2^{16}O und H_2^{18}O zu erklären. Sie führen zur Anreicherung der schwereren Isotope in der Phase niedrigerer Energie. Umfassende Beschreibung der physikalischen Grundlagen finden sich in MOSER & RAUERT (1980), FRITZ & FONTES (1986) und KENDALL & McDONNELL (1998). Die Isotopenfraktionierung bewirkt einen räumlich und zeitlich variablen Isotopengehalt im Niederschlag (DANSGAARD 1964), der sich durch die folgenden Effekte beschreiben läßt:

- *Breiten- und Saisoneffekt*

Durch die Temperaturabhängigkeit der Fraktionierung beim Verdunstungsprozeß erhalten die Wolken weniger schwere Isotope, wenn die Oberflächentemperaturen niedrig sind. Deshalb sind in niedrigeren Breiten und in der wärmeren Jahreszeit die Niederschläge isotopisch schwerer als in höheren Breiten und in kälteren Jahreszeiten.

- *Kontinentaleffekt*

Bei der Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre (Wolkenbildung) treten schwere Isotope bevorzugt in die flüssige bzw. feste Phase über. Dies führt dazu, daß ent-

lang der Zugrichtung von Frontensystemen zuerst der isotopisch schwerere Niederschlag fällt und dann eine Tendenz zu isotopisch immer leichteren Niederschlägen feststellbar ist.

- *Mengeneffekt*

Die bevorzugte Kondensation von isotopisch schwereren Wassers bei der Wolkenbildung, führt zu einer zunehmenden Abreicherung der schweren Isotopen im Niederschlag während eines Niederschlagsereignisses. Hinzu kommt, daß zu Beginn eines Ereignisses bzw. bei kurzen Ereignissen, die Verdunstung der Niederschlagstropfen größer ist. Damit ist ein isotopisch gesehen „Leichterwerden“ des Niederschlags mit zunehmender Niederschlagsmenge verbunden. Kleine Niederschlagsereignisse sind demnach unter sonst gleichen Voraussetzungen isotopisch schwerer als große Niederschlagsereignisse.

- *Höheneffekt*

Das orographisch bedingte Aufsteigen der Luftmassen führt zunächst zum Ausregnen der schwerer Isotope. Zusätzlich kommt es beim Fallen des Niederschlag zur Verdunstung des Wassers und damit zu einer stärkeren Anreicherung von schwereren Isotopen in tieferen (wärmeren) Regionen.

Im Gegensatz zum Kontinental- und Breiteneffekt sind der Höhen-, Saison- und Mengeneffekt auch bei Untersuchungen in der hydrologischen Mikro- und Mesoskala von Bedeutung. Sind stark unterschiedliche Luftmassen bei der Niederschlagsbildung von Bedeutung kann der Mengeneffekt auch unterbrochen werden, d.h. es kann während eines Ereignisses wieder zu isotopisch schwereren Niederschlag kommen (intra storm variability). Ausführliche Darstellungen der beschriebenen Effekte und Beispiele für die Anwendung von ^{18}O in Prozeßstudien von Hydrosystemen finden sich in KENDALL & McDONNELL (1998).

3.4 Auswertung von Tracermessungen

3.4.1 Abflußkomponententrennung mit natürlichen Tracern

Abflußkomponententrennungen (Ganglinienseparationen) basieren auf der Massenerhaltung und der Kontinuität der Massenflüsse in einem System. Theoretisch können n Abflußkomponenten mit $n-1$ untersuchten Tracern quantifiziert werden. Dafür wird ein System von linearen Mischungsgleichungen gelöst. Die theoretischen Grundlagen dieses Ansatzes werden in der Literatur hergeleitet und diskutiert (z.B. SKLASH & FARVOLDEN 1979, BUTTLE 1994), hier wird beispielhaft die Zwei-Komponententrennung dargestellt. Es gilt:

$$Q_{ges} = Q_{dir} + Q_{indir} \quad (3.3)$$

$$C_{ges} Q_{ges} = C_{dir} Q_{dir} + C_{indir} Q_{indir} \quad (3.4)$$

Mit den Variablen Q_{ges} für den Gesamtabfluß sowie Q_{dir} und Q_{indir} für die beiden Abflußkomponenten mit den Variablen für die jeweiligen Tracerkonzentrationen C_{ges} , C_{dir} und C_{indir} . Zur Berechnung des Anteils der direkten Abflußkomponente wird Gleichung 3.4 verwendet, wobei die Tracerkonzentrationen der einzelnen Komponenten bekannt sein müssen. Der Anteil des indirekten Abflusses ergibt sich bei Kenntnis des Gesamtabflusses nach Gleichung 3.3 als Restglied.

$$Q_{dir}/Q_{ges} = (C_{ges} - C_{indir}) / (C_{dir} - C_{indir}) \quad (3.5)$$

Die Anwendung dieses Gleichungssystems unterliegt folgenden Voraussetzungen:

- (1) Die Tracerkonzentrationen der beiden Abflußkomponenten unterscheiden sich signifikant voneinander.
- (2) Es gibt keine zusätzlichen Komponenten (z.B. Bodenwasser) bzw. die isotopische Zusammensetzung dieser Komponente entspricht der des Vorereigniswassers (z.B. Grundwasser).
- (3) Es gibt keine räumlichen und zeitlichen Variationen der Tracerkonzentrationen bzw. jegliche Variationen können entsprechend berücksichtigt werden. Damit ist verbunden, daß die Tracer sich konservativ verhalten, d.h. sie sind chemisch inert, unterliegen keiner Retardation und es gibt keine unbekannten Quellen und Senken im System.
- (4) Der Beitrag des Oberflächenspeichers (Interzeptionsspeicher, Muldenspeicher etc.) während des Hochwassers ist vernachlässigbar.

Bei der Verwendung von Umweltisotopen als Tracer - wie beispielsweise ^{18}O - kann eine verweilzeitenorientierte Abflußkomponentenseparation durchgeführt werden. Dabei wird der Gesamtabfluß in die beiden Komponenten Ereigniswasser und Vorereigniswasser separiert. Die Konzentration des Vorereigniswassers wird festgelegt als die Konzentration im Gesamtabfluß kurz vor dem Ereignis. Zu diesem Zeitpunkt ist der Anteil von Ereigniswasser gleich null (HOOPER & SHOEMAKER 1986, MAULE & STEIN 1990). Die Tracerkonzentration des Ereigniswassers wird im Niederschlag bzw. im Schneeschmelzwasser bestimmt.

Die Bestimmung des *Isotopengehalts im Niederschlag* ist durch den Mengeneffekt (Kap. 3.3.2) erschwert. PIONKE & DEWALLE (1992) wiesen bei einer Untersuchung in Pennsylvania, USA, einen maximalen Mengeneffekt für ^{18}O von 6 ‰/h nach, wobei die größten Änderungen bei den höchsten Niederschlagsintensitäten beobachtet wurden. Bei der Abflußkomponententrennung wird durch Verwendung einer Mischprobe für das gesamte Ereignis („bulk mean“) die Ereigniswasserkomponente häufig überschätzt (MCDONNELL ET AL. 1991). Es wird bei der Separation zu einem Zeitpunkt bevor das Niederschlagsereignis beendet ist Niederschlag berücksichtigt, der noch gar nicht gefallen ist. Deshalb schlagen MCDONNELL ET AL. (1990) eine alternative Bestimmungsmethode für die Isotopengehalt im Niederschlag vor, in der zum jeweiligen Zeitpunkt nur der Niederschlag berücksichtigt wird, der bereits gefallen ist (*incremental mean*). Die zeitlich variable Kon-

zentration des Niederschlags ($C_{dir,j}$) bzw. Ereigniswassers für jeden Zeitpunkt $j \leq n$, für den eine Separation berechnet wird, ergibt sich aus:

$$C_{dir,j} = \sum P_i \delta^8 O_i / \sum P_i \quad \text{wobei } i = 1, \dots, j \text{ und } j = 1, \dots, n \quad (3.6)$$

Mit:	$C_{dir,j}$	=	Isotopengehalt von Niederschlag bzw. Direktabfluß zum Zeitpunkt j [‰]
	P_i	=	Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt i [mm]
	$\delta^8 O_i$	=	Isotopengehalt im Niederschlag zum Zeitpunkt i [‰]

Die Werte von $C_{dir,j}$ konvergieren gegen das Gesamtmittel (*bulk mean*). Dieser Ansatz setzt allerdings eine zeitlich hoch aufgelöste Beprobung des Niederschlags voraus, was nicht in allen durchgeführten Untersuchungen möglich war. Es wird nur Niederschlag berücksichtigt, der bis zum jeweiligen Zeitpunkt j gefallen ist. Allerdings wird vorausgesetzt, daß sich der bis dahin gefallene Niederschlag komplett gemischt hat und momentan zum Abfluß kommt, wovon insbesondere in größeren Einzugsgebieten nicht auszugehen ist. Da sich die englischen Begriffe für die beiden Mittelwerte des ^{18}O -Gehalts Incremental Mean und Bulk Mean im Niederschlag auch in der deutschen Literatur eingebürgert haben, werden sie im folgenden Text auch in dieser Form verwendet.

Bei der Verwendung von *hydrochemischen Tracern* wie beispielsweise gelöstem Silikat kann eine herkunftsraumorientierte Abflußkomponentenseparation durchgeführt werden, da die Tracerkonzentration durch den jeweiligen Fließweg bzw. Herkunftsraum bestimmt wird. Die Ergebnisse sind von einer verweilzeitenorientierten Abflußkomponentenseparation deutlich zu trennen (vgl. WELS ET AL. 1991, TURNER & BARNES 1998). Für die Konzentration der direkten Abflußkomponente wird die gemessene Konzentration des Niederschlags- oder Schneeschmelzwassers verwendet, nachdem sie durch den Abflußbildungsprozeß möglicherweise verändert wurde. Diese Komponente entstammt den Oberflächenspeichern (Landoberflächenabfluß, Sättigungsflächenabfluß) oder den oberflächennahen Bereichen (schneller Returnflow, lateraler Makroporenabfluß; vgl. Kap. 3.2) und es können Konzentrationsänderungen bei der Abflußbildung vorkommen. Wird für den Direktabfluß die Konzentration des Niederschlagwassers verwendet, führt das zu anderen Ergebnissen. Die Konzentration der indirekten Abflußkomponente wird im Abfluß kurz vor dem Ereignis bestimmt (HOOPER & SHOEMAKER 1986, HINTON ET AL. 1994). Bei dieser Komponente handelt es sich um eine unterirdisch gebildete Komponente aus verschiedenen Speicherräumen (Bodenzone und verschiedene Grundwasserspeicher).

3.4.2 Untersuchung von Fließsystemen mit Umweltisotopen

Die Auswertung der Tracerzeitreihen von ^{18}O und ^3H wurde mit mathematischen Fließmodellen durchgeführt. Es handelt sich dabei um sogenannte *Lumped parameter models*, denen verschiedene Hypothesen zur Verteilung der Tracerverweilzeiten in einem betrachteten System unterliegen. Sie gelten für konstante Fließverhältnisse im untersuchten System. Es wird mit einem bekannten Modellinput die optimale Verteilungsfunktion der

Verweilzeiten über Kalibrierung an gemessene Outputkonzentrationen bestimmt. Die Modellauswahl für die Verteilungsfunktion der Verweilzeiten trifft der Modellierer, so daß die jeweiligen Modellvoraussetzungen möglichst gut mit den Gegebenheiten des zu modellierenden System übereinstimmen. Diese Vorgehensweise wird in der Tracerhydrologie als die Lösung des inversen Problems bezeichnet. Bei den Lumped parameter models handelt es sich um relativ einfache ein- und zweiparameterige Modelle. Im folgenden werden die mathematischen Grundlagen und die jeweiligen Verteilungsfunktionen der Verweilzeiten des Tracers beschrieben; ausführlichere Erläuterungen finden sich in MALOSZEWSKI & ZUBER (1982), Zuber (1986a,b) und MALOSZEWSKI & ZUBER (1996). Einen guten Überblick über verschiedene konzeptionelle Modelle zur Auswertung von Umweltisotopendaten gibt auch YURTSEVER (1995).

Für einen idealen Tracer (für die Definition eines idealen Tracers siehe Maloszewski & ZUBER (1996)) kann in einem ständig fließenden Grundwassersystem die Outputkonzentration über die Inputkonzentration mit Hilfe des Faltungsintegral beschrieben werden:

$$C(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t-t')g(t')\exp(-\lambda t')dt' \quad (3.7)$$

Mit	$C(t)$	=	Konzentration des Tracers im Output [z.B. ‰]
	C_{in}	=	Konzentration des Tracers im Input [z.B. ‰]
	t	=	Zeitvariable [s]
	t'	=	Verweilzeit des Tracers im System [s]
	$g(t')$	=	Wichtungsfunktion, Verteilungsfunktion der Verweilzeiten im System [-]
	λ	=	radioaktiver Zerfall [s^{-1}]

Piston-Flow Modell (PFM)

Beim Piston-Flow Modell wird davon ausgegangen, daß es in dem modellierten System keine verschiedenen Fließwege mit unterschiedlichen Verweilzeiten gibt. Die hydrodynamische Dispersion und die molekulare Diffusion werden vernachlässigt.

$$C(t) = C_{in}(t-t_0) \exp(-\lambda t_0) \quad (3.8)$$

Mit	t_0	=	mittlere Verweilzeit des Tracers im System [s]
-----	-------	---	--

Die Konzentration eines Tracers, der zum Zeitpunkt $t-t_0$ in das System kommt, verläßt das System zum Zeitpunkt t mit der jeweiligen Konzentration, vermindert durch den radioaktiven Zerfall der Zeit t_0 . Die mittlere Verweilzeit des Tracers entspricht der des Wasser und ist der einzige Parameter des PFM.

Exponential Modell (EM)

Beim Exponential Modell wird eine exponentielle Verteilung der Verweilzeiten im System unterstellt, wobei Verweilzeiten zwischen Null und Unendlich vorkommen. Die Verteilung der Verweilzeiten im System wird gegeben durch:

$$g(t') = t_0^{-1} \exp(-t'/t_0) \quad (3.9)$$

Die mittlere Verweilzeit des Tracers entspricht der des Wassers und ist der einzige Parameter des EM. Das Modell basiert auf der Vorstellung, daß es keinen Austausch des Tracers zwischen den einzelnen Fließwegen gibt. Erst bei der Untersuchung des Systems am Systemausgang (z.B. durch die Beprobung einer Quelle) kommt es zu einer Mischung der verschiedenen Fließwege. Die Verteilungsfunktion $g(t')$ des EM entspricht der Übertragungsfunktion des Einzellinearspeichers, der häufig in der Wasserhaushaltsmodellierung verwendet wird (MEHLHORN 1998).

Linear Modell (LM)

Beim Linear Modell wird angenommen, daß die Verteilung der Verweilzeiten im System konstant ist, d.h. auf allen Fließwegen herrscht die gleiche Geschwindigkeit, aber die Fließzeit hängt linear von der Fließweglänge ab. Wie beim EM wird davon ausgegangen, daß es keinen Traceraustausch zwischen den Fließwegen gibt. Am Systemausgang wird eine Mischung der verschiedenen Fließwege untersucht. Die Verteilung der Verweilzeiten im System wird gegeben durch:

$$g(t') = 1/2t_0 \quad \text{wenn } t' \leq 2t_0 \quad (3.10)$$

$$g(t') = 0 \quad \text{wenn } t' > 2t_0 \quad (3.11)$$

Die mittlere Verweilzeit des Tracers entspricht der des Wassers und ist der einzige Parameter des LM.

Exponential-Piston-Flow Modell (EPM)

Da einparameterige Modelle komplexe natürliche Systeme nicht adäquat beschreiben, wurden zweiparameterige Modelle eingeführt (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Beim EPM wird davon ausgegangen, daß das System mit zwei hintereinander geschalteten Teilsystemen beschrieben werden kann, wobei ein System eine exponentielle Verteilung der Verweilzeiten hat (vgl. EM) und das andere mit dem PFM approximiert wird. Die Verteilung der Verweilzeiten im Gesamtsystem wird gegeben durch:

$$g(t') = (\eta/t_0) \exp(-\eta t'/t_0 + \eta - 1) \quad \text{wenn } t' \geq t_0 (1 - \eta^{-1}) \quad (3.12)$$

$$g(t') = 0 \quad \text{wenn } t' < t_0 (1 - \eta^{-1}) \quad (3.13)$$

$$\eta = (V_{EM} + V_{PFM}) / (V_{EM}) \quad (3.14)$$

Mit V_{EM} = Anteil des mit dem EM modellierten Volumens am Gesamtvolumen [-]

V_{PFM} = Anteil des mit dem PFM modellierten Volumens am Gesamtvolumen [-]

Das Modell hat die zwei Parameter η und t_0 , wobei bei einem Wert von $\eta = 1$ das EPM dem EM entspricht. Ein Vergleich der Verteilungen der Verweilzeiten des EM und EPM ist in Abb. 3.5 dargestellt.

Erfahrungen von MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) mit dem EPM zeigen, daß gute Anpassungen mit η -Werten von wenig mehr als 1 erreicht wurden. Dies entspricht Systemen, die von einer exponentiellen Verweilzeitenverteilung dominiert sind und kleineres Reservoir gemäß dem PFM haben. In anderen Fällen ist das Dispersionsmodell (DM) adäquater.

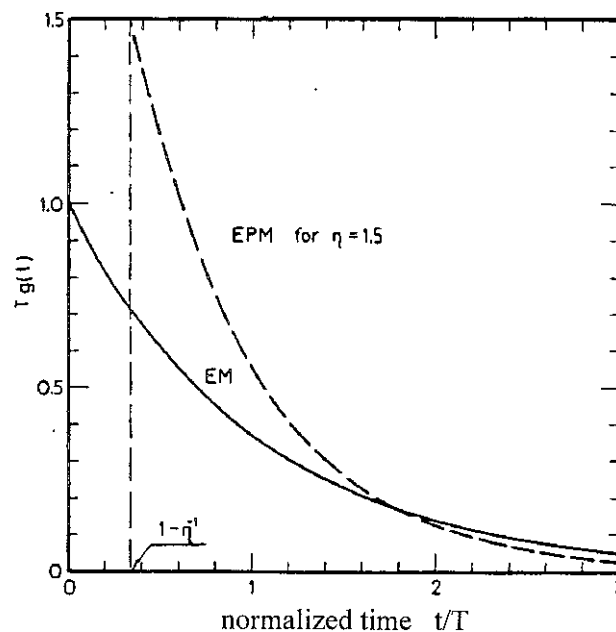


Abb. 3.5 Verteilungsfunktion der Verweilzeiten des EM und EPM für den Fall $\eta = 1,5$ (aus ZUBER 1986a)

Linear-Piston-Flow Modell (LPM)

Analog zum EPM ist das Linear-Piston-Flow Modell eine Kombination aus dem PFM und dem LM. Es ist ebenfalls ein zweiparameteriges Modell, η ist analog zum EPM definiert. Die Verteilung der Verweilzeiten im System wird gegeben durch:

$$g(t') = \eta/(2t_0) \quad \text{wenn } t_0 - t_0/\eta \leq t' < t_0 + t_0/\eta \quad (3.15)$$

$$g(t') = 0 \quad \text{für alle anderen } t' \quad (3.16)$$

Dispersionsmodell (DM)

Gegenüber den bisher dargestellten Modellen erfaßt das Dispersionsmodell den Mischungsprozeß, der durch das heterogene Fließgeschwindigkeitsfeld eines Systems hervorgerufen wird. Der Parameter des Dispersionskoeffizienten D wird verwendet, um die Heterogenität des Systems zu beschreiben. Die Verteilungsfunktion der Verweilzeiten im System ist durch die von MALOSZEWSKI & ZUBER (1982) beschriebene eindimensionale Lösung der Dispersionsgleichung gegeben.

$$g(t') = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/vx)(t'^3/t_0)}} \exp\left[-\frac{(1-t'/t_0)^2}{4(D/vx)(t'/t_0)}\right] \quad (3.17)$$

Mit	D	= Dispersionskoeffizient [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]
	v	= mittlere Fließgeschwindigkeit des Tracers [m s^{-1}]
	x	= mittlere Fließweglänge [m]

Der Kehrwert des Dispersionsparameters $PD = (D/vx)$ [-] entspricht der ebenfalls gebräuchlichen Pecletzahl Pe [-]. Das DM hat zwei Parameter: PD und t_0 . In Abb. 3.6 ist ein Vergleich der Verteilungsfunktionen der Verweilzeiten des DM und EM dargestellt. Es wird die wesentlich höhere Flexibilität des zweiparameterigen DM deutlich.

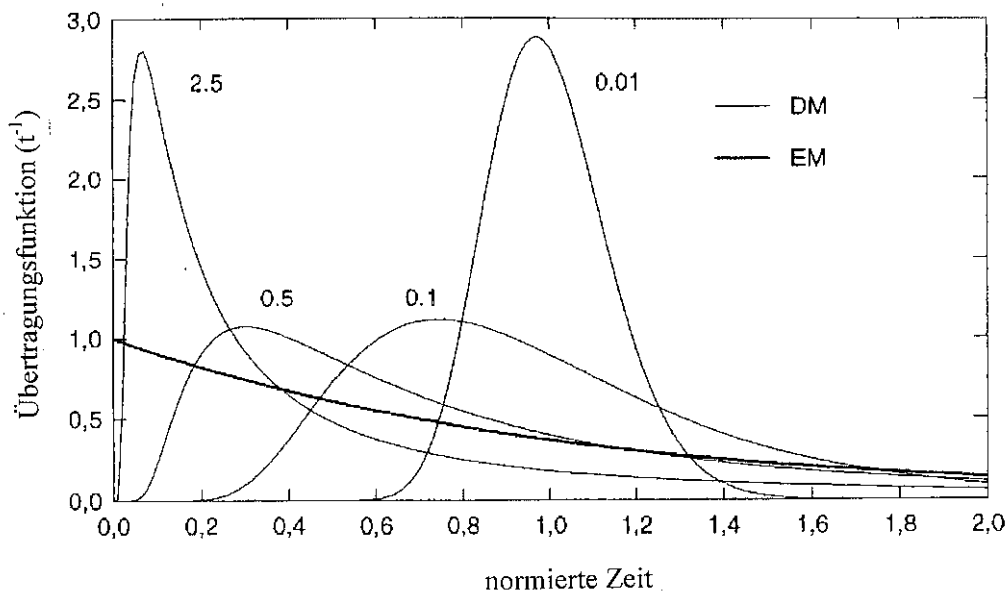


Abb. 3.6 Vergleich der Verteilungsfunktionen der Verweilzeiten des EM und DM für verschiedene PD -Werte (aus MEHLHORN 1998; nach ZUBER 1986)

Anwendung der mathematischen Fließmodelle

Bei allen beschriebenen Modellen handelt es sich um Black-Box Modelle. Sie können jedoch für stark abstrahierte und idealisierte Fließsysteme dargestellt werden (Abb. 3.7). Häufig sind die Datenreihen zu kurz, um das richtige Modell nur mit Hilfe von Kalibrierung eindeutig zu bestimmen. Deshalb werden meistens verschiedene Modelle getestet und das Modell mit den besten Ergebnisse verwendet. Die Wahl eines Modellansatzes muß unbedingt mit der geologischen Situation des Systems im Einklang sein. Eine ausführlichere Diskussion der Anwendbarkeit der Modellansätze findet sich in MALOSZEWSKI & ZUBER (1996).

Zur Beurteilung der *Güte der Modellanpassungen* dient folgendes Gütemaß, das von MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) als σ bezeichnet wird:

$$\sigma = \left[\sum_{i=1}^n (cm_i - c_i)^2 \right]^{0,5} / n \quad (3.18)$$

Mit	cm_i	=	gemessene Tracerkonzentration zum Zeitpunkt i [z.B. ‰]
	c_i	=	berechnete Tracerkonzentration zum Zeitpunkt i [z.B. ‰]
	n	=	Anzahl der Messungen [-]

Zur adäquaten Modellierung mancher hydrologischer Systeme ist es notwendig, zwei verschiedene Systemkomponenten zu unterscheiden, wobei eine Komponente einen konstanten Tracergehalt hat (z.B. beim Vorkommen einer sehr alten Komponente). Damit werden zwei zusätzliche Parameter eingeführt: Zum einen der Parameter β , der den Anteil der zweiten Komponente am gesamten Wasserfluß bestimmt; zum anderen muß die Konzentration dieser Komponente c_β bestimmt werden.

Zur Auswertung der Isotopenmeßreihen wurde das Programmpaket FLOW (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996) verwendet, in das die beschriebenen Modelle integriert sind.

3.5 Analytische Methoden

Elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Temperatur

Während der Probenahme wurden bei den untersuchten Quellen und Fließgewässern die elektrische Leitfähigkeit mit dem Feldgerät LF-325 (Firma WTW) gemessen. Die Meßgenauigkeit liegt im Bereich $\pm 0,5 \%$ (± 1 Standardabweichung laut Hersteller). Der pH-Wert wurde mit dem Feldgerät pH-325 (ebenfalls von WTW) gemessen (mittlerer Fehler: $\pm 0,01$ pH-Einheiten). Beide Meßgeräte zeigen zusätzlich die Wassertemperatur an (mittlerer Fehler: $\pm 0,1$ °C).

Am Gebietsauslaß wurden die drei Parameter kontinuierlich mit einer Multisonde (Firma Somet) erfaßt, in die zusätzlich eine Drucksonde zur Wasserstandsaufzeichnung integriert

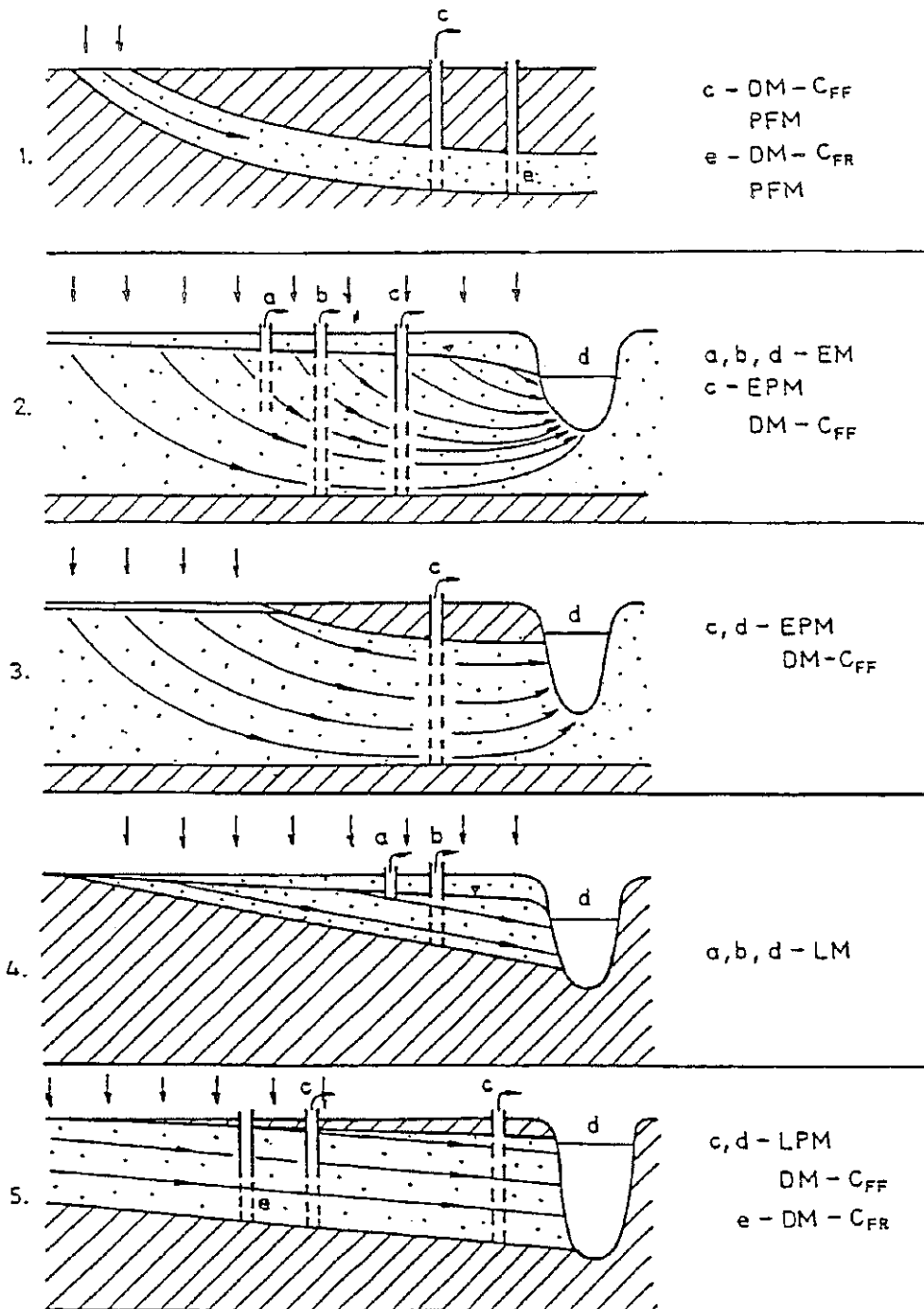


Abb. 3.7 Idealisierte Fließsysteme und verschiedene Probeentnahmemöglichkeiten (a – e) sowie die jeweils zu verwendenden Modellansätze, auf den C_{FF} - und C_{FR} -Modus wird hier nicht eingegangen (aus MALOSZEWSKI & ZUBER 1996)

ist. Die Temperaturmessungen verliefen einwandfrei. Auf der Leitfähigkeitssonde bildeten sich teilweise Beläge, so daß mehrere Meßlücken entstanden. Die pH-Sonde maß für eine Zeit von wenigen Monaten einwandfrei, danach hatte sich der Elektrolyt in der Elektrode verbraucht und mußte ersetzt werden. Somit entstanden auch hier mehrere Datenlücken. Die Meßfehler der Gerät, die in die Multisonde integriert sind, liegen laut Hersteller in der gleichen Größenordnung wie die der Handgeräte.

Anionen und Kationen

Für ausgewählte Proben einzelner Ereignisse wurden die Konzentrationen der wichtigsten Anionen (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) und Kationen (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) bestimmt. Die Messungen wurden mit dem Ionenchromatograph DIONEX DX 500 durchgeführt. Der Meßfehler für die Anionen betrug 1,4 – 3,8 % und für die Kationen 3,3 – 6,5 %; er wurde für eine Meßreihe mit Proben aus dem Untersuchungsgebiet bestimmt (FREY 1999).

Gelöste Kieselsäure (Silikat)

Die Silikatgehalte wurden gemäß den Deutschen Einheitsverfahren (DEV DIN 38405 D21) über eine photometrische Bestimmungsmethode ermittelt (Meßgerät: Milton Roy Spectronic 2001 Plus Photometer). Auf eine Maskierung von Schwermetallionen mit einer KCN-Lösung konnte verzichtet werden. Die Meßgenauigkeit betrug $\pm 0,1 \text{ mg l}^{-1}$.

Sauerstoff-18 (^{18}O)

Die Analytik des stabilen Sauerstoffisotops ^{18}O wurde mit dem Massenspektrometer Delta S Finnigan Mat durchgeführt. Als Maß für den Isotopengehalt in der Probe wird der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert verwendet, der das Isotopenverhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ der Probe relativ zum Standard in Promille angibt. Als Standards dienen der V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) und SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation). Eine ausführliche Beschreibung der Meßmethodik findet sich in MOSER & RAUERT (1980).

$$\delta^{18}\text{O} = (R_x / R_s - 1) 1000 [\text{‰}] \quad (3.19)$$

Mit: R_x = Anteil $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in der Probe [-]
 R_s = Anteil $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ im Standard [-]

Die Meßgenauigkeit des Gerätes lag im Bereich $\pm 0,2 \text{ ‰}$, wobei während einer Periode im Sommer 1998 aufgrund eines Gerätedefekts von einem Fehler von $\pm 0,4 \text{ ‰}$ ausgegangen werden mußte.

Tritium (^3H) und FCKW

Die ^3H -Analysen wurden vom GSF-Institut für Hydrologie, Oberschleißheim, durchgeführt. Die Meßgenauigkeit beträgt 1,5 – 2,6 TU, beträgt 10 – 23 %. Für eine Stichtagsbeurteilung wurden einige Proben auf den Gehalt an Freonen (F-11, F-12, F-113) untersucht. Die Konzentrationen wurden vom Spurenstofflabor Dr. Oster, Wachenheim, bestimmt. Der absolute analytische Meßfehler liegt zwischen 0,05 pmol/l (F-113) und 0,4 pmol/l (F-11), bei den gemessenen Konzentrationen entspricht das einem relativen Fehler von 5-12 %.



Aus dem Einzugsgebiet der Brugga im Südschwarzwald

Abb. 3.8 Blick vom Schauinsland auf den schneebedeckten Feldberggipfel (1493 m NN) und das St. Wilhelmer Tal (Trogtal)

Abb. 3.9 Blick vom Erlenhof (nordöstlich von St. Wilhelm) auf das Katzensteigkar





Abb. 3.10
 Blick vom Katzensteigkar auf
 die Hirschfelsen und eine
 Blockschutthalde unterhalb des
 Toten Manns

Abb. 3.11
 Blick vom Zipfeldobel auf das
 Schanzbachtal unterhalb vom
 Rappeneck



4 Experimentelle Untersuchungen zur Abflußbildung

4.1 Meßnetz und Meßprogramm

Das Ziel der experimentellen Untersuchungen war es, die Abflußbildungsmechanismen und die dabei entstehenden Abflußkomponenten im Bruggaeinzugsgebiet in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität besser zu verstehen. Dafür wurde seit Sommer 1995 ein klassisches hydrologisches und ein tracerhydrologisches Meßprogramm durchgeführt. Im *hydrologischen Meßprogramm* wurden die Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag und Abfluß sowie verschiedene meteorologische Größen aufgezeichnet (Abb. 4.1). Der Abfluß wurde am Gebietsauslaß am amtlichen Pegel Oberried (434 m NN) über Wasserstandsmessungen mit Hilfe einer Drucksonde erfaßt. Um den Gebietsniederschlag zu erhalten, wurden drei eigene Niederschlagsschreiber betrieben. Zusätzlich konnte noch auf die Daten der DWD-Station Feldberg (1480 m NN) und der Station des Umweltbundesamtes auf dem Schauinsland (1218 m NN) zurückgegriffen werden. Die Meteorologische Parameter Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Strahlungshaushalt wurden an der Klimastation in St. Wilhelm gemessen. Die gleichen Größen wurden auch von den beiden amtlichen Klimastationen zu Verfügung gestellt.

Ziel des *tracerhydrologischen Meßprogramm* war es, die tracerhydrologischen Charakteristika der Wasserherkunftsräume zu erfassen. Neben der Niederschlagsmenge ist die Konzentration von ^{18}O im Niederschlag von besonderer Bedeutung. Es wurden neun Niederschlagssammler aufgestellt (Abb. 4.1), die sich für Isotopenuntersuchungen eignen, wobei die Verdunstung aus dem Sammelgefäß minimiert wurde (LINDENLAUB 1998). Eine genauere Beschreibung zu den Niederschlagssammlern findet sich in HERRMANN & RAU (1984). Die Beprobung des Niederschlags wurde im allgemeinen im wöchentlichen Rhythmus vorgenommen. Im Winter konnten aus logistischen Gründen teilweise über mehrere Wochen keine Proben entnommen werden. Während der Intensivmeßkampagnen (Tab. 4.1) wurde die Probenahme meistens auf zwei Mal pro Woche verdichtet. Im Sommer 1998 konnten einzelne Niederschlagsereignisse „1 mm“-weise an der Station St. Wilhelm beprobt werden.

Zur Untersuchung der unterirdischen Herkunftsräume wurden hydrochemische und isotopische Messungen an 15 Quellen durchgeführt (Abb. 4.1). Dieses Meßprogramm baute auf der Arbeit von LINDENLAUB (1998) auf. Für fünf Quellen (Q1, Q2, Q8, Q11 und Q13) konnten Meßreihen von bis zu drei Jahren erhoben werden (Probenahme: alle ein bis zwei Wochen). Die Auswahl dieser Quellen erfolgte aufgrund von Schüttungs-, Temperatur- und hydrochemischem Verhalten sowie aufgrund der Repräsentativität ihres Einzugsgebiets (LINDENLAUB 1998). Auf die Analyse dieser fünf Quellen stützt sich im wesentlichen die Charakterisierung der unterirdischen Wasserherkunftsräume. Um eine detailliertere Prozeßstudie der unterirdischen Abflußkomponenten durchzuführen, wurde für die Quelle Zipfeldobel (Q1, Abb. 4.1) im August 1998 eine kontinuierliche Schüttungsmessung installiert und für wenige Wochen Proben in vier Stunden Abständen entnommen (Tab. 4.1).

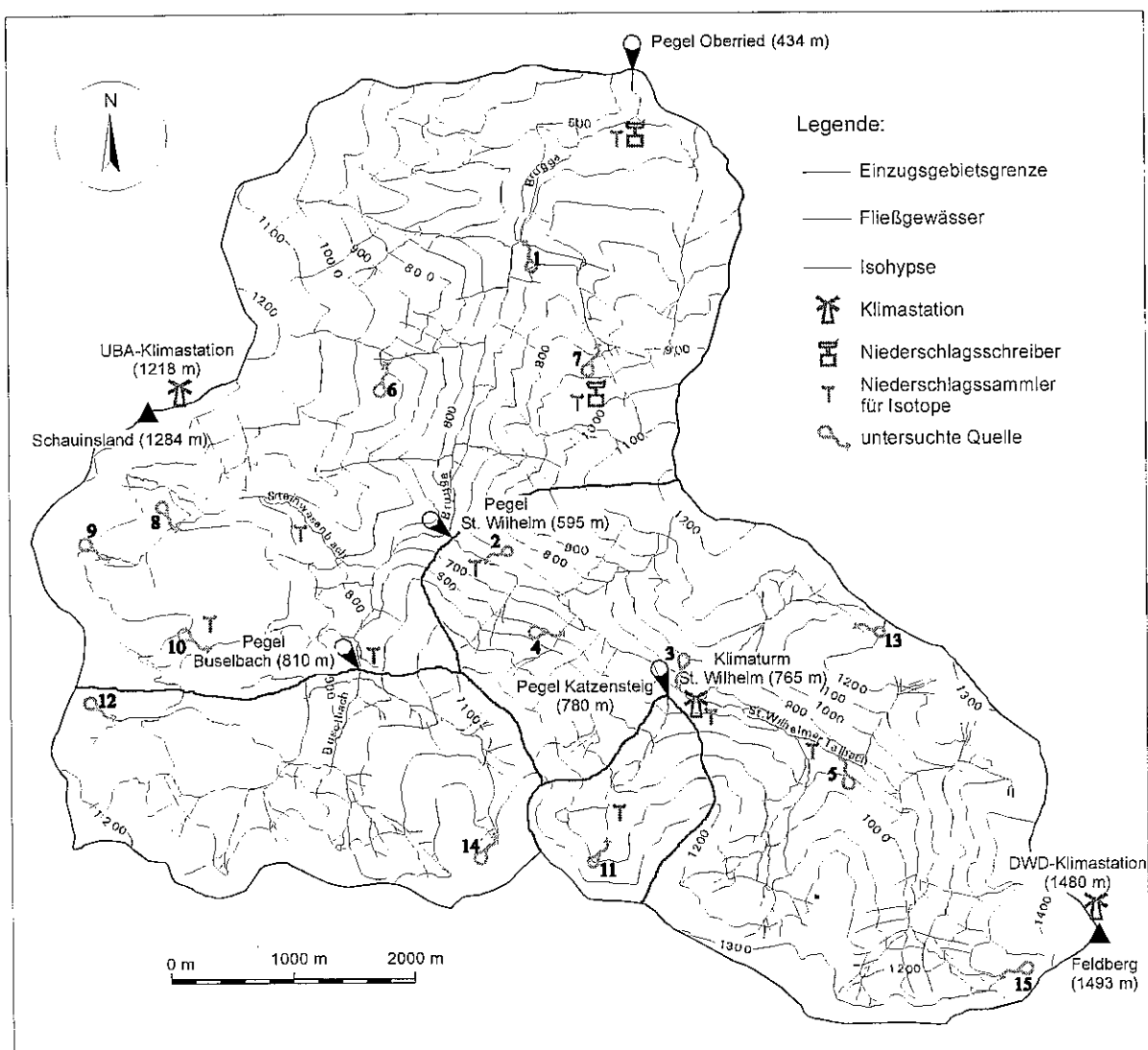


Abb. 4.1 Einzugsgebiet der Brugga mit Teileinzugsgebieten und Meßnetz

Zusätzlich wurden Tracermessungen am Gebietsauslaß (Pegel Oberried) vorgenommen. Dafür wurde die elektrische Leitfähigkeit und Temperatur kontinuierlich aufgezeichnet. Für Perioden von einigen Wochen konnten kontinuierliche Messungen des pH-Wertes vorgenommen werden. Innerhalb des ein- bis zweiwöchentlichen Routinemessprogramms wurden Temperatur, pH-Wert und Leitfähigkeit als Referenzwerte aufgezeichnet sowie eine Wasserprobe entnommen. In der Probe wurde die Konzentration von ^{18}O und Silikat bestimmt. Während der Intensivmeßkampagnen (Tab. 4.1) wurde die Probenahme mit Hilfe von automatischen Probennehmern stark intensiviert. Für ausgewählte Ereignisse im Sommer 1998 wurden zusätzlich die Konzentrationen der wichtigsten Anionen und Kationen bestimmt.

Zur besseren Bestimmung der Verweilzeiten des Wassers wurde eine Stichtagsbeprobung für ^3H an allen aufgeführten Quellen und an verschiedenen Stellen im Bach durchgeführt. Für die fünf länger untersuchten Quellen konnten jeweils zwischen sechs und zwölf Pro-

ben seit 1995 analysiert werden. Zusätzlich wurden die Gehalte der Freone F-11, F-12 und F-113 an einem Stichtag in verschiedenen Quellen, in der Atmosphäre und in Grubenwässern des Schauinslandes bestimmt.

Tab. 4.1 Tracerhydrologisches Meßprogramm im Bruggaeinzugsgebiet

Meßprogramm	Probenahmeintervalle			Zeitdauer
	Niederschlag	Abfluß	Quellen	
Routinemessungen	1-2wöchentlich	1-2wöchentlich	1-2wöchentlich	seit 15.07.95 ¹⁾
Intensiv- meßkampagnen	einmal pro Woche	bis 2 Stunden	einmal pro Woche	05.03.97 bis 02.06.97
	zweimal pro Woche bis „1mm“-weise	2 Stunden bis 30 Minuten	Q1 bis 4 Stunden	23.07.98 bis 07.10.98

¹⁾ Das Isotopenmeßnetz für die Routinemessungen wurde Oktober 1997 auf die Station St. Wilhelm reduziert; die Routinebeprobung der Quellen wurde nur bis März 1998 durchgeführt; die Untersuchung des Abflusses wird bis (mindestens) 1999 fortgeführt.

4.2 Hydrochemische Charakterisierung der Herkunftsräume

Um die Abflußkomponenten im Gesamtabfluß beschreiben und quantifizieren zu können, müssen die hydrochemischen Parameter der einzelnen Abflußkomponenten bekannt sein. Deshalb wird im folgenden die hydrochemische Charakterisierung der Wasserherkunftsräume dargestellt.

4.2.1 Niederschlag – Direktabfluß

Die ^{18}O -Konzentration im Niederschlag unterliegt zeitlichen und räumlichen Schwankungen (Kap. 3.3.2). Deshalb ist die Messung der Zusammensetzung des Niederschlags an mehreren Stationen im Einzugsgebiet, die sich in verschiedenen Höhenlagen befinden, von besonderer Bedeutung (Abb. 4.1). Der mittlere Höhengradient für ^{18}O im Bruggaeinzugsgebiet beträgt 0,218 ‰ pro 100 m (Abb. 4.2) und entspricht damit den Vergleichswerten, die von STICHLER ET AL. (1986) für die Station Stuttgart von 0,20 ‰ pro 100 m und SIEGENTHALER ET AL. (1980) mit 0,26 ‰ pro 100 m für die Alpen ermittelt wurden. Es ist jedoch anzumerken, daß dieser Wert für einzelne Ereignisse von 0,11 bis 0,45 ‰ pro 100 m schwanken kann (gemessen in den Monaten Juli - September 1998).

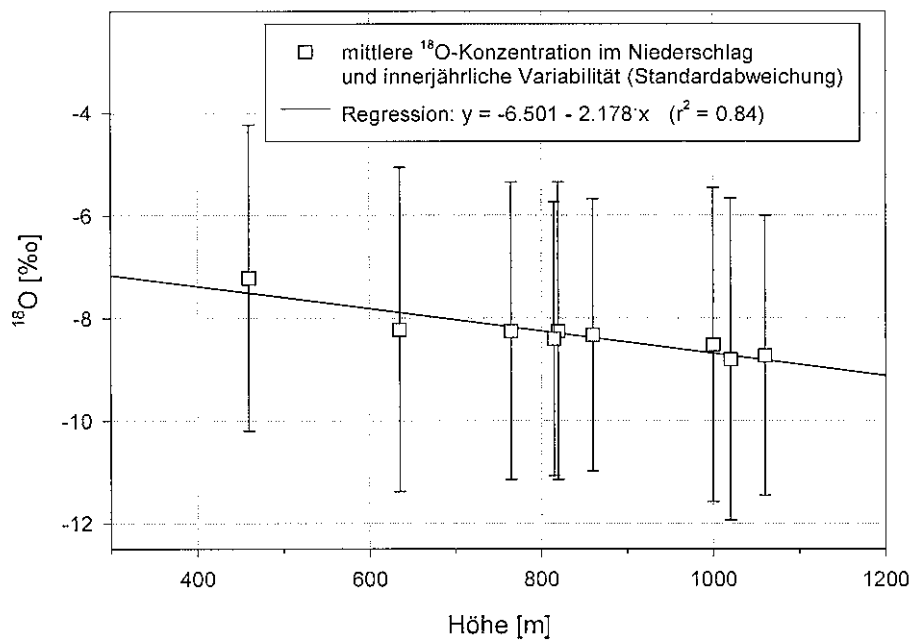


Abb. 4.2 Höhengeneffekt von ^{18}O im Niederschlag des Bruggaeinzugsgebiets
(Meßstationen siehe Abb. 4.1, Meßzeitraum 7.6.1995 - 17.9.1997)

Der Mengeneffekt von ^{18}O konnte exemplarisch für einzelne Niederschlagsereignisse im Sommer 1998 beobachtet werden (Abb. 4.3). Dies war mit Hilfe eines Probennehmers möglich, der hoch aufgelöst („1 mm“-weise) den Niederschlag beprobte. Diese Untersuchung wurde am Klimaturm bei der Ortschaft St. Wilhelm (Abb. 4.1) durchgeführt.

Es zeigt sich, daß es bei konvektiven Niederschlagsereignissen zu bedeutenden Änderungen des Isotopengehalts im Niederschlag (bis zu 10 ‰ während eines Ereignisses) kommen kann (Abb. 4.3). Es gibt jedoch eine Häufung von Meßwerten in einem engeren Bereich. Die größte Abnahme des Gehalts an schweren Isotopen im Niederschlag findet zu Beginn eines Ereignisses statt. Zu Zeiten der höchsten Niederschlagsintensität bleiben die Isotopengehalte relativ konstant, was nicht den Beobachtungen von PIONKE & DEWALLE (1992) entspricht. Die zeitliche Variabilität des Incremental Mean (berechneter Mittelwert des ^{18}O -Gehalts im Niederschlag unter Verwendung nur des bis zum jeweiligen Zeitpunkt gefallenen Niederschlags; Gleichung 3.4) für einzelne Ereignisse wird ebenfalls deutlich (Abb. 4.4).

Die Ausprägung des Mengeneffektes ist ereignisspezifisch und kann demnach nicht verallgemeinert werden. Durch die Verwendung der üblichen Sammelproben wird ein über die Niederschlagsmenge gewichteter Mittelwert erhalten (Bulk Mean). Die Verwendung dieses Mittelwertes für den ^{18}O -Gehalt des Ereigniswassers bei Abflußkomponentenseparation kann insbesondere zu Beginn eines Ereignisses zu Fehlern führen, da dort die Änderungen des ^{18}O -Gehalts am größten sind.

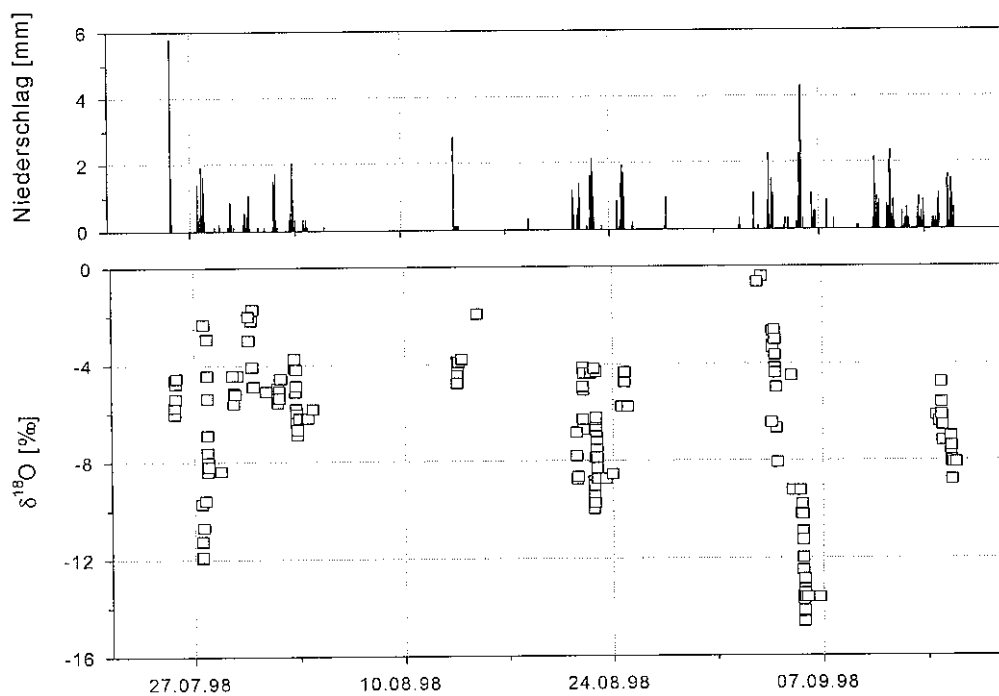


Abb. 4.3 Zeitliche Variabilität des ^{18}O -Gehalts im Niederschlag für einzelne Ereignisse im Sommer 1998 (Angabe des Niederschlags in 10-Minuten-Werten, Analyse der ^{18}O -Gehalte „1-mm-weise“)

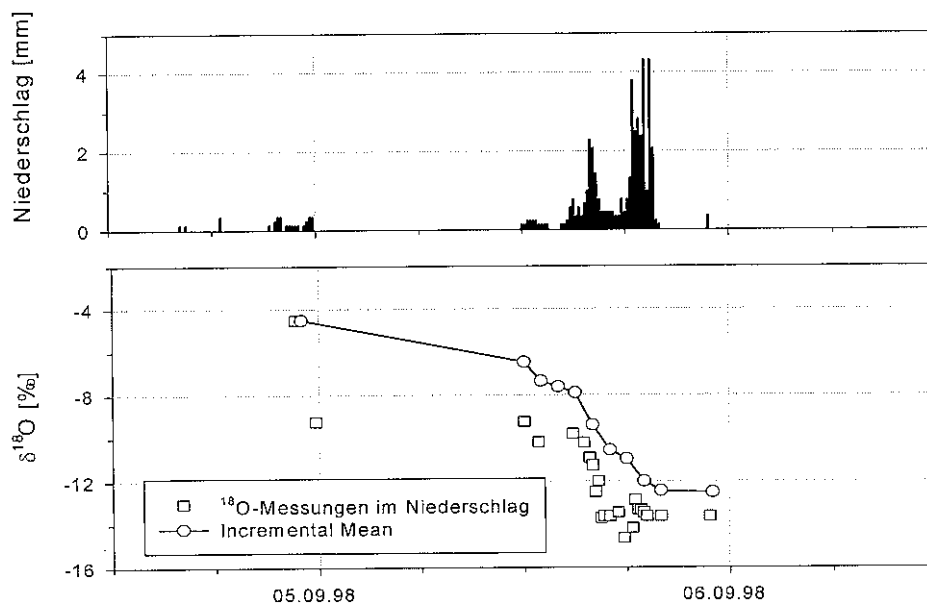


Abb. 4.4 Zeitliche Variabilität des ^{18}O -Gehalts im Niederschlag und die berechneten Werte des Incremental Mean (Angabe des Niederschlags in 10-Minuten-Werten, Analyse der ^{18}O -Gehalte „1-mm-weise“; Ausreißerwert vom 5.9.98 wurde nicht berücksichtigt)

Die Silikatkonzentration im Niederschlag ist sehr gering und lag unterhalb der Nachweisgrenze des verwendeten Analysegerätes (vgl. Kap. 3.5). Durch die Lösung von atmosphärischem Staub können sich nur minimale Konzentrationen ergeben (HAINES & LLOYD 1985, LAUDON & SLAYMAKER 1997). Beim Abfluß des Niederschlagswassers als Direktabfluß auf dem bzw. teilweise im Boden kann es zur Anreicherung von Silikat kommen (Kap. 3.3.1). Deshalb wurde für die Konzentration des Direktabflusses in Anlehnung an WELS ET AL. (1991) eine geringe Konzentration von $0,3 \text{ mg l}^{-1}$ angenommen.

4.2.2 Indirekte Fließsysteme

Die Unterscheidung von zwei indirekten Fließsystemen im Bruggagebiet ist das Kernstück von LINDENLAUB ET AL. (1997) und LINDENLAUB (1998). Die Unterscheidung in zwei unterschiedliche Systeme beruht auf der Untersuchung von Quellen. Die in Abb. 4.1 dargestellten Quellen lassen sich wie folgt gruppieren:

- *Quellen des Fließsystems-1*

Diese Quellen entwässern den kristallinen Kluftgrundwasserspeicher und die tiefere Zersatzzone der im Tertiär angelegten Verwitterungsdecken der Hochlagen.

- *Quellen des Fließsystems-2*

Diese Quellen liegen bevorzugt im Hangfußbereich und werden von Grundwasserkörpern der Hangschuttdecken gespeist.

Die Gruppierung der Quellen konnte aufgrund des Temperaturverhaltens vorgenommen werden. Die Quellen des Fließsystems-2 zeigen einen deutlichen jahreszeitlichen Verlauf der Temperatur, während für die Quellen des Fließsystems-1 keine eindeutige jahreszeitliche Amplitude nachgewiesen werden konnte (Abb. 4.5). Bei der Quelle Zängerlehof (Fließsystem-2) ist eine zeitliche Verschiebung der Minima und Maxima im Vergleich zum Verlauf der Lufttemperatur von ungefähr zwei Monaten zu erkennen. Besonders deutlich ist dieser Effekt im Winter und wird durch Schneeschmelzwasser hervorgerufen, das überwiegend im Frühjahr auftritt. Für die beiden Fließsysteme konnten unterschiedliche lineare Zusammenhänge zwischen der mittleren Temperatur und der Austrittshöhe der Quellen nachgewiesen werden (LINDENLAUB 1998).

Für die elektrische Leitfähigkeit der Quellwasser konnten keine so deutlichen Unterschiede für die beiden Fließsysteme festgestellt werden. Die elektrische Leitfähigkeit hängt von der mineralischen Zusammensetzung und dem Verwitterungsgrad des Ausgangsgesteins im Quelleinzugsgebiet ab. Die geologisch älteren Verwitterungsdecken der Hochlagen (Fließsystem-1) sind bereits an leicht verwitterbaren, silikatischen Mineralien abgereichert. Deshalb sind hier die elektrischen Leitfähigkeiten relativ niedrig ($28\text{-}55 \text{ }\mu\text{S/cm}$). Auf der anderen Seite sind die elektrischen Leitfähigkeiten der Quelle Stollen, die ebenfalls zum Fließsystem-1 gehört, relativ hoch ($90\text{-}145 \text{ }\mu\text{S/cm}$), was durch die geologischen Besonderheiten der Erzgänge zu erklären ist. Die Quellen des Fließsystem-2 haben mittlere Leitfähigkeiten von $40\text{-}80 \text{ }\mu\text{S/cm}$. An Tagen, an denen es zuvor stark geregnet oder Schneeschmelze stattgefunden hat, konnte bei beiden Fließsystemen der Einfluß von direkten Abflußkomponenten beobachtet werden (Verdünnungseffekt).

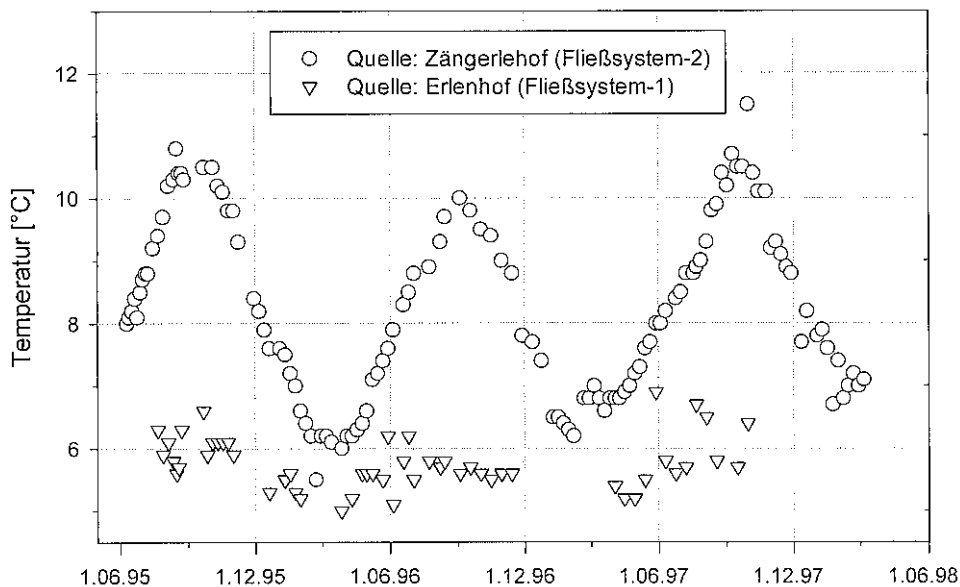


Abb. 4.5 Temperaturverhalten zweier Quellen im Bruggaeinzugsgebiet

Das Schüttungsverhalten der Quellen ist ein weiterer Indikator für die Unterscheidung der beiden Fließsysteme. LINDENLAUB (1998) beschrieb die Quellen des Fließsystems-1 als sehr konstant schüttend, hingegen unterliegen die Abflüsse der Quellen des Fließsystems-2 einer deutlichen zeitlichen Dynamik. Im August 1998 wurde eine kontinuierliche Abflußmessung an der Quelle Zipfeldobel (Fließsystem-2) installiert werden. Diese Quelle zeigt eine deutliche Abflußreaktion auf ein Niederschlagsereignis, für das auch eine Ganglinienseparation durchgeführt werden konnte und das ausführlicher in Kapitel 4.3 beschrieben wird.

Eine Analyse der Silikatgehalte der Quellen im Einzugsgebiet erbrachte einen Zusammenhang zwischen Temperatur der austretenden Quellwasser und ihrem Silikatgehalt (Abb. 4.6). Die Quellwasser des Fließsystems-2 weisen im Vergleich zum Fließsystem-1 generell niedrigere Silikatgehalte bei höheren Temperaturen auf. Dabei wird dieser Zusammenhang für jedes der beiden Fließsysteme als linear betrachtet (LINDENLAUB 1998). Dies widerspricht allgemeinen Gesetzmäßigkeiten zur Temperaturabhängigkeit chemischer Reaktionen, die vorwiegend exponentielle Kurvenverläufe zeigen (WEDLER 1985). Es ist jedoch zu betonen, daß das betrachtete Temperaturintervall von ca. 5 °C sehr klein ist und der weitere Kurvenverlauf nicht untersucht wurde, so daß kein grundsätzlicher Widerspruch zu einer exponentiellen Temperaturabhängigkeit vorliegt. Der experimentell ermittelte Zusammenhang zwischen Temperatur und Silikatgehalt wird im weiteren zur Bestimmung der Silikatkonzentrationen in den einzelnen Herkunftsräume verwendet. Aufgrund der mittleren Einzugsgebietshöhe der Fließsysteme (vgl. Raumgliederung in Kap. 5) wird über die dort vorherrschende mittlere Lufttemperatur auf die mittleren Silikatkonzentrationen geschlossen. Dies kann gemacht werden, da davon ausgegangen werden kann, daß die mittlere Lufttemperatur der mittleren Grundwassertemperatur an einem Ort entspricht.

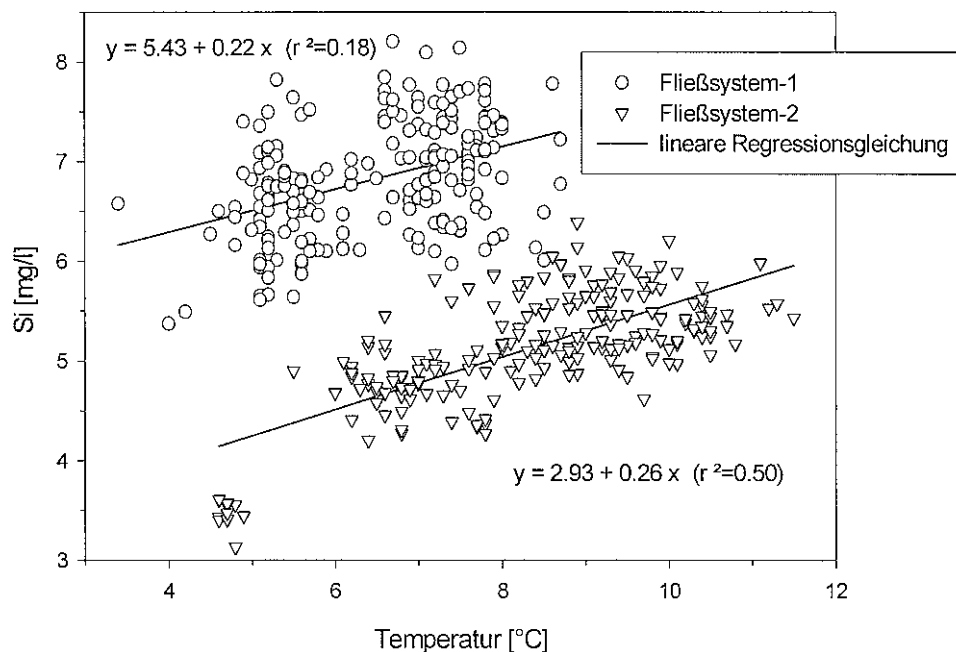


Abb. 4.6 Silikatgehalte und Temperaturen von Quellen der beiden indirekten Fließsysteme (Datengrundlage: Stichtagsbeprobungen der Quellen von Oktober 1994 bis März 1998; Lage der Quellen: siehe Abb. 4.1)

4.3 Untersuchung von Einzelereignissen

Das Ziel der Untersuchung von Einzelkomponenten war es, die Beteiligung der einzelnen Fließsysteme und die damit verbundenen Abflußbildungsprozesse bei Hochwasserereignissen zu erforschen. Dabei wurden mit Hilfe von Abflußkomponententrennungen mit den Tracern ^{18}O , Silikat und Chlorid die Anteile des Direktabflußsystems und der indirekten Fließsysteme quantifiziert. Zusätzlich wurden die Konzentrationsverläufe verschiedener hydrochemischer Parameter interpretiert. Um die Dynamik der indirekten Fließsysteme besser zu verstehen, wurde ein Hochwasser in einer Hangschuttquelle (Fließsystem-2) näher untersucht.

4.3.1 Intensivmeßkampagne Frühjahr 1997

Im Frühjahr 1997 wurde eine dreimonatige Intensivmeßkampagne im Bruggaeinzugsgebiet durchgeführt. Die experimentelle Arbeit entstand in Zusammenarbeit mit der TU Delft (Niederlande) und ist ausführlicher in VROEIENSTIJN (1997) beschrieben. In der Untersuchungsperiode kam es zu sieben unterschiedlich großen Hochwasserereignissen (Abb. 4.7). Der unruhige Verlauf der Abflußganglinie ist auf technische Probleme mit dem Wasserstandsmesser zurückzuführen. Generell wurde eine sehr schnelle Reaktion des

Abflusses beobachtet. Innerhalb kurzer Zeit nach Einsetzen des Niederschlags stieg der Wasserstand im Bach.

Es wurde eine Zwei-Komponententrennung mit den Tracern ^{18}O und gelöstem Silikat durchgeführt. Die ^{18}O -Gehalte des Niederschlags und des Abflusses waren sehr ähnlich (Verletzung der Voraussetzung (1), Kap. 3.4.1), so daß diese Komponententrennung mit einer relativ großen Unsicherheit behaftet ist. Während der Ereignisse 4 und 5 schwankten die ^{18}O -Gehalte des Niederschlags sehr stark und der ^{18}O -Gehalt des Vorereigniswassers ließ sich nicht korrekt festlegen, weshalb eine Separation der Abflußkomponententrennung nicht möglich war. Wurde der ^{18}O -Gehalt des Abflusses vor Ereignis 4 als Konzentration für das Vorereigniswasser verwendet, ergab die Berechnung des Anteils des Vorereigniswassers unplausible Werte (teilweise $> 100\%$). Dies ist ein typisches Problem bei Abflußkomponententrennungen mit Umweltsisotopen, wenn mehrere Ereignisse relativ dicht aufeinander folgen. Die Abflußkomponentenseparation mit Silikat war jeweils eindeutig möglich.

Generell ist auffällig, daß die indirekten Abflußkomponenten den größten Anteil am Gesamtabfluß ausmachen. Selbst bei Ereignis 3, das den größten Anteil an direkten Abflußkomponenten aufweist, steigt der Anteil nur für kurze Zeit über 50% . Der abfallende Ast der Abflußganglinie wird stärker von indirekten Abflußkomponenten dominiert. Bei dem Vergleich der verweilzeitorientierten (über ^{18}O) mit der herkunftsraumorientierten (über Silikat) Abflußkomponententrennung zeigt sich, daß der Anteil von Ereigniswasser meistens dem Anteil von Wasser der Oberflächen- bzw. oberflächennahen Schichten entspricht. Das Ereigniswasser ist jedoch zu Beginn eines Ereignisses und bei der Abflußspitze bedeutender, wenige Tage nach dem Ereignis ist es nicht mehr nachzuweisen.

Werden die Tracerkonzentrationen in ein Diagramm gegen den Abfluß aufgetragen, kann gezeigt werden, daß ein Zwei-Komponentenmodell nicht ausreichend ist, um die Hochwasserbildung zu erklären (vgl. Kapitel 4.3.2, Abb. 4.11). Es wurde daraufhin versucht, eine *Drei-Komponententrennung* durchzuführen. Dies gelang allerdings aufgrund der Ungewißheit über die dritte Komponente (Interflow) nicht. Der ^{18}O -Gehalt dieser Komponente konnte nicht eindeutig bestimmt werden. Eine Ableitung aufgrund der ^{18}O -Messungen an den Quellen des Fließsystems-2 war nicht möglich. Ein weiterer Grund für das Fehlschlagen der Drei-Komponententrennung ist, daß zusätzlich mit einer stärkeren Variabilität der ^{18}O -Gehalte im Niederschlag zu rechnen ist (vgl. Mengeneffekt; Kap. 4.2.1). Der Mengeneffekt konnte mit der wöchentlichen Beprobung des Niederschlags nicht erfaßt werden.

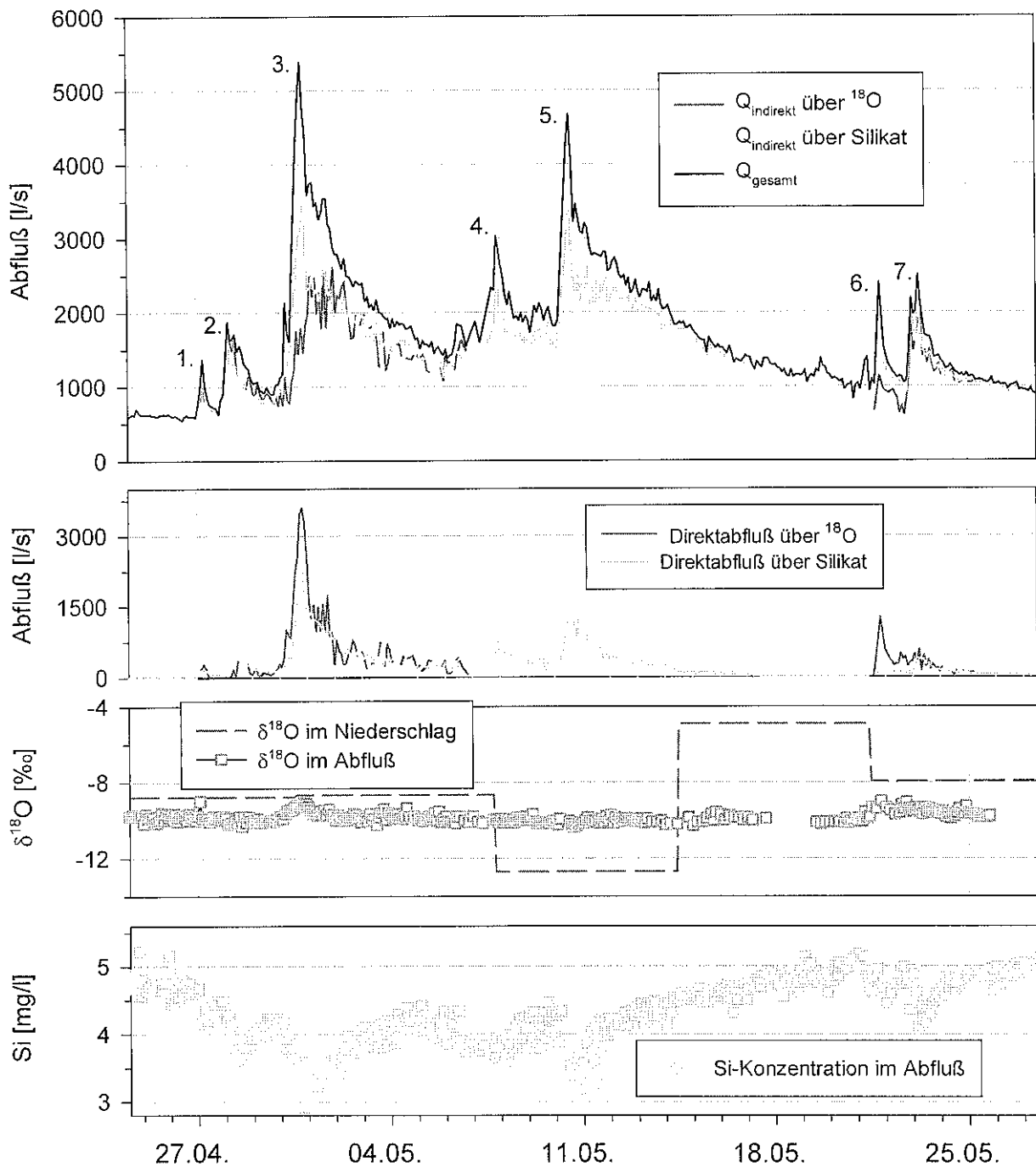


Abb. 4.7 Ergebnisse der Ganglinienseparationen mit den Tracern ^{18}O und gelöstem Silikat (Intensivmeßkampagne Frühjahr 1997)

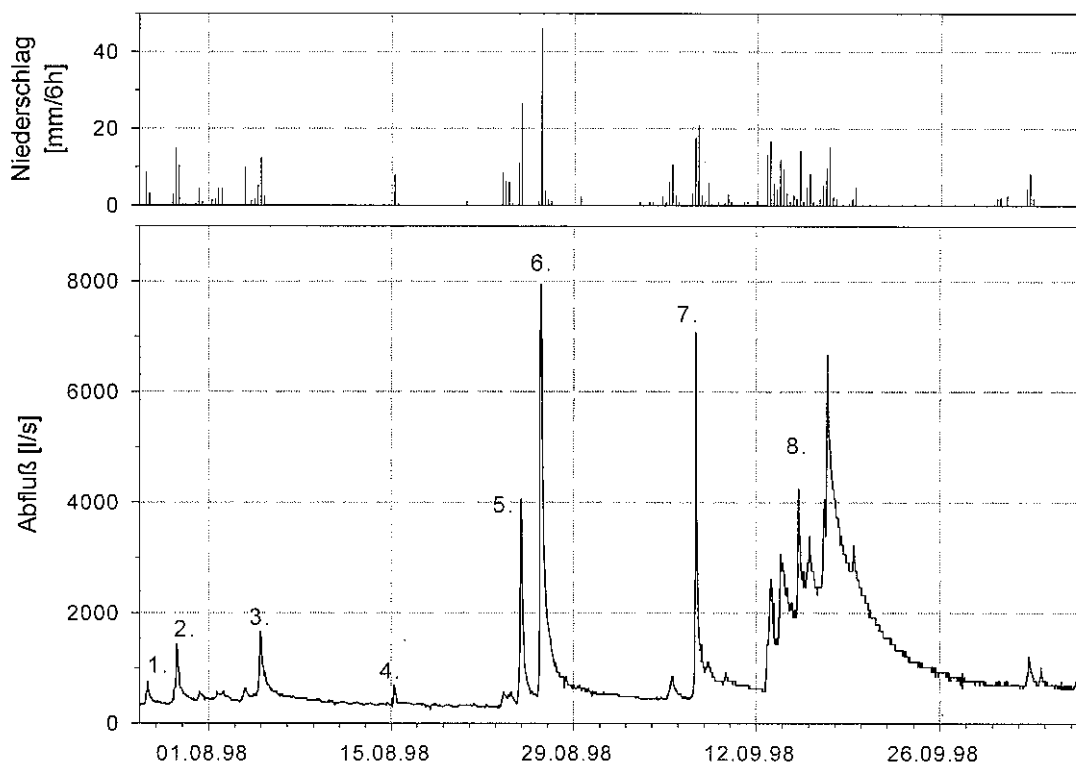


Abb. 4.8 Gebietsniederschlag und Abfluß der Untersuchungsperiode vom 26.7.98 bis 6.10.98

4.3.2 Intensivmeßkampagne Sommer 1998

4.3.2.1 Niederschlag und Abfluß in der Untersuchungsperiode

Es wurde eine zweite Intensivmeßkampagne im Sommer 1998 (23.7.98 – 7.10.98) durchgeführt, bei der auf die experimentelle Erfahrungen der früheren Kampagnen zurückgegriffen werden konnte (vgl. Kap. 4.3.1; HILDEBRAND ET AL. 1997). Deshalb wurde die Intensität bei der Beprobung des Abflusses erhöht - während der Hochwasserspitzen wurden alle 30 Minuten Proben genommen - und es wurden die Konzentrationen weiterer geochemischer Tracer bestimmt. Zusätzlich wurde der Niederschlag höher aufgelöst untersucht, um den Mengeneffekt berücksichtigen zu können. Der hierfür konstruierte Niederschlagssammler beprobt den Niederschlag „1-mm“-weise, demnach ist eine noch feinere Auflösung der ^{18}O -Gehalte von intensiven Niederschlägen möglich, als von HARRIS ET AL. (1995) mit einer 15minütigen Beprobung gefordert wird. Neben der Untersuchung des Niederschlags und des Abflusses wurde versucht, die Variabilität der indirekten Abflußkomponenten zu erfassen. Dafür wurde eine Quelle des Fließsystems-2 mit einer Abflußmeßstation ausgestattet und für einen Zeitraum von sechs Wochen im 4-Stundentakt beprobt. Eine ausführliche Darstellung der experimentellen Arbeit findet sich in FREY (1999).

Bei der Intensivmeßkampagne im Sommer 1998 wurden insgesamt acht Ereignisse beobachtet, wobei das Ereignis 8 aus fünf Abflußspitzen besteht (Abb. 4.8). Es wurde zum einen die schnelle Reaktionszeit des Untersuchungsgebiets deutlich. Zwischen dem Zeitpunkt größter Niederschlagsintensität und der Abflußspitze vergingen meistens weniger als fünf Stunden. Bei höherer Vorfeuchte betrug diese Reaktionszeit teilweise nur eine Stunde. Hierbei ist anzumerken, daß die mittlere Verweilzeit im Gerinne ungefähr vier bis fünf Stunden beträgt. Dies wurde mit Hilfe von zwei Markerversuchen bei Mittelwasser bestimmt (MEHLHORN ET AL. 1998, LINDENLAUB 1998). Zum anderen brachte die Berechnung des Abflußbeiwertes interessante Hinweise. Für die Gewitterereignisse im Juli und August (Ereignis 1-5) wurde ein mittlerer Abflußbeiwert von ca. 10 % ermittelt. Bei Ereignissen mit höherer Vorfeuchte konnte ein Abflußbeiwert von 29 % (Ereignis 6), 19 % (Ereignis 7) und sogar 56 % (Ereignis 8) ermittelt werden. Dies verdeutlicht, daß bei höheren Vorfeuchten mit einer ausgeprägteren Reaktion auf ein Niederschlagsereignis zu rechnen ist (vgl. PESCHKE ET AL. 1998a, 1998b). Bei konvektiven Ereignissen, denen eine Trockenperiode vorausging, sind wesentlich höhere Anfangsverluste zu verzeichnen. Diese Beobachtung wird von LINDENLAUB (1998) bestätigt, der für ein Gewitterereignis im August 1995 nach einer Trockenperiode einen Abflußbeiwert von 9 % ermittelte.

4.3.2.2 Untersuchung einzelner Hochwasserereignisse

Ergebnisse der hydrochemischen Parameter

Für die aufgetretenen Hochwasser wurden die entnommenen Proben auf Silikat und ^{18}O analysiert. Für die Hochwasser 5 und 6 wurden zusätzlich die Konzentrationen der wichtigsten Anionen (Cl^- , NO_3^- und SO_4^{2-}) und Kationen (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+}) bestimmt. Im folgenden werden die Resultate für die Hochwasser 5 und 6 ausführlicher dargestellt (Abb. 4.9), die Ergebnisse der anderen Ereignisse sind in FREY (1999) diskutiert.

Die Konzentrationsverläufe der *Anionen* zeigen generell einen Verdünnungseffekt beim Auftreten von direkten Abflußkomponenten während der Hochwasserereignisse. Besonders deutlich ist dies bei den Chlorid- und Silikatkonzentrationen zu sehen, die während der Abflußspitzen nur etwa die Hälfte der Ausgangskonzentrationen betragen. Das Konzentrationsminimum wird beim Ereignis 5 vier Stunden und bei Ereignis 6 zwei Stunden nach der Abflußspitze erreicht, was auf die schnellere Abflußkonzentration der Direktabflußkomponenten bei höheren Vorfeuchten hinweist. Bei den Ereignissen, die nach einer längeren niederschlagsfreien Zeit auftraten (z.B. Ereignis 4), konnte zu Beginn des Ereignisses eine Zunahme der Chloridkonzentrationen beobachtet werden. Diese ist möglicherweise durch den Eintrag von Stäuben und sonstigen Ablagerungen auf Flächen, auf denen Oberflächenabfluß stattfindet, verursacht worden.

Die Sulfat- und Nitratkonzentrationen zeigen ebenfalls eine Konzentrationsabnahme während der Ereignisse, allerdings ist dies weniger deutlich. Insbesondere die Nitratkonzentrationen verhalten sich sehr uneinheitlich. Beide Ionen treten im Vergleich zu den Chlorid- und Silikationen in größeren Konzentrationen im Niederschlag auf. Demnach ist der Verdünnungseffekt weniger deutlich. Zusätzlich muß betont werden, daß die Nitrat- und Sulfatkonzentrationen als nicht konservativ einzustufen sind, da sie an den biogenen Stoffkreisläufen beteiligt sind.

Am Ende der Niedrigwasserphase vor dem Hochwasserereignis 5 sind die Nitratkonzentrationen auf weniger als 2 mg l^{-1} gesunken. Dies deutet auf eine minimale Beteiligung von oberflächennahen Abflußkomponenten hin (erhöhte Nitratkonzentrationen im Oberboden wurden u.a. von VON WILPERT ET AL. (1996) gezeigt, geogene Quellen sind zu vernachlässigen). Durch die Niederschläge ab dem 23. August stieg die Nitratkonzentration; nach den zwei Ereignissen sinkt sie nicht mehr unter 3 mg l^{-1} . Zu Beginn des Ereignisses 5 ist ein Nitratanstieg zu erkennen. Dieser ist mutmaßlich durch die ersten intensiveren Niederschläge nach einer Trockenphase auf Zonen mit hohem Anteil an organischem Material verursacht worden (Sättigungsflächenabfluß oder Return Flow aus oberflächennahen Schichten). Insgesamt deuten die Nitratkonzentrationen auf drei Abflußkomponenten hin: Erstens: Eine Komponente aus dem tieferen Grundwasser mit sehr geringen Nitratkonzentrationen, die vor dem Ereignis 5 den Abfluß bestimmt. Zweitens: Durch den Niederschlag wird eine weitere Komponente aktiv, die höhere Nitratkonzentrationen hat und demnach den oberflächennahen Schichten zuzuordnen ist. Drittens: Bei der Abflußspitze sinken die Nitratkonzentrationen (insbesondere bei Ereignis 5 zu erkennen), was auf den Einfluß einer Direktabflußkomponente mit geringerem Nitratgehalt schließen läßt.

Die *Kationen* zeigen ein uneinheitliches Bild. Die Konzentrationsverläufe der Calcium- und Magnesiumionen sind während der Ereignisse ebenfalls von dem Verdünnungseffekt geprägt. Bei den Natriumkonzentrationen ist dies weniger deutlich zu erkennen. Das Minimum dieser Konzentrationen tritt ungefähr zwei bis vier Stunden nach der Abflußspitze auf. Gegensätzlich verhalten sich die Kaliumkonzentrationen. Es kommt bei beiden Ereignissen zu Konzentrationszunahmen. Das Konzentrationsmaximum liegt jeweils kurz vor der Abflußspitze. Es ist anzunehmen, daß die hohen Kaliumkonzentrationen aus dem Abfluß von oberflächennahen Schichten stammen. Kalium ist in der Bodenlösung durch Verwitterung angereichert (u.a. FEGER 1993). In diesen Zonen muß es dann im Boden zur Mobilisierung von kaliumreichem Bodenwasser durch kaliumarmes, infiltrierendes Niederschlagswasser kommen. ZOJER ET AL. (1996) konnten auch einen deutlichen Anstieg der Kaliumkonzentrationen während eines Hochwasserereignisses beobachten, den sie überwiegend auf die Ausschwemmung von Düngemittel zurückführen. Diese Ursache ist für das Bruggagebiet auszuschließen, da keine ackerbauliche Nutzung vorliegt.

Ergebnisse der Abflußkomponententrennungen

Es wurden *Zwei-Komponentenseparationen* mit den geogenen Tracern Chlorid und Silikat sowie dem verweilzeitorientierten Tracer ^{18}O durchgeführt (Abb. 4.10). Die Konzentrationen der indirekten Komponente für Silikat und Chlorid ($5,4 \text{ mg l}^{-1}$ und $7,08 \text{ mg l}^{-1}$) wurden im Basisabfluß vor dem Ereignis 5 bestimmt. Die Konzentrationen der direkten Abflußkomponente wurden für Silikat auf $0,3 \text{ mg l}^{-1}$ und für Chlorid auf 1 mg l^{-1} festgelegt (vgl. Kap. 3.4.1). Gemessene Chloridkonzentrationen des Niederschlags betrugen bis $0,8 \text{ mg l}^{-1}$ (Daten von der Station des Umweltbundesamtes auf dem Schauinsland). Um den schnellen Lösungsprozessen bei der Abflußbildung gerecht zu werden, wurden die Konzentration der Direktabflußkomponente etwas erhöht (vgl. Kap. 4.2.1). Der ^{18}O -Gehalt der indirekten Abflußkomponente wurde jeweils vor den Ereignissen bestimmt ($-9,94 \text{ ‰}$ und $-9,56 \text{ ‰}$). Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlagswassers wurde mit der Incremental-Mean-Methode (Kap. 3.4.1) bestimmt, um den in Abb. 4.3 dargestellten Mengeneffekt zu berücksichtigen. Zum Vergleich wurde noch eine Separation unter Verwendung des arithmetischen Mittelwertes aller Niederschlagsproben (Bulk Mean) durchgeführt.

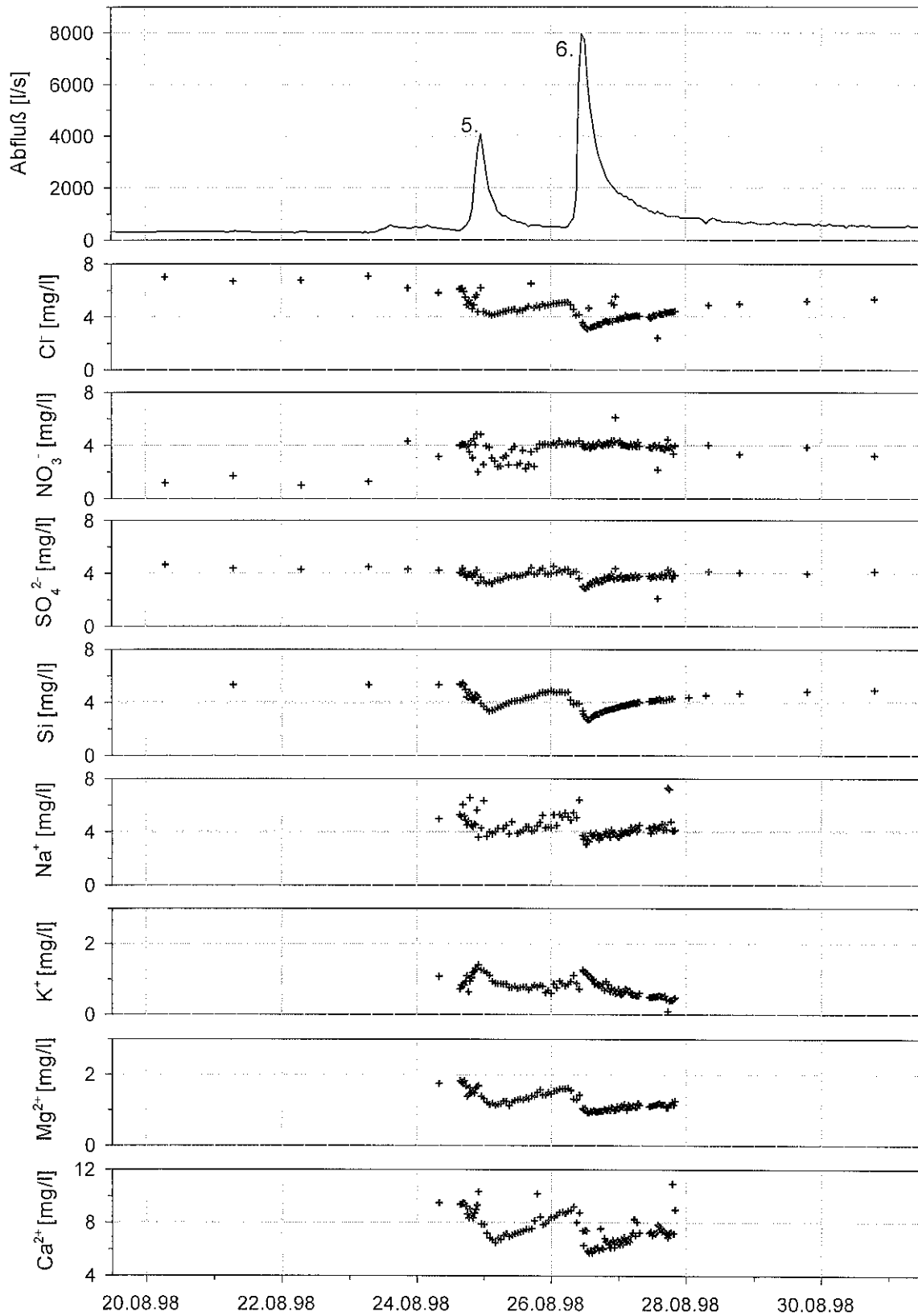


Abb. 4.9 Zeitlicher Verlauf der Konzentrationen der wichtigsten Anionen und Kationen während der Ereignisse 5 und 6

Das Ereignis 5 trat nach einer Trockenperiode von 18 Tagen auf, die nur von dem kleinen Ereignis 4 (Gebietsniederschlag: 7,8 mm) unterbrochen wurde. Der Gebietsniederschlag beim Ereignis 5 betrug 34,5 mm und beim Ereignis 6 48,5 mm, jedoch war die gesamte Abflußhöhe des Ereignisses 6 (14,1 mm) ungefähr viermal so hoch wie das des Ereignisses 5. Das Abflußmaximum von Ereignis 6 ($Q_{\max} = 7950 \text{ l s}^{-1}$) war ungefähr doppelt so hoch wie das von Ereignis 5 ($Q_{\max} = 4070 \text{ l s}^{-1}$). Diese Zahlen zeigen, daß bei Ereignis 6 aufgrund der höheren Vorfeuchte eine wesentlich geringere Speicherung des Niederschlagswassers zu verzeichnen war.

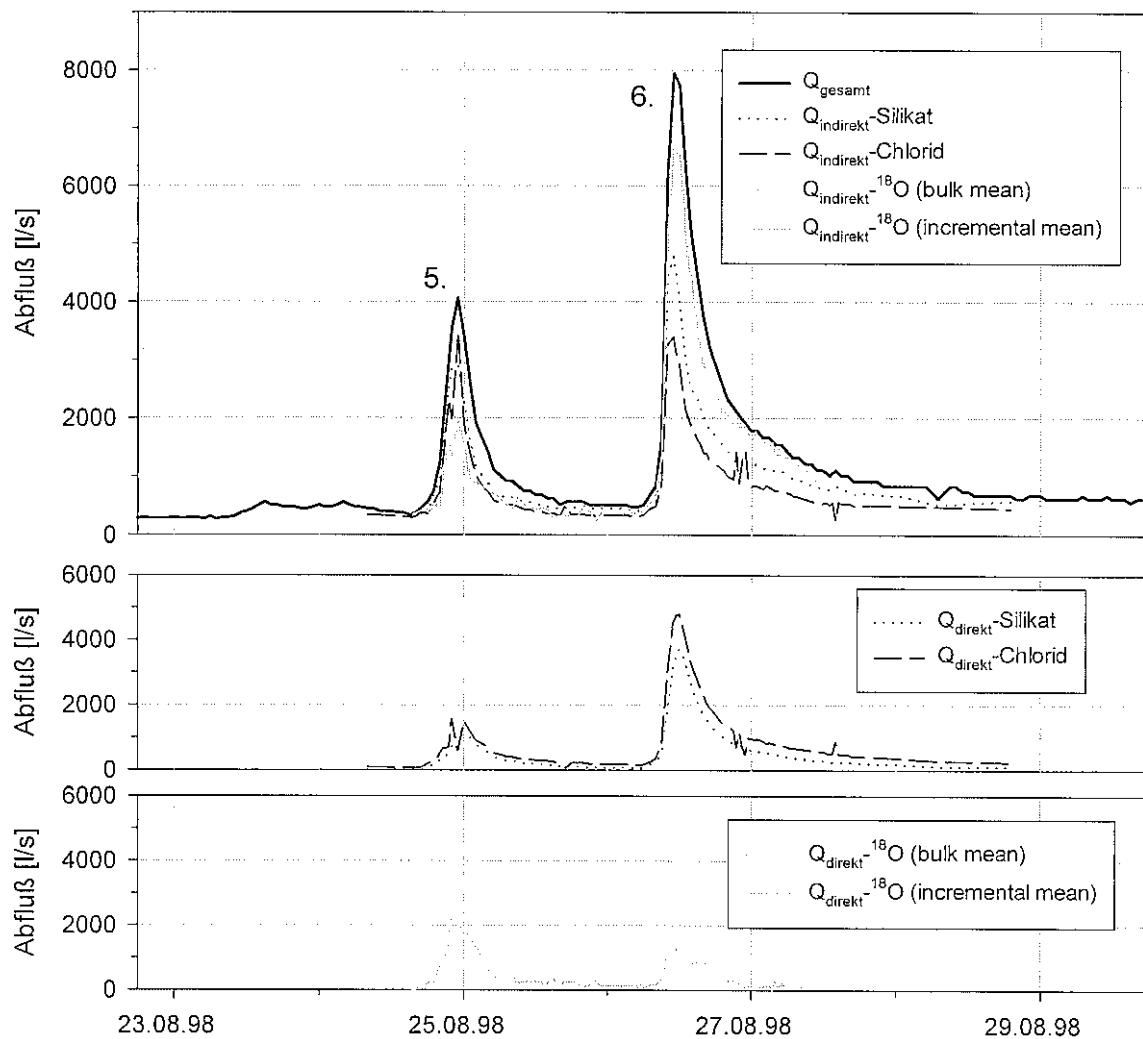


Abb. 4.10 Zwei-Komponentenseparationen mit den Tracern Silikat, Chlorid und ^{18}O für die Ereignisse 5 und 6 (23.8.1998 – 29.8.1998)

Generell wird durch die Ergebnisse der Zwei-Komponententrennungen wiederum die große Bedeutung der indirekten Abflußkomponenten bei der Hochwasserbildung deutlich (Abb. 4.10). Direkte Abflußkomponenten treten verstärkt während der Abflußspitzen auf und können abhängig vom jeweils verwendeten Tracer kurzzeitig über 50 % des Gesamtabflusses ausmachen. Die Abnahme der direkten Komponenten nach der Abflußspitze ist wesentlich schneller als bei den indirekten Komponenten. Die über die geogenen Tracer Silikat und Chlorid bestimmten direkten Komponenten zeigen insbesondere bei Ereignis 6 ein deutliches Tailing, d.h. die Abflüsse aus den oberflächennahen Speicherräumen sind noch längere Zeit zu beobachten. Im Gegensatz dazu ist der über ^{18}O bestimmte Direktabfluß (Ereigniswasser) nur für relativ kurze Zeit nach dem Niederschlagsereignis nachzuweisen. Dies konnte FREY (1999) auch für andere als in Abbildung 4.8 dargestellte Ereignisse nachweisen.

Das Ereignis 5 wird im Vergleich mit Ereignis 6 zu einem größeren Anteil von Ereigniswasser (der mit ^{18}O bestimmte Direktabfluß) gebildet. Der Beitrag des Ereigniswassers ist bei Ereignis 5 größer als der des mit geogenen Tracern bestimmten Direktabflusses (Wasser aus oberflächennahen Schichten). Bei Ereignis 6 kehrt sich das Verhältnis. Als Grund für diese unterschiedliche Beteiligung der Abflußkomponenten wird angenommen, daß Wasser, das während des Ereignisses 5 oberflächennah gespeichert wurde, erst beim Ereignis 6 verstärkt zum Abfluß kommt. Dies wird auch durch den wesentlich geringeren Abflußbeiwert von Ereignis 5 deutlich (siehe Kap. 4.3.2.1). Die Mobilisierung des zuvor gespeicherten Wassers ist auf Ausdruckmechanismen (vgl. Kap. 3.2) zurückzuführen. Diese Ausdruckmechanismen scheinen bei höheren Vorfeuchten effektiver zu sein. Dies ist plausibel, da bei höheren Vorfeuchten der hydraulische Anschluß in zusätzlichen Gebieten gegeben ist, die dann zur Abflußbildung beitragen können.

Wahrscheinlich wurde die Silikatkonzentration des Direktabflusses bei Ereignis 6 mit $0,3 \text{ mg l}^{-1}$ etwas zu niedrig eingeschätzt. Es kam mutmaßlich während der zweitägigen Speicherung im Boden zur Erhöhung der Silikatkonzentration. Das würde die Unterschätzung der mit Silikat bestimmten direkten Abflußkomponente im Vergleich zu der über Chlorid bestimmten direkten Abflußkomponente erklären. Von einer sehr schnellen Gleichgewichtseinstellung bei der Silikatlösung kann jedoch nicht ausgegangen werden, sonst dürfte der Direktabfluß maximal die Menge des Ereigniswassers betragen (vgl. Kap. 3.3.1).

Die Tatsache, daß auch bei geringer Vorfeuchte ein gewisser Anteil des Niederschlags in Abfluß transferiert wird, deutet auf Zonen im Einzugsgebiet hin, die immer auf Niederschlagsbelastung reagieren. Vermutlich handelt es sich hier um die versiegelten Bereiche der Siedlungen und permanente Sättigungsflächen. Auf die Beteiligung von Sättigungsflächen deuten die beobachteten höheren Nitrat- und Kaliumkonzentrationen zu Beginn des Ereignisses hin.

Auffällig ist auch, daß die indirekten Abflußkomponenten sehr schnell reagieren und zeitgleich mit dem Gesamtabfluß ansteigen. Die maximalen Abflüsse des indirekten Abflusses werden jeweils kurz vor oder zeitgleich mit den maximalen Abflüssen der direkten Komponenten erreicht. Dies läßt zum einen auf sehr schnelle Ausdruckmechanismen schließen. Zum anderen kann auch der sogenannte „Kinematic wave effect“ (BUTTLER 1994) von Bedeutung sein. Dabei wird davon ausgegangen, daß es bei steilen Hochwas-

seranstiegen zu einem Zusammenschieben von im Einzugsgebiet bereits abfließenden Wasser kommt. Dieses Wasser befindet sich im Oberflächenspeicher oder im Gerinnenetz.

Der Unterschied zwischen der Separation mit ^{18}O unter Verwendung des Incremental Mean anstatt des gewöhnlichen Mittelwertes (Bulk Mean; bei Verwendung von Sammelproben des Niederschlags) ist sehr gering. Minimale Unterschiede können zu Beginn der Hochwasserereignisse erkannt werden. Das Volumen des jeweils bestimmten Ereigniswassers unterscheidet sich um weniger als 2 %. Dies ist darauf zurückzuführen, daß der größte Anteil des jeweiligen Niederschlags einen ähnlichen ^{18}O -Gehalt hat, obwohl die Gesamtvariation im Niederschlag über 5 % betrug (Abb. 4.3). Für die Ereignisse 2 und 3 fand FREY (1999) eine größere Auswirkung des Mengeneffekts. Das Ereigniswasser wurde bei der Verwendung eines einfachen Mittelwertes insbesondere zu Beginn bei der Abflußspitze des Ereignisses überschätzt. Dieser Fehler betrug bis zu 7,4 %. McDONNELL ET AL. (1991b) konnten Ereigniswasserüberschätzungen von bis zu 30 % nachweisen; BAZEMORE ET AL. (1994) fanden dagegen keine bedeutenden Unterschiede bei Verwendung der beiden Ansätze. Das zeigt, daß die Auswirkung des Fehlers bei der Verwendung von Sammelproben des Niederschlags nicht a priori abgeschätzt werden kann. Treten die Änderungen des Isotopengehaltes bei hohen Niederschlagsintensitäten auf, ist von einem größeren Fehler auszugehen.

Gültigkeit der Zwei-Komponentenseparationen

Die dargestellten Resultate der Zwei-Komponentenseparationen erbrachten wichtige Hinweise auf die Abflußbildung. Es ist jedoch die Frage zu stellen, inwiefern ein Zwei-Komponentensystem ausreicht, die Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet befriedigend zu erklären. Diese Frage stellt sich insbesondere, weil mit den Untersuchungen an Quellen zwei indirekte Fließsysteme nachgewiesen wurden (Kap. 4.2.2 und 4.4) und die Auswertung der ersten Intensivmeßkampagne (Kap. 4.3.1) auf mindestens eine dritte Komponente hinwies.

Wenn die Abflußbildung durch ein Zwei-Komponentensystem erklärt werden kann, muß es zwischen der Tracerkonzentration und dem Abfluß einen eindeutigen, linearen Zusammenhang geben (SKLASH & FARVOLDEN 1979). Bei den verwendeten Tracer liegen jedoch Hysteresen vor (Abb. 4.11), die auf mehr als zwei Abflußkomponenten hinweisen, deren Anteile sich während des Ereignisses ändern. Die Hysteresen sind deutlich bei den beiden geogenen Tracern Silikat und Chlorid zu erkennen und können zum Teil auch durch das nicht konservative Verhalten erklärt werden. Bei ^{18}O sind keine eindeutigen Hystereseschleifen zu erkennen, jedoch deuten die gemessenen Größen auch nicht auf einen linearen Zusammenhang hin. Daraus läßt sich schließen, daß mindestens eine dritte Komponente an der Abflußbildung beteiligt ist.

Analog zur Meßperiode vom Frühjahr 1997 wurde versucht, eine *Drei-Komponentenseparation* mit den Tracer ^{18}O und Silikat durchzuführen. Es konnten jedoch keine schlüssigen Ergebnisse ermittelt werden. Die eindeutige Bestimmung der Konzentrationen der beiden indirekten Abflußkomponenten war nicht möglich. Insbesondere die ^{18}O -Gehalte des Fließsystem-2 müssen sehr variabel sein und konnten aufgrund der Quelluntersuchungen nicht objektiv abgeleitet werden. Das gleiche Problem wird auch von OGUNKOYA & JENKINS (1991), JENKINS ET AL. (1994) und ZOJER ET AL. (1996) beschrieben.

ben. In diesen Studien konnten ebenfalls keine verlässlichen Drei-Komponenten-separationen durchgeführt werden, obwohl mindestens eine weitere Komponente neben dem Grundwasser und dem Niederschlag an der Abflußbildung beteiligt war. Die hydrochemische Charakteristik dieser zusätzlichen Komponente konnte nicht eindeutig bestimmt werden bzw. war während der untersuchten Ereignisse sehr variabel.

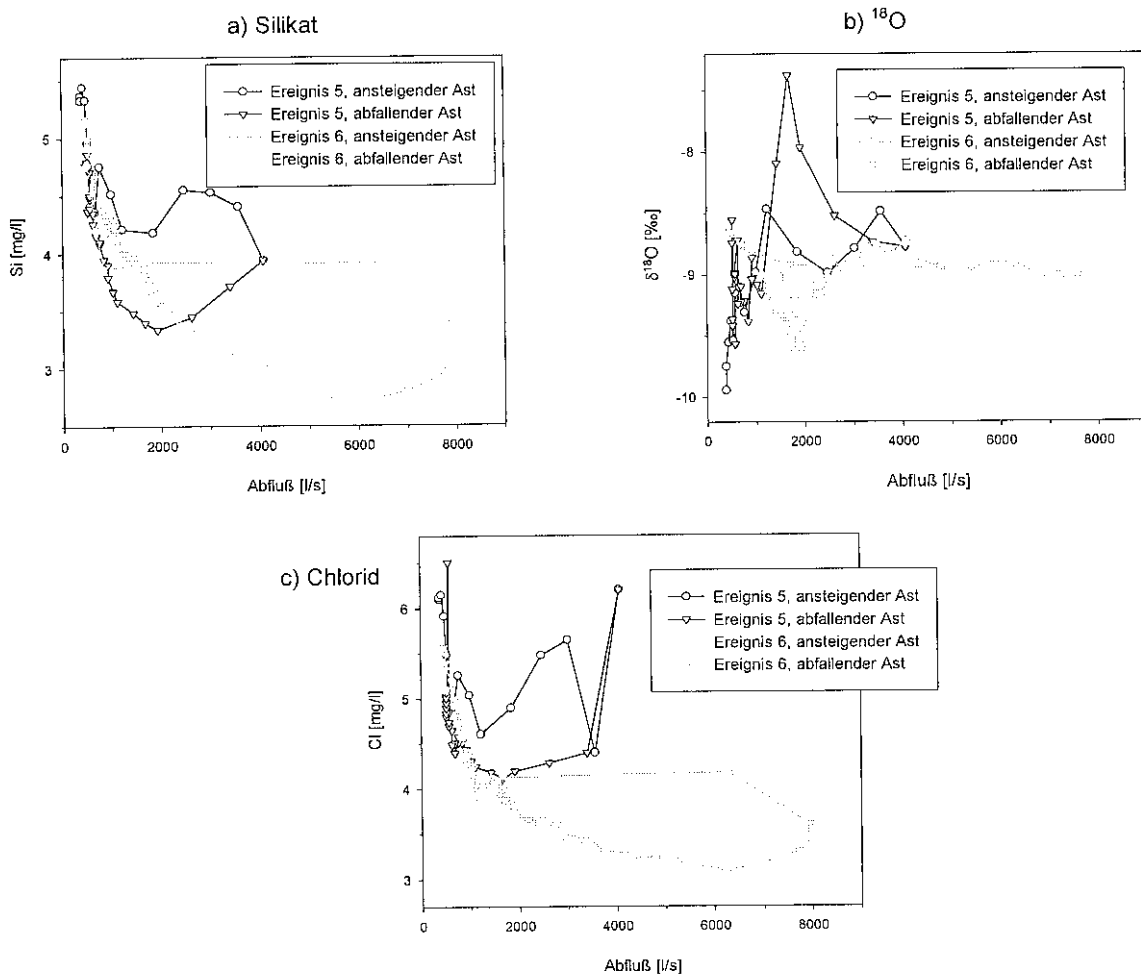


Abb. 4.11 Konzentrationsverläufe der Tracer Silikat, ^{18}O und Chlorid während der Hochwasserereignisse 5 und 6

Es sei darauf hingewiesen, daß die in der Literatur beschriebenen erfolgreichen Drei-Komponentenseparationen bevorzugt in mikroskaligen Einzugsgebieten durchgeführt wurden (z.B. McDONNELL ET AL. 1991B (Größe des Untersuchungsgebiets: 0,038 km²), BAZEMORE ET AL. 1994 (0,082 km²), HINTON ET AL. 1994 (0,037 km²), HANGEN 1997 (0,08 km²), RICE & HORNBERGER 1998 (0,98 km²), TANAKA & ONO 1998 (0,14 km²)). Es wurde in allen Studien betont, daß die Bestimmung der Konzentration der dritten Komponente (i.a. Interflow bzw. Bodenwasser beeinflusst) aufgrund der Variabilität der Parameter äußerst schwierig ist (u.a. CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990, HOOPER ET AL. 1990, LUNDQUIST

ET AL. 1990, OGUNKOYA & JENKINS 1991, JENKINS ET AL. 1994, RICE & HORNBERGER 1998, SYMADER & BIERL 1998). Deshalb sollte versucht werden, neben dem Niederschlag auch die unterirdischen Abflußkomponenten räumlich und zeitlich höher aufgelöst zu untersuchen (GENEREUX & HOOPER 1998). Dieser Aufwand ist in dem mesoskaligen Einzugsgebiet der Brugga nicht zu bewerkstelligen.

4.3.2.3 Abflußbildung an der Quelle Zipfeldobel

Um die Abflußbildung der indirekten Komponenten besser zu verstehen, wurde die Quelle Zipfeldobel, die dem *Fließsystem-2* zuzurechnen ist (vgl. Kap. 4.2.2), während des Ereignisses 8 genauer untersucht. Eine ausführlichere Beschreibung der experimentellen Arbeit findet sich in FREY (1999). Vom 10.9.1998 bis zum 15.9.1998 fielen im Bruggaeinzugsgebiet 117,7 mm Niederschlag, dies führte am Pegel Oberried zu einem Hochwasser mit fünf einzelnen Abflußspitzen (Abb. 4.8). Bei der Quelle Zipfeldobel konnte nur ein einziges Schüttungsmaximum verzeichnet werden, dessen Maximum ungefähr zwei Tage nach Beendigung des Niederschlags zu verzeichnen war (Abb. 4.12).

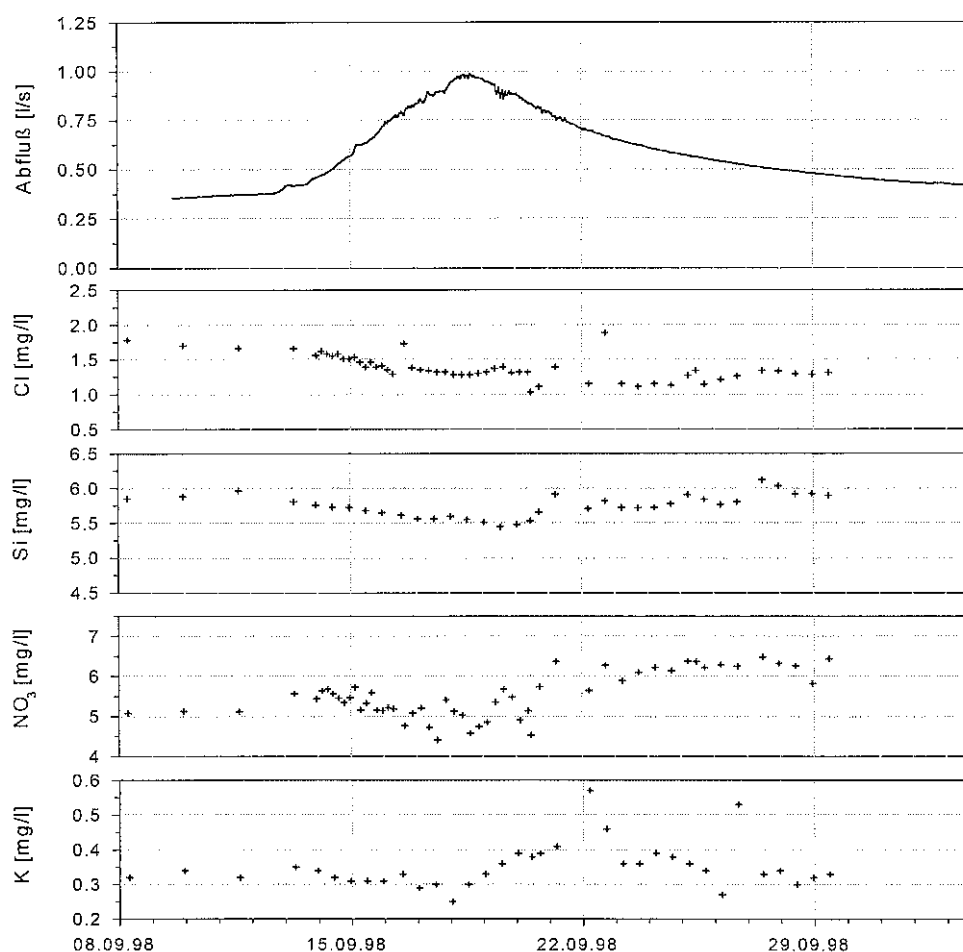


Abb. 4.12 Quellschüttung und Ionenkonzentrationen an der Quelle Zipfeldobel (08.09. – 03.10.1998)

Generell zeigt sich, daß der Abfluß der Quelle sehr viel träger reagiert als der Gesamtabfluß im Bruggagebiet. Die hydrochemischen Parameter zeigen auch nur einen sehr geringen Verdünnungseffekt (vgl. Chlorid- und Silikatkonzentrationen in Abb. 4.12), was auf eine geringe Beteiligung direkter Abflußkomponenten schließen läßt. Aufgrund technischer Probleme lagen für dieses Ereignis keine ^{18}O -Messungen vor. Der Anstieg der Kalium- und Nitratkonzentrationen nach dem Durchlaufen der Abflußspitze weist auf die Beteiligung von Bodenwasser aus oberflächennahen Schichten hin. Zeitgleich kommt es auch zu einem Wiederanstieg der Silikatkonzentrationen, der vermutlich durch silikatreiches Wasser aus der Bodenmatrix verursacht wird. Alle weiteren Parameter (auch die in Abb. 4.12 nicht gezeigten Konzentrationen von Calcium, Magnesium, Natrium und Sulfat) blieben während des Ereignisses sehr konstant, weshalb auf einen bedeutenden Piston-Flow Effekt (Kap. 3.2.5) geschlossen werden kann. Dieser Effekt wirkt mutmaßlich bei dem Grundwassersystem, das auf dem kristallinen Grundgebirge oder auf schlecht leitenden Schichten der Deckschichten (z.B. Basisfolge) liegt. Der Anteil einer gering mineralisierten Direktabflußkomponente ist auf weniger als 10 % begrenzt. Diese muß entlang bevorzugter Fließwege (Makroporen, vgl. Kap. 3.2.6) in die Quelle gelangen. Diese Komponente tritt verstärkt zu Beginn und während der Abflußspitze auf.

4.3.3 Diskussion und Fehlerbetrachtung der Einzelereignisuntersuchung

Die Untersuchung der einzelnen Hochwasserereignisse zeigte analog zu den Untersuchungen an den Quellen, daß im Bruggagebiet drei Abflußkomponenten an der Abflußbildung beteiligt sind. Niederschlagswasser tritt nur während der Ereignisse direkt im Abfluß auf. Wasser aus oberflächennahen Schichten kommt noch einige Tage nach dem Hochwasser zum Abfluß. Direktabflußkomponenten können für kurze Zeit bis über 50 % des gesamten Abflusses ausmachen. Indirekte Abflußkomponenten tragen den Hauptanteil bei den Hochwasserereignissen bei. Bei Niedrigwasser dominieren sie das Abflußgeschehen ausschließlich. Die prompte Reaktion der indirekten Komponenten im Gesamtabfluß und die Untersuchung der Quelle Zipfeldobel zeigten, daß Ausdruckmechanismen (z.B. Piston Flow Effekt, Groundwater Ridging) bei der Abflußbildung von großer Bedeutung sind. Zusätzlich treten Flächen auf, die unabhängig von der Vorfeuchte Direktabfluß generieren. Dabei handelt es sich um Sättigungsflächen und versiegelte Bereiche.

Die Dominanz der indirekten Abflußkomponenten bei Hochwasserereignissen wurde auch in vielen anderen Studien belegt (u.a. SKLASH ET AL. 1976, SKLASH & FARVOLDEN 1979, HERRMANN & STICHLER 1980, HOOPER & SHOEMAKER 1986, PEARCE ET AL. 1986, RODHE 1987, HERMANN ET AL. 1989, McDONNELL ET AL. 1991, WELS ET AL. 1991, RICE & HORNBERGER 1998). Die vorgenommene Interpretation der Resultate im Hinblick auf die verantwortlichen Abflußbildungsprozesse wurde in vergleichbarer Weise u.a. von SKLASH & FARVOLDEN (1979), McDONNELL ET AL. (1991b), WELS ET AL. (1991), BUTTLE (1994) oder PETERS ET AL. (1995) durchgeführt. Es wurden in diesen Studien jeweils Abflußkomponententrennungen mit Umweltisotopen und/oder hydrochemischen Tracern durchgeführt und in Verbindung mit zusätzlichen hydrochemischen Parametern auf bestimmte Abflußbildungsprozesse geschlossen.

In der vorliegenden Arbeit wurden zusätzlich die Messungen an einer Quelle (Schüttung und hydrochemische Parameter) zur Entschlüsselung der Abflußbildung verwendet. Als zusätzlich Informationen neben den Stoffhaushaltsgrößen im Gebietsabfluß wurden in anderen Studien beispielsweise Grundwasserstände oder Bodenwassergehalte verwendet (z.B. McDONNELL 1990, SCHÖNIGER 1990, McDONNELL ET AL. 1991b, BISHOP 1991, BUTTLE & SAMI 1992, JENKINS ET AL. 1994, HINTON ET AL. 1994, BAZEMORE ET AL. 1994, TANAKA & ONO 1998). Die Integration der zusätzlichen Informationen machte die Abschätzungen der Abflußbildungsprozesse sicherer bzw. ermöglichte überhaupt erst die Identifikation der Prozesse. Dies betonen auch RICE & HORNBERGER (1998), nachdem sie für zehn Einzelereignisse verschiedene Drei-Komponentenseparationen mit den Tracern ^{18}O , ^2H , Chlorid, Natrium und Silikat durchgeführt haben. Mit ihren Ergebnissen konnten sie zeigen, daß die Unsicherheiten bei Abflußkomponentenseparationen sehr hoch sind und teilweise unrealistische Größen berechnet werden. Dies liegt an der Verletzung der Voraussetzungen für Abflußkomponententrennungen (vgl. Kap. 3.4.1). Insbesondere ist mit einer Variabilität der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Abflußkomponenten zu rechnen. RICE & HORNBERGER (1998) schließen deshalb, daß es eine notwendig Voraussetzung ist, Tracermessungen mit weiteren hydrometrischen Messungen zu kombinieren, um klare Aussagen über Abflußkomponenten und die damit verbundenen Abflußbildungsprozesse machen zu können.

Die Voraussetzungen zur Durchführung der Zwei-Komponentenseparation (Kap. 3.4.1) waren nicht immer erfüllt. Zum einen waren die ^{18}O -Gehalte der beiden Komponenten bei der ersten Intensivmeßkampagne im Frühjahr 1997 nicht immer deutlich verschieden (Verletzung der Voraussetzung 1). Zum anderen konnte gezeigt werden, daß mindestens eine zusätzliche Komponente bei der Abflußbildung beteiligt ist, und es ist nicht davon auszugehen, daß die Tracerkonzentrationen der beiden indirekten Komponenten gleich sind (Verletzung der Voraussetzung 2). Zusätzlich können die beiden geogenen Tracer nur bedingt als konservativ gelten (Verletzung der Voraussetzung 3). Das impliziert auch, daß nicht alle räumlichen und zeitlichen Variationen der Tracergehalte berücksichtigt werden können. Es ist jedoch zu betonen, daß die genannten Voraussetzungen in keinem Einzugsgebiet durchgängig gegeben sind. Insbesondere in einem mesoskaligen Gebiet ist die Annahme der Gültigkeit der Voraussetzung bezüglich der räumlichen Variationen eine starke Vereinfachung. Diese Vereinfachung wurde jedoch auch in anderen Studien für mesoskalige Gebiete gemacht (z.B. JENKINS ET AL. 1994, MEROT ET AL. 1995). Die Verletzung der Voraussetzungen wirkt sich auf die Genauigkeit der Separationsergebnisse aus. Dieser Fehler läßt sich allerdings nicht genau quantifizieren, da nicht für jeden Separationszeitschritt das Ausmaß der Verletzung der Voraussetzungen bekannt ist.

Der Fehler bei Abflußkomponentenseparationen, der durch den analytischen Meßfehler hervorgerufen wird, läßt sich dagegen mit dem Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnen (u.a. RAST 1992). Für die beiden Hochwasserereignisse 5 und 6 in der Untersuchungsperiode vom Sommer 1998 wurde eine solche Fehlerrechnung nach dem von GENEUREUX (1998) vorgeschlagenen Verfahren durchgeführt. Die analytischen Meßfehler sind in Kap. 3.5 beschrieben. Für die Zwei-Komponentenseparation ergaben sich bei Verwendung der Tracer Chlorid und Silikat für den indirekten Abfluß Fehler von weniger als 3 % für jeden Separationszeitschritt. Bei der Komponententrennung mit ^{18}O (unter Verwendung des Incremental Mean für den Direktabfluß) lag der Fehler für die Berechnung des Vorereigniswassers zwischen 8 und 16 %. Das zeigt, daß die Komponententren-

nung mit den geogenen Tracern recht genau möglich ist. Bei ^{18}O ist der Fehler größer, da die Unterschiede zwischen dem analytischen Meßfehler und der Konzentrationen der einzelnen Komponenten relativ gering ist.

Abschließend ist zu betonen, daß trotz der berechneten Fehlerbereiche und der diskutierten Ursachen für Ungenauigkeiten die getroffenen Aussagen bezüglich der dominierenden Abflußkomponenten und der dahinter stehenden Abflußbildungsprozesse Gültigkeit haben. Auch wenn die genaue Quantifizierung der Abflußkomponenten während einzelner Zeitschritte teilweise schwierig ist, kann von der Richtigkeit der qualitativen Aussagen ausgegangen werden (vgl. JENKINS ET AL. 1994).

4.4 Untersuchung der indirekten Abflußkomponenten

Nachdem insbesondere das Verhalten von Direktabflußkomponenten durch die Untersuchung von Einzelereignissen erforscht wurde, werden im nächsten Schritt die indirekten Abflußkomponenten näher betrachtet. Zuerst werden die Verweilzeiten des Wassers in den beiden indirekten Fließsystemen mit Hilfe von ^{18}O - und ^3H -Messungen bestimmt. Hierfür ist die Erstellung der Inputfunktionen für die Anwendung der mathematischen Fließmodelle von entscheidender Bedeutung. Über einfache geometrische Berechnungen können dann die gespeicherten Wasservolumina und die mittleren Aquifermächtigkeiten abgeschätzt werden. Danach werden die Anteile der Abflußkomponenten auf monatlicher Basis für einen Zeitraum von fast drei Jahren bestimmt.

4.4.1 Inputfunktionen für die Verweilzeitenberechnungen

4.4.1.1 Inputfunktionen von Sauerstoff-18 (^{18}O)

Die Auswertung der ^{18}O -Messungen wurde auf monatlicher Basis durchgeführt. Bei der Verwendung der in Kap. 3.4.2 beschriebenen Modelle treten theoretisch Verweilzeiten von Null bis Unendlich auf, deshalb wurden Inputfunktionen für die letzten 28 Jahre ermittelt. Diese Zeitreihe war für die Berechnung von mittleren Verweilzeiten bis zu fünf Jahren auf jeden Fall ausreichend. Für Systeme mit längeren Verweilzeiten ist die ^{18}O -Methode nicht anwendbar, da sich die saisonalen Unterschiede im Niederschlag sonst zu sehr ausgeglichen haben (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Die Ermittlung der Inputfunktionen für die Modellanwendungen ist sehr wichtig für die Auswertung von Umweltisotopen, deshalb wird sie im folgenden ausführlicher geschildert. Es standen Meßreihen von verschiedenen Stationen in unterschiedlicher Auflösung zur Verfügung, die folgendermaßen berücksichtigt wurden:

- *Juli 1995 – Juli 1998*

Für diesen Zeitraum wurden die Messungen im Gebiet an den in Abbildung 4.1 aufgeführten Stationen verwendet. Die Daten lagen in 1-2wöchentlicher Auflösung vor und wurden mit Hilfe der Thiessen-Polygon Methode und einer Mengengewichtung auf das Gesamtgebiet übertragen (MONBARON 1997). Diese einfache Übertragungsmethode hat

sich angeboten, da die räumliche Informationsdichte verhältnismäßig gering ist (es lagen nicht immer für alle acht Stationen Daten vor). Abhängig davon, welche Meßstationen zur Verfügung standen, wurde das berechnete Gebietsmittel auf die mittlere Einzugsgebietshöhe interpoliert. Hierfür wurde der in Abb. 4.2 dargestellte Höheneffekt verwendet. Es gab einige Datenlücken, da insbesondere im Winter nicht alle Stationen zugänglich waren, bzw. die Sammler eingeschneit waren. Diese Datenlücken wurden über die in Punkt (3) beschriebenen Regressionen über die mittlere Lufttemperatur gefüllt. Die Interpolation der Temperatur vom Feldberg auf die mittlere Einzugsgebietshöhe wurde über den für diesen Zeitraum im Gebiet gemessenen mittleren Höhengradienten von 0,35 °C pro 100 m durchgeführt. Der monatliche Gebietsniederschlag wurde nach dem in Kap. 7.1 beschriebenen Verfahren ermittelt.

- *Oktober 1993 – Juni 1995*

Für diese Periode standen ^{18}O -Niederschlagsdaten in monatlicher Auflösung von der UBA Station auf dem Schauinsland (Abb. 4.1) zur Verfügung. Diese wurden über den in Abb. 4.2 dargestellten Höhengradienten auf die mittlere Einzugsgebietshöhe übertragen. Der monatliche Gebietsniederschlag wurde von den Daten vom Feldberg über eine Höhenkorrektur auf die mittlere Einzugsgebietshöhe ermittelt.

- *Januar 1971 – September 1993*

Für diesen Zeitraum standen keine Messungen im Untersuchungsgebiet zur Verfügung. Deshalb mußte die Inputfunktion über eine lineare Regression mit der Lufttemperatur von benachbarten Stationen übertragen werden (vgl. YURTSEVER 1975, GAT 1979). Hierfür wurden Regressionen zwischen den Monatsmitteltemperaturen und den ^{18}O -Gehalten im Niederschlag für die Stationen Stuttgart-Bad Cannstatt, Karlsruhe und Weil am Rhein ermittelt (Tab. 4.2). Die Daten wurden der GNIP-Datenbank (global network of isotopes in precipitation) entnommen. Die Regressionen für die Station Konstanz wurde nicht verwendet, da sie von den anderen drei Stationen stark abweichende Daten liefert. Ebenso wurde die kurze Meßreihe vom Feldberg (Januar 1981 bis Mai 1984) nicht einbezogen, da sie einige nicht plausible Werte enthält (vgl. LINDENLAUB 1998). Mit den Temperatur- und Niederschlagsdaten vom Feldberg wurde der ^{18}O -Input berechnet, der noch über den langjährigen mittleren Höhengradienten für die mittlere Einzugsgebietshöhe korrigiert wurde. Es wurde der Mittelwert der drei Regressionsgleichungen von Stuttgart-Bad Cannstatt, Karlsruhe und Weil am Rhein verwendet.

Tab. 4.2 Lineare Regression zwischen dem ^{18}O -Gehalt im Niederschlag und der mittleren Lufttemperatur für verschiedene benachbarte Stationen

Station	Regressionsgleichung	Bestimmtheitsmaß r^2
Stuttgart-Bad Cannstatt	$^{18}\text{O} = -11,02 + 0,292 \, t$	0,45
Karlsruhe	$^{18}\text{O} = -10,87 + 0,272 \, t$	0,47
Weil am Rhein	$^{18}\text{O} = -11,61 + 0,310 \, t$	0,59
Konstanz	$^{18}\text{O} = -13,28 + 0,345 \, t$	0,56

Als Ergebnis dieser Vorgehensweise wird die ^{18}O -Konzentration im Niederschlag des Bruggagebiets erhalten (Abb. 4.13). Die ^{18}O -Gehalte Ende der 80er und Anfang der 90er Jahre sind sehr ausgeglichen, was durch eine klimatische Besonderheit in dieser Periode erklärt werden kann. Es waren sehr warme Winter sowie relativ feuchte und kalte Sommer zu verzeichnen. Beispielsweise fällt die Monatsmitteltemperatur auf dem Feldberg im Winter 1992/93 nicht unter $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und steigt im Sommer 1993 nur auf $14,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. In den anderen Jahren gab es regelmäßige Temperaturschwankungen von weniger als $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Winter und mehr als $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ in den Sommermonaten.

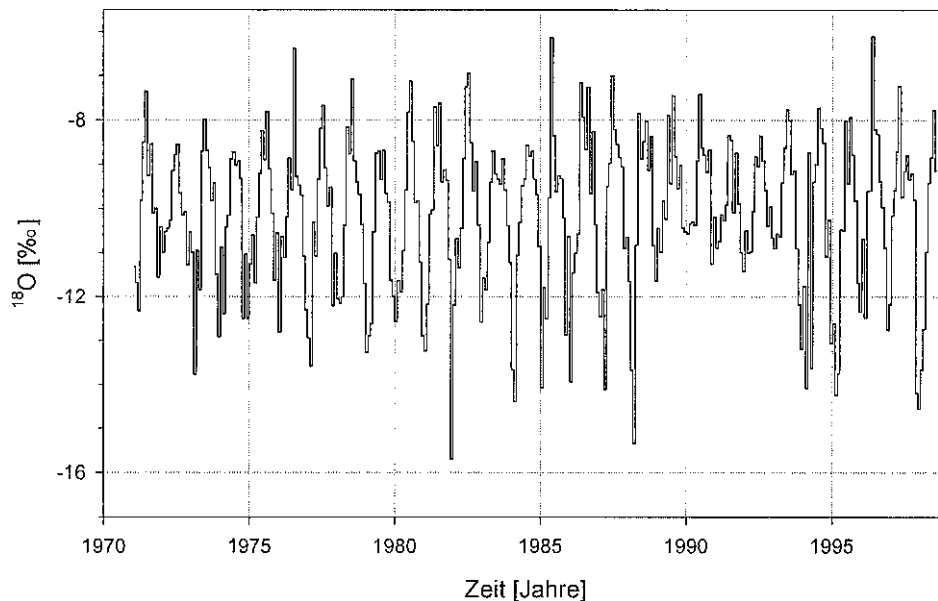


Abb. 4.13 Ermittelter ^{18}O -Gehalt im Niederschlag des Bruggaeinzugsgebiets (Periode: Januar 1971 – Juli 1998)

Um den Input für die Modellanwendung zu erhalten, müssen die monatlich variablen Infiltrationskoeffizienten α einbezogen werden (Tab. 4.3), um die zeitlich variablen Neubildungsraten zu berücksichtigen. Diese wurden mit Hilfe des konzeptionellen Einzugsgebietsmodells HBV (BERGSTRÖM 1976, 1992) ermittelt. Dafür wurde das Modell an eine 10jährige Periode angepaßt (vgl. UHLENBROOK ET AL. 1999) und der mittlere Anteil des monatlichen Niederschlags verwendet der aus der Bodenroutine in die Abflußbildungs-routine fließt. In anderen Studien werden häufig nur unterschiedliche Neubildungsraten für die beiden hydrologischen Halbjahre verwendet (vgl. MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Der Vorteil der monatlich variablen Berechnung ist, daß beispielsweise die bedingt durch die Schneeschmelze höhere Neubildung im Frühjahr besser erfaßt wird (Tab. 4.3). In den Wintermonaten ist die Neubildungsrate aufgrund der Schneespeicherung geringer. Bei Betrachtung der Infiltrationskoeffizienten wird auch deutlich, daß die Niederschläge im Sommer und Herbst zu einem bedeutenden Anteil der zur Auffüllung des Bodenspeichers

verwendet werden und zum Teil wieder verdunsten. Diese Niederschläge stehen demnach nur zu einem geringeren Anteil für die Grundwasserneubildung zur Verfügung. Aufgrund dieser Überlegungen kann angenommen werden, daß die berechnete Infiltrationskoeffizienten realistisch sind. Sie entsprechen auch dem von MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) angegebenen Bereich von 0,4 bis 1,0. Den komplexen Prozessen, die mit der Isotopenanreicherung in einer Schneedecke verbunden sind (COOPER 1998) oder der Mischung isotopisch unterschiedlicher Wasserkörper in der Bodenzone (BARNES & TURNER 1998) kann mit dem gewählten Ansatz allerdings nicht Rechnung getragen werden.

Tab. 4.3 Monatliche Infiltrationskoeffizienten für die Auswertung von Isotopenmessungen im Bruggagebiet

Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
α	0,61	0,84	0,98	0,97	0,85	0,50	0,41	0,36	0,38	0,54	0,55	0,64

Der ^{18}O -Input für das Bruggaeinzugsgebiet wird dann unter Berücksichtigung der monatlichen Gebietsniederschläge mit Gleichung 4.1 berechnet (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Die Inputfunktionen für die anderen untersuchten Systeme (Quellen) wurde gemäß ihrer mittleren Einzugsgebietshöhe korrigiert.

$$C_m(t) = \bar{C} + \frac{N\alpha_i P_i (C_i - \bar{C})}{\sum_i^n \alpha_i P_i} \quad (4.1)$$

Mit	\bar{C}	=	mittlere Outputkonzentration [‰]
	N	=	Anzahl der Monate [-]
	α_i	=	Infiltrationskoeffizient für den i -ten Monat [-]
	P_i	=	Niederschlagssumme im i -ten Monat [mm]
	C_i	=	^{18}O -Gehalt im i -ten Monat [‰]

4.4.1.2 Inputfunktion von Tritium (^3H)

Die Auswertung von ^3H -Messungen wird generell auf jährlicher Basis durchgeführt. Bei der Verwendung der in Kap. 3.4.2 beschriebenen Modelle treten theoretisch Verweilzeiten von Null bis Unendlich auf, deshalb wurde für das Bruggagebiet eine Inputfunktion für die letzten 48 Jahre ermittelt. Diese Zeitreihe war für die im Untersuchungsgebiet vorkommenden mittleren Verweilzeiten auf jeden Fall ausreichend. Die Ableitung der lokalen Inputfunktion ist bei ^3H wesentlich einfacher als bei ^{18}O , da kein Höheneffekt berücksichtigt werden muß und die Daten direkt von einer naheliegenden Station übertragen werden können (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Die monatlichen ^3H -Messungen im Niederschlag wurden für die Periode 1961 – 1997 von der Station Hohenpeissenberg, Südbayern, über-

nommen. Für die Zeitreihe 1950 – 1960 wurde von den Werten der Station Ottawa, Canada, ausgegangen. Der jährlich ^3H -Input (Abb. 4.14) wurde als gewichteter Mittelwert unter Berücksichtigung der monatlichen Niederschläge vom Feldberg und der monatlich variablen Infiltrationskoeffizienten (Tab. 4.3) berechnet. Die ermittelte Inputfunktion ist für alle untersuchten Teilsysteme (Quellen) gültig.

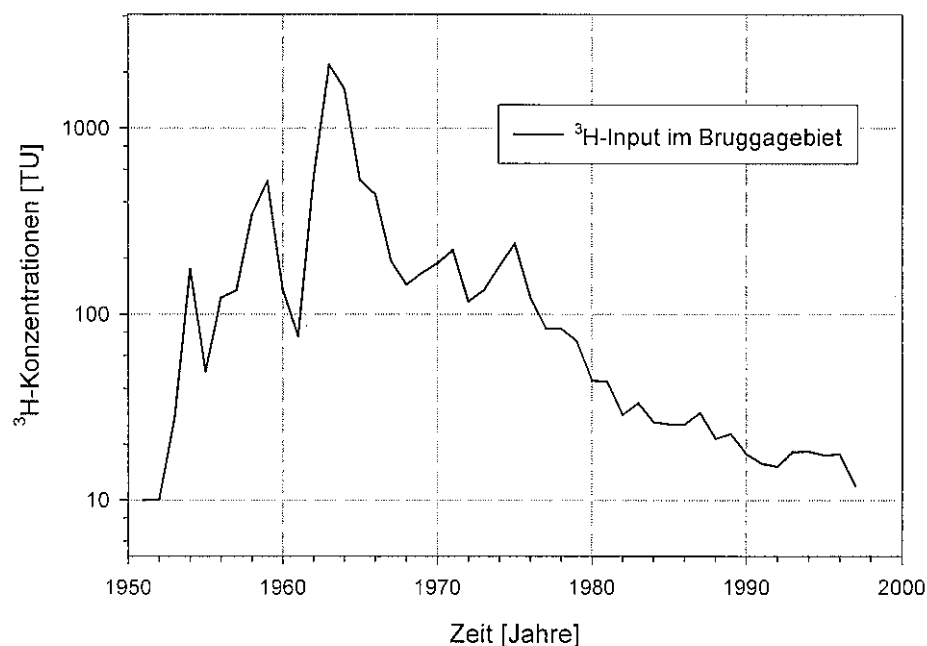


Abb. 4.14 Ermittelter ^3H -Gehalt im Niederschlag des Bruggaeinzugsgebiets (Periode: 1950 – 1997)

Bei Betrachtung der ^3H -Inputfunktion (Abb. 4.14) werden die hohen ^3H -Gehalte in den 50er und 60er Jahren deutlich. Sie wurden durch die damaligen Atombombenexperimente hervorgerufen. Mittlerweile haben die ^3H -Gehalte im Niederschlag (10 – 25 TU) wieder fast das natürliche Niveau der Zeit vor den Experimenten (6 – 10 TU) erreicht. Das macht die Altersbestimmung von schnellen Fließsystemen mit kurzen mittleren Verweilzeiten mit Hilfe von ^3H unmöglich.

4.4.2 Speicherraumcharakterisierung mit Umweltisotopen

4.4.2.1 Quellen des Fließsystems-2

Zwei der fünf Quellen (vgl. Abb. 4.1, Q1 = Zipfeldobel und Q2 = Zängerlehof), die über einen Zeitraum von ungefähr drei Jahren untersucht wurden, gehören aufgrund ihrer Tem-

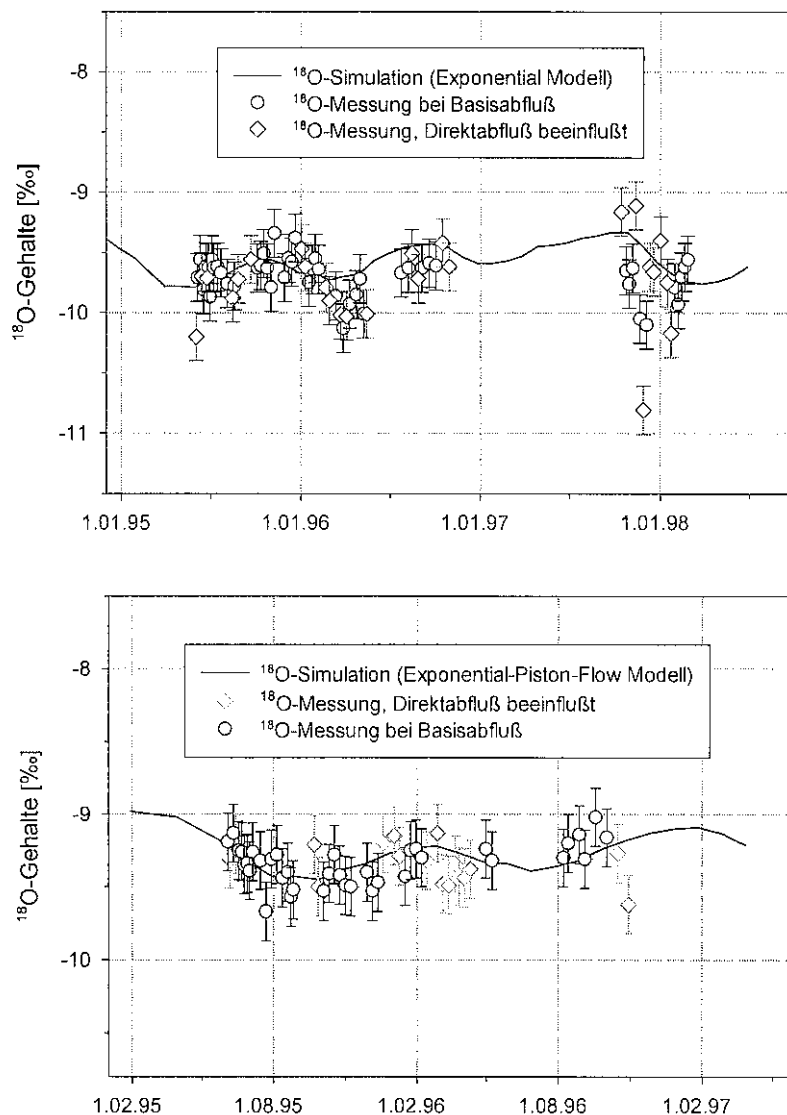


Abb. 4.15 Auswertung der ^{18}O -Messungen für die Quellen Zängerlehof (oben) und Zipfeldobel (unten). Modellparameter siehe Tabelle 4.4; bei allen Meßwerten ist der analytische Meßfehler von $\pm 0,2$ ‰ angegeben

peratur-, Leitfähigkeits- und Silikatcharakteristika zu dem Fließsystem-2. Die ^{18}O -Meßwerte (Abb. 4.15) zeigen eine deutliche Dämpfung der Jahresamplitude gegenüber den ^{18}O -Gehalten im Niederschlag (Abb. 4.13) sowie eine zeitliche Verschiebung der Minima und Maxima. Es wurden die in Kap. 3.4.2 beschriebenen Modelle getestet, um mit den jeweiligen Inputfunktionen gute Simulationen der ^3H - und ^{18}O -Meßwerte zu erhalten. Die besten Ergebnisse wurden mit dem *Exponential-Piston-Flow Modell* (EPM) für die Quelle Zipfeldobel und mit dem *Exponential Modell* (EM) für die Quelle Zängerlehof erreicht (Abb. 4.15, Tab. 4.4). Mit dem zwei-parameterigen Dispersionsmodell (DM) konnten keine entsprechenden Resultate erzielt werden.

Bei den Messungen wurde unterschieden, ob die Proben durch Direktabfluß beeinflußt sind oder nicht (vgl. SCHWARZE 1996, VITVAR 1998). Diese Unterscheidung konnte aufgrund der Leitfähigkeitsmessungen sowie der Beobachtung des Niederschlags- und Abflußgeschehens vorgenommen werden. Es ergeben sich etwas kürzere mittlere Verweilzeiten bei ungefähr gleichen η -Werten (η drückt den Piston-Flow-Anteil bei Verwendung des EPM-Modells aus), wenn die direktabflußbeeinflußten Messungen miteinbezogen werden (mittlere Verweilzeit für die Quelle Zipfeldobel: 34 statt 36 Monate, für die Quelle Zängerlehof: 25 statt 28 Monate). Die Simulationsergebnisse (σ -Werte) werden dadurch schlechter. Als mittlere Verweilzeit des Wassers im Fließsystem-2 sind jedoch die Ergebnisse der Messungen bei Basisabfluß zu verwenden. Sie sind nicht durch die Direktabflußkomponenten verfälscht, die wesentlich kürzere Verweilzeiten im System haben (vgl. Kap. 4.3) und durch den jeweiligen Isotopengehalt im Niederschlag geprägt sind.

Über die Tritiummessungen konnten keine genauere Verweilzeitenbestimmungen als kleiner fünf Jahre gemacht werden. Bei geringeren Verweilzeiten erwiesen sich die Modellparameter t_0 und η als nicht sensitiv (Abb. 4.18); längere mittlere Verweilzeiten als fünf Jahre können allerdings ausgeschlossen werden.

Tab. 4.4 Ergebnisse der ^{18}O - und ^3H -Auswertungen mit dem Exponential-Piston-Flow Modell (EPM) für die Quellen Zipfeldobel und Zängerlehof (Fließsystem-2)

	Zipfeldobel		Zängerlehof	
	^{18}O -Auswertung	^3H -Auswertung	^{18}O -Auswertung	^3H -Auswertung
t_0 (mittlere Verweilzeit)	36 Monate	< 5 Jahre	28 Monate	< 5 Jahre
η	1,12	1 – 1,2	1,0	1 – 1,2
β	10 %	-	20 %	-
C_β	-9,34 ‰	-	-9,72 ‰	-
σ (Gütemaß)	0,0184	< 0,5	0,0311	0,30 – 0,33

Bei beiden Quellen wurden die Simulationsergebnisse besser, wenn eine zusätzlich Komponente mit einem konstanten ^{18}O -Gehalt zugefügt wurde. Diese Komponente entspricht einem Fließsystem mit langer mittlerer Verweilzeit (> 5 Jahre), bei dem keine jahreszeitlichen ^{18}O -Variationen mehr festgestellt werden können. Der Parameter β gibt den Anteil dieser Komponente am gesamten Wasserfluß an. C_β legt den ^{18}O -Gehalt fest, der durch die mittlere Einzugsgebietshöhe dieser Komponente bestimmt wird und als Mittelwert aller Messungen ermittelt wurde (Kap. 3.4.2). Es zeigt sich, daß beide Quellen von einem tieferen, älterem Grundwasserkörper beeinflußt sind. Der Anteil dieser Komponente liegt bei 10 bzw. 20 %. Da das Fließsystem-2 den Hanggrundwasserspeichern zugeordnet wird, kann davon ausgegangen werden, daß die zweite, ältere Komponente aus dem darunter

liegenden kristallinen Kluftgrundwasserspeicher (Fließsystem-1) stammt. Aufgrund der langen Verweilzeit des Wassers im Kluftgrundwasserleiter, sind keine Variationen im ^{18}O -Gehalt dieser Komponente zu erkennen.

4.4.2.2 Quellen des Fließsystems-1

Die drei anderen Quellen (vgl. Abb. 4.1, Q8 = Stollen, Q11 = Mooshof und Q13 = Erlenhof), die über den Zeitraum von ungefähr drei Jahren untersucht wurden, gehören aufgrund ihrer Temperatur-, Leitfähigkeit- und Silikatcharakteristika zum Fließsystem-1. Analog zur Untersuchung des Fließsystems-2 wurden die in Kap. 3.4.2 beschriebenen Modelle getestet, um mit den jeweiligen Inputfunktionen eine möglichst gute Simulation der ^3H - und ^{18}O -Meßwerte zu erhalten. Die besten Ergebnisse bei der ^3H -Auswertung wurden mit dem *Dispersionsmodell* (DM) erzielt (Abb. 4.16, Tab. 4.5). Demnach beträgt die mittlere Verweilzeit der Quelle Stollen, bei der es sich um einen Entwässerungsstollen des Schauinslandbergwerks handelt, 8,6 Jahre. Die mittleren Verweilzeiten der beiden Quellen der Hochlagen (Mooshof und Erlenhof) betragen 6,2 und 6,6 Jahre. Mit dem EPM, welches für das Fließsystem-2 am besten geeignet war, wurden keine guten Resultate erzielt.

Tab. 4.5 Ergebnisse der ^{18}O - und ^3H -Auswertungen mit dem Dispersionsmodell (DM) für die Quellen Stollen, Mooshof und Erlenhof (Fließsystem-1)

		Stollen		Mooshof		Erlenhof	
		^3H	^{18}O	^3H	^{18}O	^3H	^{18}O
t_0	(mittlere Verweilzeit)	8,6 a	> 5 a	6,6 a	> 5 a	6,2 a	> 5 a
PD	(Dispersionsparameter)	0,22	-	0,017	-	0,035	-
σ	(Gütemaß)	0,3042	-	0,1838	-	0,2199	-

Die ^{18}O -Methode war bei den im Fließsystem-1 vorkommenden langen Verweilzeiten von mehr als 5 Jahren nicht anwendbar, was beispielhaft für die Quelle Stollen gezeigt wird (Abb. 4.17). Wenn die durch Direktabfluß beeinflussten Messungen ausgenommen werden (analoge Vorgehensweise wie bei Kap. 4.4.2.1), dann ist keine jahreszeitliche Variation der Messungen mehr zu erkennen. Daß es direkte Abflußkomponenten in der Quelle Stollen gibt, wurde durch Beobachtungen der Bergarbeiter vom Bergwerk Schauinsland bestätigt. Bei länger andauernden Niederschlägen tropft an manchen oberflächennahen Stellen verstärkt Wasser mit geringer elektrischer Leitfähigkeit von den Wänden der Stollen (STEIBER 1998, persönliche Mitteilung). Die Simulation der ^{18}O -Meßwerte, die nicht von Direktabfluß beeinflusst sind, kann am besten durch eine sehr ausgeglichene

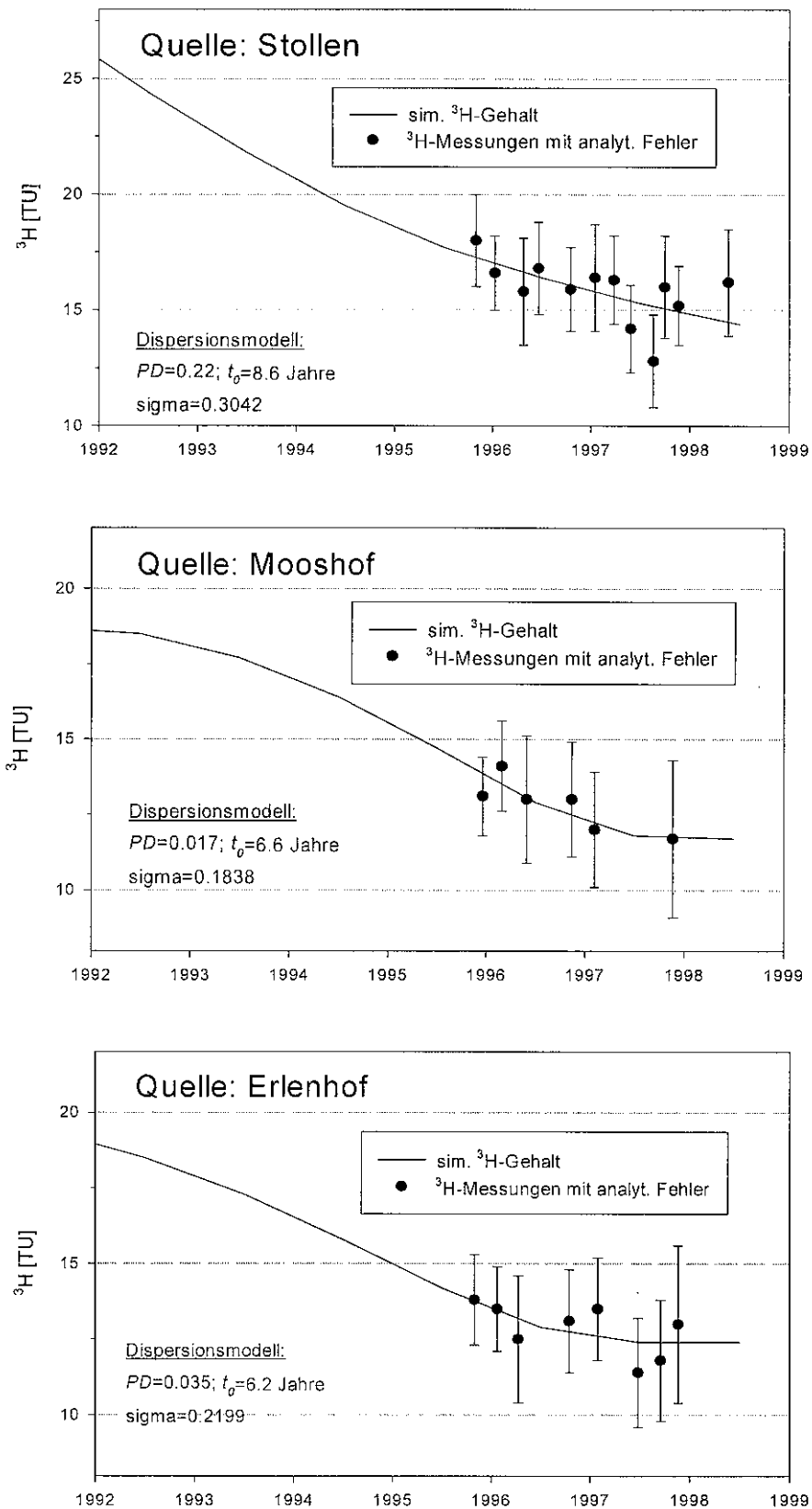


Abb. 4.16 Auswertung der ^3H -Messungen für die Quellen Stollen, Mooshof und Erlenhof. Bei allen Meßwerten ist der analytische Meßfehler mit ± 1 Standardabweichung angegeben

Funktion beschrieben werden (Abb. 4.17). Diese Funktion ergibt sich, wenn die mit Hilfe der ^3H -Messungen bestimmten Parameter verwendet werden. Diese Beobachtung, daß sich die ^{18}O -Variationen bei mittleren Verweilzeiten von mehr als 5 Jahre ausgeglichen haben, wurde auch von HERMANN ET AL. (1986) und DEWALLE ET AL. (1997) in anderen Einzugsgebieten gemacht.

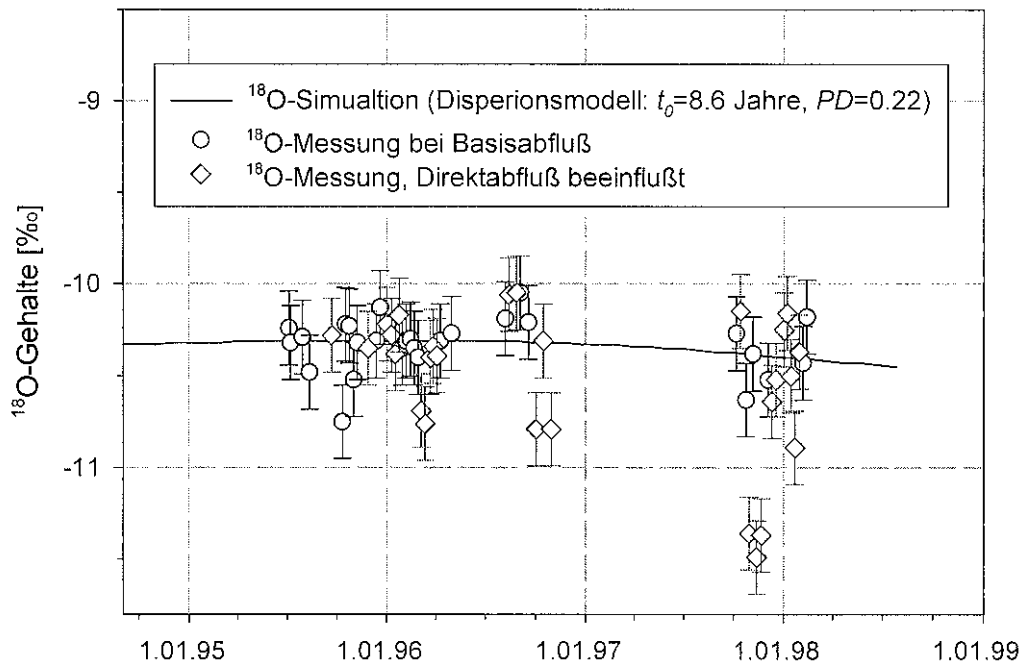


Abb. 4.17 Simulation der ^{18}O -Messungen für die Quelle Stollen. Bei allen Meßwerten ist der analytische Meßfehler von $\pm 0,2 \text{ ‰}$ angegeben

Da die ^{18}O -Gehalte im Basisabfluß annähernd konstant sind und die ^3H -Gehalte fast den natürlichen atmosphärischen Konzentrationen entsprechen, könnte die mittlere Verweilzeit des Wasser auch mehr als 40 Jahre betragen. Diese Doppeldeutigkeit der ^3H -Ergebnisse wird durch die besondere Inputfunktion von ^3H hervorgerufen (Abb. 4.14), deren maximalen Werte in den 50er und 60er Jahren vorkamen. Demnach können die gemessene Konzentrationen durch Wasser verursacht worden sein, welches vorwiegend zur Zeit des ansteigenden oder des abfallenden Astes der ^3H -Inputfunktion in das jeweilige System gekommen ist. Einen Hinweis auf Wasser, welches deutlich älter ist als 6 – 9 Jahre, gaben auch die ^3H -Messungen der Quelle Qchsenleggger (Abb. 4.1, Q6). Sie hatte nur einen ^3H -Gehalt von $8,1 \pm 1,9 \text{ TU}$, was deutlich unter dem seit den 50er Jahren vorkommenden ^3H -Gehalten im Niederschlag liegt. Es konnte jedoch mit Messungen von FCKWs widerlegt werden, daß das Wasser eine so hohe mittlere Verweilzeit hat. Hierfür wurde der Gehalt der Freone F-11, F12 und F-113 an einem Stichtag am 24.6.1998 in verschiedenen Quellen, der Atmosphäre und an verschiedenen Stellen des Schauinslandbergwerks gemessen.

Diese FCKWs werden seit den 50er Jahren verstärkt in die Atmosphäre emittiert und können zur Verweilzeitenbestimmung jüngerer Komponenten verwendet werden (OSTER ET AL. 1996A,B). Die gemessenen FCKW-Konzentrationen lagen alle nahe der momentanen atmosphärischen Konzentration, woraus sich eine mittlere Verweilzeit von weniger als 10 Jahren ergab. Eine genauere Datierung war mit den FCKW-Messungen, aus zwei Gründen nicht möglich: Zum einen nehmen die atmosphärischen Konzentrationen einiger FCKWs seit Anfang der 90er Jahre wieder ab. Zum anderen ist die Löslichkeit dieser schweren Moleküle stark von der Temperatur abhängig, die im Untersuchungsgebiet großen räumlichen und zeitlichen Variationen unterliegt.

Zusammenfassend gesehen unterstützen die FCKW-Messungen mit ihrem Resultat, daß die mittleren Verweilzeiten aller untersuchter Fließsysteme kleiner zehn Jahre sind, die Ergebnisse der Isotopenmessungen. Die Doppeldeutigkeit der ^3H -Messungen, die auch mittlere Verweilzeiten von mehr 40 Jahren möglich erscheinen ließen, konnte ausgeräumt werden.

4.4.2.3 Diskussion der Verweilzeitenbestimmungen

Unsicherheiten und Vergleich mit anderen Studien

Die Modellanwendung zur Auswertung der ^{18}O - und ^3H -Messungen erbrachten für das Fließsystem-1 mittlere Verweilzeiten von 6,2 bis 8,6 Jahren. Für das Fließsystem-2 wurden mittlere Verweilzeiten von 2,3 bis 3 Jahren bestimmt. Die Parameter der Modelle konnten zwar eindeutig bestimmt werden, jedoch ist aufgrund verschiedener Fehlerquellen von einer Unsicherheit von ca. ± 1 Jahr für das Fließsystem-1 und von ca. $\pm 0,5$ Jahren für das Fließsystem-2 auszugehen. Die Unsicherheiten werden hervorgerufen durch die räumliche Interpolation der Niederschlagsmengen und Isotopengehalte, den verwendeten Höhengradienten, die Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen, den verwendeten Infiltrationskoeffizienten, die Verlängerung der Inputfunktion über Regressionen und den analytischen Meßfehlern. Zusätzlich ist zu beachten, daß die verwendeten mathematischen Fließmodelle die komplexen natürlichen Fließsysteme nur stark vereinfacht beschreiben können.

Bei der Auswertung zeigte sich, daß sich das EM bzw. EPM am besten für das Fließsystem-2 eignet. Die Modellvoraussetzungen (vgl. Kap. 3.4.2) treffen auch für die Hanggrundwasserleiter gut zu, die offene (nicht überdeckte) Aquifere mit flächenhafter Grundwasserneubildung sind, d.h. in Abhängigkeit von der Entfernung von der Quelle können lange aber auch sehr kurze Verweilzeiten auftreten. Der Piston-Flow-Anteil läßt sich mit Hilfe der ungesättigten Zonen über dem Aquifer erklären, in der sich die Fließprozesse am besten mit dem PFM konzeptionalisieren lassen (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Der Piston-Flow-Anteil ist ziemlich gering ($\eta < 1,15$; das entspricht einem Piston-Flow-Anteil von weniger als 13 %), was auf eine gut durchlässige ungesättigte Zone schließen läßt, in der die Verweilzeit des Wasser wesentlich geringer ist als in dem gesamten System. Das DM war für das Fließsystem-1 am besten geeignet. Dieses Modell bietet sich u.a. für teilweise überdeckte Aquifere sowie tiefere Grundwassersysteme an (vgl. Abb. 3.7). Demnach erscheint die Eignung der jeweiligen Modelle plausibel.

Trotz der verschiedenen Fehlerquellen und Unsicherheiten passen die Ergebnisse gut zu den Verweilzeiten die in anderen Studien bestimmt wurden. SCHNEIDER (1988) untersuchte die Quellgruppe der Kleislewaldquellen, die im benachbarten Zastlereinzugsgebiet liegen. Aufgrund der Hanglagen und der geologischen Beschreibung des Quelleinzugsgebiets können sie dem Fließsystem-2 zugeordnet werden. Die mittlere Verweilzeit wurde mit ^3H auf kleiner vier Jahre festgelegt, ^{18}O -Untersuchungen unter Verwendung des Exponentialmodells erbrachten mittlere Verweilzeiten von 2,2 bzw. 2,7 Jahren. Es wurde auch die Beteiligung direkter Abflußkomponenten in niederschlagsreichen Perioden beobachtet. Das GLA hat im Hinblick auf Trinkwassernutzung verschiedene Grubenwasser im Schauinslandbergwerk isotopisch untersucht (GLA 1995, zit. in LINDENLAUB 1998). Es konnten drei verschiedene Quelltypen ausgeschieden werden: Erstens, Quellen mit Verweilzeiten von weniger als drei Jahren und einer deutlicher Beeinflussung durch Direktabflüsse; zweitens, Quellen mit Verweilzeiten von 4 – 8 Jahren und einer Beeinflussung durch Direktabflüsse; drittens, Quellen mit längeren Verweilzeiten und ohne merkliche Beeinflussung von Direktabflüssen. Die in dieser Arbeit als Stollen bezeichnete Quelle gehört demnach zur zweiten Gruppe.

Unterschiede treten zu den Ergebnissen der ^{18}O -Auswertungen von LINDENLAUB (1998) und MEHLHORN (1998) auf. Dort werden die mittleren Verweilzeiten für das Fließsystem-2 mit ca. 1,5 Jahren und für das Fließsystem-1 mit ca. 3 Jahren angegeben, wobei MEHLHORN (1998) alle Fließsysteme mit dem DM und LINDENLAUB (1998) mit dem EPM auswertete. Die Diskrepanz zu den hier dargestellten Ergebnissen läßt sich durch die kürzeren Meßreihen und die anderen Inputfunktionen erklären. In diesen Arbeiten wurden nur halb so lange Meßreihen verwendet. Außerdem wurden bei der Erstellung der Inputfunktionen nur Daten vom Schauinsland und keine Messungen vom eigenen Niederschlagsmeßnetz im Gebiet (vgl. Abb. 4.1) verwendet. Im weiteren wurden die Meßwerte, die von Direktabfluß beeinflußt sind, für die Verweilzeitenbestimmung nicht ausgenommen, was zu einer systematischen Unterschätzung der mittleren Verweilzeit des eigentlich untersuchten Systems führt. Zusätzlich können die in dieser Arbeit über ^{18}O ermittelten Verweilzeiten durch die Verwendung eines weiteren Tracers (^3H) bestätigt werden.

Sensitivitätsanalyse

Es wurde eine Sensitivitätsanalyse für die ^3H - und ^{18}O -Modellierung durchgeführt, um zu ermitteln, mit welcher Genauigkeit die Modellparameter bestimmt werden konnten. Die mittlere Verweilzeit t_0 und der Dispersionsparameter PD konnten für das Fließsystem-1 mit Tritium sehr genau bestimmt werden, was in Abbildung 4.18 (links) beispielhaft für die Quelle Mooshof dargestellt ist. Für das Fließsystem-2 war es über Tritium nur möglich, die mittlere Verweilzeit auf weniger als fünf Jahre festzulegen. Eine genauere Datierung konnte nicht vorgenommen werden, da verschiedene Kombinationen der Parameter t_0 und η zu gleich guten Modellergebnissen (vgl. σ -Werte) führte (Abb. 4.18, rechts).

Die ^{18}O -Auswertungen für das Fließsystem-2 waren im Gegensatz zu den ^3H -Auswertungen relativ genau möglich. Die Modellparameter waren sensitiv und konnten eindeutig bestimmt werden. Für das Fließsystem-1 war mit den ^{18}O -Messungen nur eine Abschätzung der mittleren Verweilzeit von mehr als fünf Jahre möglich (vgl. Abb. 4.17).

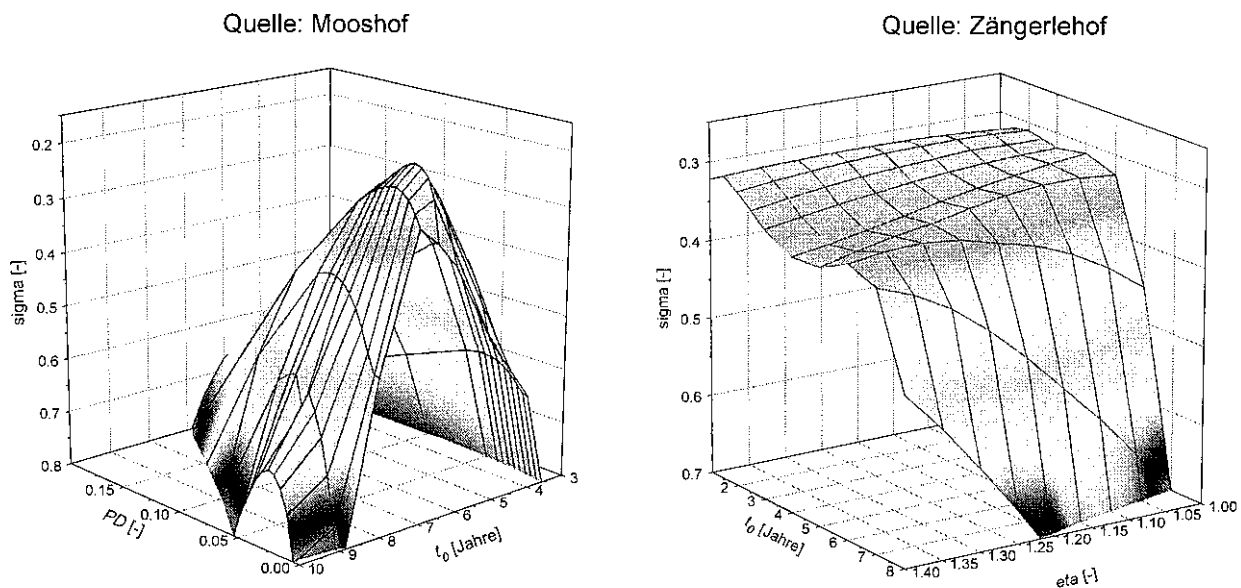


Abb. 4.18 Sensitivitätsanalyse der ^3H -Modellierungen für die Quellen Mooshof und Zängerlehof

Plausibilitätsabschätzungen

Mit einfachen geometrischen Berechnungen wurde das mittlere Aquifervolumen und die mittlere Grundwassermächtigkeit abgeschätzt (Tab. 4.6; vgl. MALOSZEWSKI ET AL. (1983), YURTSEVER & PAYNE 1985, HERRMANN ET AL. 1989). Somit kann die Plausibilität der ermittelten Verweilzeiten überprüft werden. Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen: Ausgehend von der ermittelten mittleren Verweilzeit t_0 [s] wurde mit Hilfe der Schüttung Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] das mittlere Volumen des gespeicherten Wassers im Aquifer V [m^3] bestimmt, wobei die mittleren Schüttungen von LINDENLAUB (1998) übernommen wurden. Wird V durch die Einzugsgebietsgröße der Quelle $EG\text{-}Q$ [m^2] geteilt, erhält man die mittlere Speicherrhöhe der Wassersäule h [m]. Die Einzugsgebietsgröße wurde aus topographischen Karten ermittelt. Dies impliziert die Annahme, daß das oberirdische Einzugsgebiet dem unterirdischen Einzugsgebiet entspricht. Wird h durch die Gesamtporosität n [-] geteilt, kann die mittlere Grundwassermächtigkeit m [m] angegeben werden.

Die Mächtigkeit der *Hangschuttdecken* (Fließsystem-2) wird als räumlich sehr variabel beschrieben, sie kann allerdings am Hangfuß 5 – 10 m betragen (GLA 1967). Demnach erscheint die mittlere Mächtigkeit des gesättigten Bereichs von 3 bzw. 7,3 m für die beiden Quellen am Hangfuß plausibel. Diese Mächtigkeiten wurden unter Annahme einer Gesamtporosität von 0,3 errechnet, welche aufgrund des hohen Skelett- und Blockgehalts abgeschätzt wurde. In der Literatur wurden keinen Angaben über mittlere Mächtigkeiten der Hochlagenbereiche gefunden. Die Porosität dieser Zonen ist sehr schwierig einzuschätzen, da feinkörnigere Bereiche (vermutliche Porosität $> 0,4$) vorkommen, die auf dem kristallinen Grundgestein aufliegen (vermutliche Porosität bis $< 0,02$). Der Übergang

zwischen diesen Zonen ist fließend, d.h. es gibt stärker geklüftete Bereiche wo Feinmaterial in größeren Tiefen vorkommen kann. Die mittleren Grundwassermächtigkeiten von 21,7 bzw. 33,8 m wurden unter der Annahme einer Porosität von 0,15 ermittelt. Aufgrund der Morphologie erscheinen die Mächtigkeiten etwas zu hoch, eine unabhängige Bestimmung z.B. mit geophysikalischen Methoden (vgl. HERMANN ET AL. 1989) wäre wünschenswert. Eine analoge Berechnung für die Quelle Stollen konnte nicht durchgeführt werden, da aufgrund des weit verzweigten Stollensystems das Einzugsgebiet der Quelle nicht festgelegt werden konnte.

Tab. 4.6 Berechnung des mittleren Grundwasserspeichervolumens und der mittleren Grundwassermächtigkeit für vier untersuchte Quellen

Quelle	t_0 [a]	q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	V [m^3]	$EG \cdot q$ [m^2]	h [m]	m [m] ¹⁾
Fließsystem-2:						
Zipfeldobel	3	0,0006	52300	24000	2,18	7,3
Zängerlehof	2,33	0,0015	87100	97200	0,90	3,0
Fließsystem-1:						
Erlenhof	6,2	0,001	195500	60000	3,26	21,7
Mooshof	6,6	0,00133	277400	54700	5,07	33,8

¹⁾ Die Gesamtporosität n wurde für die Quellen des Fließsystem-2 (Zängerlehof und Zipfeldobel) auf 0,3 und für die Quellen des Fließsystem-1 (Erlenhof und Mooshof) auf 0,15 festgelegt.

Unter den genannten Voraussetzungen sind die mit Umweltisotopen ermittelten Aquiferparameter als realistisch anzusehen, wobei die Mächtigkeiten der Grundwasserkörper etwas zu hoch erscheinen. In Anbetracht der Unsicherheiten, die mit der Auswertung von Umweltisotopenmessungen verbunden sind (vgl. Ermittlung der Inputfunktion, relativ hoher analytischer Meßfehler etc.), sind die Resultate als realistisch einzustufen (MALOSZEWSKI 1999, pers. Mitteilung).

In einer Untersuchung im Südschwarzwald bei Todtmoos (Gestein: Alptalgranit) konnte HIMMELSBACH (1993) einen oberflächennahen Grundwasserkörper in einer Auflockerungszone mit geringer mittlerer Verweilzeit (weniger als ein Jahr) nachweisen. Dieser überlagert einen tieferen Kluftgrundwasserkörper mit mittleren Verweilzeiten in der Größenordnung von drei bis fünf Jahren. Der obere Grundwasserkörper hat eine mittlere Mächtigkeit von ca. 30 m. Die zwei unterschiedlichen Grundwasserstockwerke entsprechen den Gegebenheiten im Bruggagebiet, auch wenn die mittleren Verweilzeiten etwas länger sind. Die Mächtigkeitsangabe für den oberen Grundwasserkörper bestätigen die Plausibilität der im Bruggagebiet ermittelten Werte.

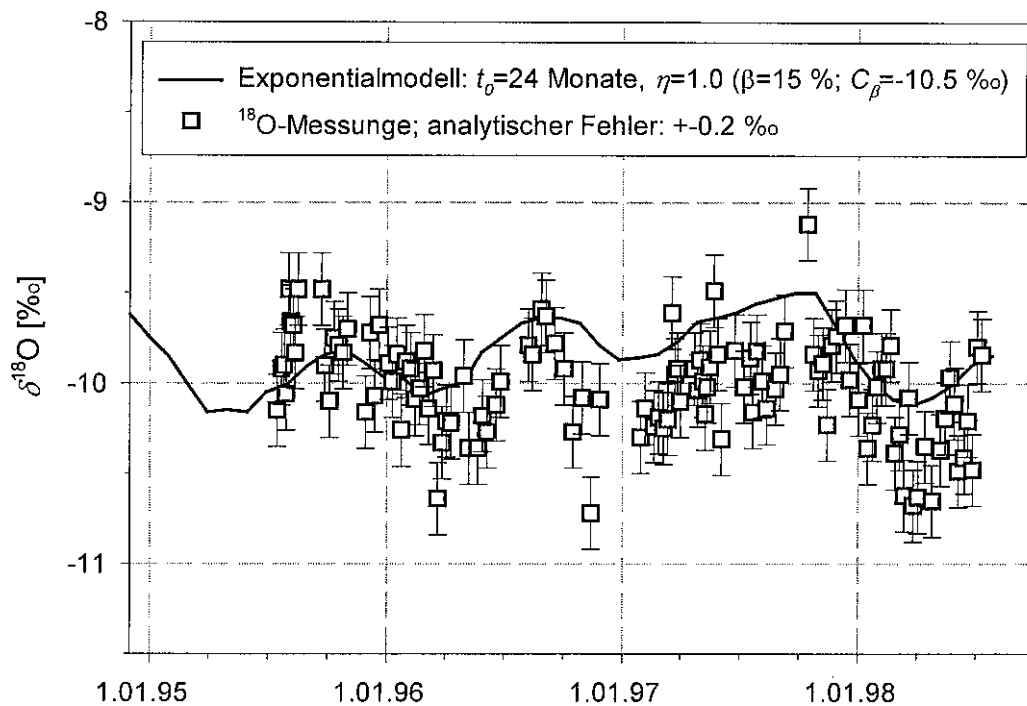


Abb. 4.19 Simulation der ^{18}O -Meßwerte mit dem Exponentialmodell am Gebietsauslaß des Bruggaeinzugsgebiets. Bei allen Meßwerten ist der analytische Meßfehler von $\pm 0,2 \text{ ‰}$ angegeben

4.4.3 Langfristige Abflußkomponententrennung

Das Ziel der Messungen der Umweltisotope war es, neben der Untersuchung der Speichersysteme einzelner Quellen und der Abflußkomponententrennungen für Hochwasserereignisse, die Abflußkomponenten für längere Zeiträume zu quantifizieren. In einem ersten Schritt wurden die ^{18}O -Messungen am Gebietsauslaß mit nur einem Modellansatz modelliert. Hierfür eignete sich das EM mit einer mittleren Verweilzeit von 24 Monaten und einem β -Wert von 15 - 20 % ($C_\beta = -10,5 \text{ ‰}$) am besten (Abb. 4.19). Demnach kann davon ausgegangen werden, daß der Abfluß an der Brugga durch ein dominantes System mit exponentieller Verweilzeitenverteilung und einer mittleren Verweilzeit von zwei Jahren beschrieben werden kann. Zusätzlich ist noch ein älteres Fließsystem mit einer mittleren Verweilzeit von mehr als fünf Jahren von Bedeutung, dessen Anteil 15 – 20 % ausmacht. Die Konzentration des älteren Fließsystems (C_β -Wert) wurde deshalb etwas niedriger gewählt als es der mittleren Einzugsgebietshöhe entspricht, weil diese Komponente verstärkt in den Hochlagen gebildet wird. Dort sind aufgrund des Höheneffektes geringere ^{18}O -Gehalte zu verzeichnen (vgl. Kap. 4.2.1). Werden nur Messungen bei Niedrigwassersituationen in der Brugga betrachtet, erhöht sich die mittlere Verweilzeit von 24 auf 33 Monate. Insgesamt ist die Simulation der ^{18}O -Messungen am Gebietsauslaß im Vergleich zu den Simulationen der Quellen (Abb. 4.15) als weniger zufriedenstellend zu bezeichnen. Der σ -Wert beträgt 0,033 im Vergleich zu Werten von 0,018 und 0,031 für die Quellen

des Fließsystems-2. Das läßt sich dadurch erklären, daß es im Bruggaeinzugsgebiet zur Überlagerung von verschiedenen Teilsystemen kommt und die Modellierung mit nur einem Modellansatz ist eine sehr starke Vereinfachung.

Um das Ziel der langfristigen Abflußkomponententrennung zu erreichen, wurde in einem zweiten Schritt versucht, die ^{18}O -Konzentrationen im Bruggaeinzugsgebiet durch die Summation von drei Teilsystemen zu modellieren (Abb. 4.20). Eine ähnliche Vorgehensweise wurde auch von MALOSZEWSKI ET AL. (1983) in dem alpinen Lainbachtal und von HERMANN ET AL. (1986, 1989) in dem Oberharzer Einzugsgebiet Lange Bramke gewählt. MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) betonen, daß eine solche Modellierung nur in Einzugsgebieten mit relativ langen Zeitreihen und häufiger Probenahme möglich ist. Die Datenlage im Bruggagebiet wurde als ausreichend dafür angesehen.

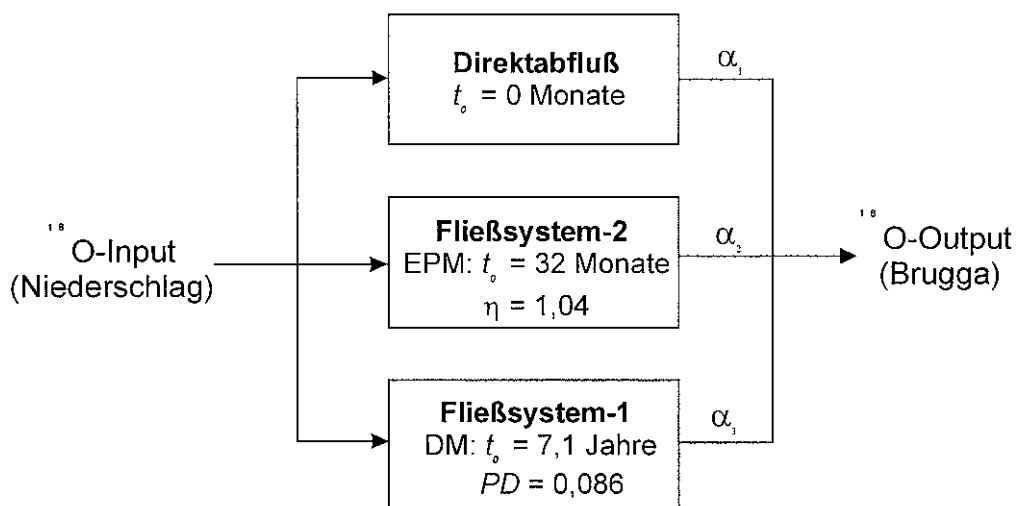


Abb. 4.20 Schematisierte Darstellung des Modellansatzes zur langfristigen Quantifizierung der Abflußkomponenten mit Umweltisotopen im Bruggaeinzugsgebiet

Es werden folgende Komponenten unterschieden (Abb. 4.20):

(1) *Direktabfluß*

Dieses System hat den ^{18}O -Gehalt des Niederschlags im jeweiligen Monat, was vergleichbar mit einer Verweilzeit von weniger als einem Monat ist. Dabei bestimmt α_1 den Anteil des Abflusses aus diesem Fließsystem am Gesamtabfluß.

(2) *Fließsystem-2*

Dieses System wird durch die beiden Hangfußquellen Zängerlehhof und Zipfeldobel repräsentiert. Zur Bestimmung des ^{18}O -Gehalts dieser Komponente wurden die Parameter des EPM, die für die beiden Quellen bestimmt wurden, gemittelt ($t_0 = 32$; η

= 1,06). Dabei bestimmt α_2 den Anteil des Abflusses aus diesem Fließsystem am Gesamtabfluß.

(3) Fließsystem-1

Dieses System wird durch die beiden Quellen der Hochlagen Mooshof und Erlenhof sowie durch die Quelle des Kluftgrundwasserspeichers Stollen repräsentiert. Das DM eignete sich am besten zur Modellierung des ^3H -Gehalts. Werden die Modellparameter der drei Quellen gemittelt, erhält man die mittlere Verweilzeit von 86 Monaten und den Dispersionsparameter 0,086. Diese Werte wurden zur Bestimmung des ^{18}O -Gehalts dieser Komponente verwendet. Dabei bestimmt α_3 den Anteil des Abflusses aus diesem Fließsystem am Gesamtabfluß.

Beim Vergleich der ^{18}O -Konzentrationen der drei Fließsysteme mit dem simulierten ^{18}O -Gehalt des gesamten Bruggagebiets (Abb. 4.19) wird deutlich, daß die ^{18}O -Gehalte am Pegel am stärksten durch das Fließsystem-2 bestimmt werden (Abb. 4.21). Der ^{18}O -Gehalt des Direktabflusses entspricht dem des Niederschlags (Abb. 4.13). Das Fließsystem-1 zeigt aufgrund der langen mittleren Verweilzeiten keine jahreszeitlichen Schwankungen im ^{18}O -Gehalt mehr und entspricht annähernd einer Geraden.

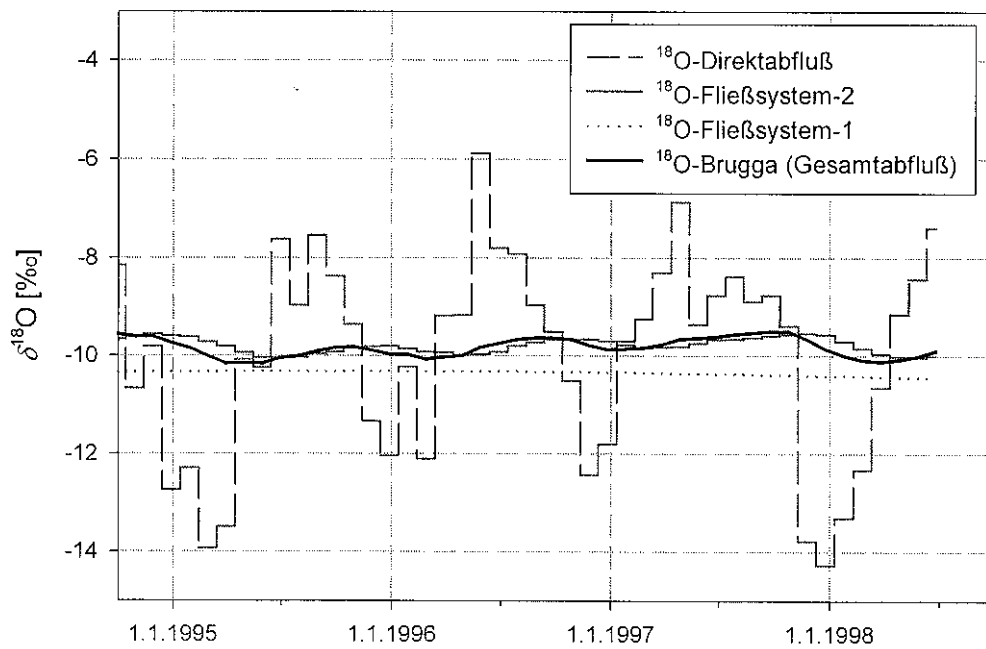


Abb. 4.21 ^{18}O -Gehalte der drei Fließsysteme und des Bruggaeinzugsgebiets

Um eine Quantifizierung der drei Abflußkomponenten auf monatlicher Basis durchzuführen, muß eine weitere Annahme getroffen werden. Es wurde unterstellt, daß Direktabfluß nur auf Sättigungsflächen und Blockschutthalden, die von schnellen Makroporenabflüssen dominiert sind, gebildet wird. Diese Flächen nehmen nach der in Kap. 5 dargestellten

Raumgliederung ca. 7 % der gesamten Einzugsgebietsfläche ein. Das bedeutet, daß 7 % des monatlichen Niederschlags direkt zum Abfluß kommen. Unter dieser Voraussetzung ist es möglich, die Anteile der beiden anderen Komponenten nach dem in Kap. 3.4.1 beschriebenen Verfahren auf monatlicher Basis zu quantifizieren (Tab. 4.7). Hierbei wurden die Parameter α_i für jeden Monat so bestimmt, daß die Mischung der drei Abflußkomponenten dem simulierten ^{18}O des Gesamtabflusses entspricht und die Summe der α_i eins ergibt. Es mußte für diese Abflußkomponentenseparation von den simulierten ^{18}O -Gehalten im Gesamtabfluß ausgegangen werden, da die Meßwerte in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung vorlagen (Abb. 4.19). Für manche Monate war die Separation nicht möglich, da negative Abflüsse ermittelt wurden. Diese Zeiträume wurden aus der Quantifizierung ausgenommen. Eine ähnliche Vorgehensweise wurde auch von DEWALLE ET AL. (1988) für die Untersuchung von Einzelereignissen angewendet. Es wurde ebenfalls eine Drei-Komponentenseparation mit nur einem Tracer durchgeführt, indem die beitragenden Flächen für den Direktabfluß festgelegt wurden.

Tab. 4.7 Ergebnis der Abflußkomponententrennung aufgrund der ^{18}O - und ^3H -Messungen auf monatlicher Basis (Zeitraum: August 1995 bis Juni 1998)

Anteil der Abflußkomponenten [%]	
$\alpha_1 = Q_{\text{Direktabfluß}} / Q_{\text{Gesamtabfluß}}$	11,1
$\alpha_2 = Q_{\text{Fließsystem-2}} / Q_{\text{Gesamtabfluß}}$	69,4
$\alpha_3 = Q_{\text{Fließsystem-1}} / Q_{\text{Gesamtabfluß}}$	19,5

Bei der Betrachtung der Ergebnisse der langfristigen Abflußkomponentenseparation (Tab. 4.7) wird die dominante Rolle der Hangaquifere als Hauptumsatzraum des Wasser deutlich ($\alpha_2 = 69,4 \%$). Aus dem kristallinen Kluftgrundwasserspeicher und den Hochlagenbereichen (Flächenanteil der Hochlagenbereiche ca. 14,8 %; vgl. Raumgliederung Kap. 5), kommen nur ungefähr 20 % des Abflusses (α_3). Der Anteil des Direktabflusses beträgt ca. 11 %, wenn der Anteil der direktabflußbildenden Gebiete wie beschrieben auf 7 % der Einzugsgebietsfläche festgelegt wird. Es wird davon ausgegangen, daß der Niederschlag von diesen Flächen direkt abfließt, in den anderen Gebieten kann zusätzlich ein Teil des Niederschlags verdunsten. Demnach ist der Abflußanteil des Direktabflusses höher als der Anteil der Flächen auf denen er gebildet wird. Wird der Flächenanteil des Direktabflusses verändert, z.B. von 7 % auf 10 % erhöht, ändert sich auch die prozentuale Zusammensetzung des Abflusses, die generelle Verteilung mit der Dominanz des Fließsystems-2 bleibt allerdings erhalten. Diese Ergebnisse entsprechen in der Kernaussage den Resultaten von LINDENLAUB (1998), der eine Zwei-Komponententrennung des Basisabflusses mit dem geogenen Tracer Silikat durchgeführt hat und für einen längeren Zeitraum ein Verhältnis Fließsystem-2 : Fließsystem-1 von 3 : 1 angibt.

Analog zu der Plausibilitätsabschätzung bei den Quellen (vgl. Tab. 4.6) wurden mit einfachen geometrischen Berechnungen die ermittelten Verweilzeiten und Anteile der Abflußkomponenten auf das gesamte Bruggaeinzugsgebiet übertragen, um die Plausibilität der

Berechnungen abzuschätzen. Demnach ergab sich, ausgehend vom MQ $1,54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ein mittleres Volumen des gespeicherten Wassers im Aquifer von $8,8 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ für das Fließsystem-2 und $6,6 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ für das Fließsystem-1. Wird dem Fließsystem-2 die gesamte Einzugsgebietsfläche außer den Hochlagen und Blockschutthalden zugeordnet (vgl. Raumgliederung in Kap. 5), kann eine mittlere Aquifermächtigkeit von ca. 8,5 m ($n = 0,3$) angegeben werden. Diese erscheint aufgrund der Beschaffenheit der Deckschichten (Kap. 2.3.2) als etwas zu hoch, jedoch nicht unrealistisch. Für das Fließsystem-1 ist eine direkte Abschätzung der Mächtigkeit im Gesamtgebiet nicht möglich, da die Porositäten der Hochlagen (mit Bereichen von $n > 40 \%$) und des Kluftgrundwasserleiters (mit Bereichen von $n < 2 \%$) sehr unterschiedlich sind. Um dennoch eine Plausibilitätsrechnung durchzuführen, wurde angenommen, daß das mittlere Aquifervolumen der Hochlagen (14,8 % der Einzugsgebietsfläche) mit den beiden Quellen Erlenhof und Mooshof korrekt bestimmt wurde ($h = 4,17 \text{ m}$, Tab. 4.6). Demnach ergibt sich für die Hochlagen eine mittlere Wasserspeicherung V von $2,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. Dem übrigen Herkunftsraum des Fließsystems-1 dem kristallinen Kluftgrundwasserspeicher wäre dann ein mittleres Speichervolumen von $4,1 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ zuzuordnen. Dies entspricht einer mittleren Wasserspeicherung im Kluftgrundwasserspeicher von 1,03 m. Bei einem abgeschätzten Gesteinsvolumen des Kluftgrundwasserspeichers von $2,0 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ (über geometrische Berechnungen ermittelt) kommt das einer mittleren Gesamtporosität des Kluftgrundwasserspeichers von ca. 2 % gleich. Für einen reinen Kluftgrundwasserleiter ist dieser Wert als recht hoch einzustufen (Stober 1995). Es ist von einer Abnahme der Porosität in der Tiefe auszugehen. Oberflächennah und entlang von Störungszonen verwittert das anstehende Gestein häufig sehr tonig (STOBER 1999, pers. Mitteilung), d.h. in diesen Bereichen ist von einer hohen Gesamtporosität und einer kleinen hydraulisch wirksamen Porosität auszugehen. In Anbetracht dessen erscheint die Größenordnung der errechneten mittleren Porosität von 2 % als plausibel.

Mit der gleichen Berechnungsmethode wurde von HERRMANN ET AL. (1989) die Gesamtporosität des Kluftgrundwasserleiters im Einzugsgebiet der Langen Bramke auf 1,6 % eingeschätzt. Das anstehende Gestein in diesem Untersuchungsgebiet besteht aus Quarziten, quarzitischen Sandsteinen und sandig-siltigen Schiefern. HIMMELSBACH (1993) konnte für ein Untersuchungsgebiet im Südschwarzwald (Albtalgranit) eine Gesamtporosität von 2 bis 5 % mit Hilfe von natürlichen und künstlichen Tracern nachweisen. Er zeigte weiterhin, daß die hydraulisch wirksame Kluftporosität nur etwa 1 % beträgt und die Matrixporosität den größten Anteil von der Gesamtporosität ausmacht. SEILER & MÜLLER (1995) geben für Untersuchungsgebiete im Bayerischen Wald, welche überwiegend aus metamorphen und zu einem kleinen Anteil aus intrusiven Gesteinen bestehen, eine Kluftporosität von weniger als 2 % und in größeren Tiefen von weniger als 0,5 % an. Sie gehen von einer vernachlässigbaren Matrixporosität aus. Im Gegensatz dazu konnten SKAGIUS & NERETNIEKS (1986) Matrixporositäten für Gneise von 0,1 bis 0,5 % im Labor messen. Inwiefern die Porositäten der Gesteine in den anderen Untersuchungsgebieten mit denen des Bruggagebiets übereinstimmen kann nicht beurteilt werden. Es zeigt sich nur, daß die ermittelte Gesamtporosität von ca. 2 % realistisch erscheint. Eine unabhängige Überprüfung mit einer anderen Methode, wie beispielsweise mit kombinierten Pump- und Markierungsversuchen oder geophysikalischen Verfahren wäre sinnvoll.

Zusammenfassend muß betont werden, daß die dargestellte langfristige Abflußkomponententrennung stark vereinfacht ist. Beispielsweise wird die temporäre Speicherung des

Niederschlags (Direktabfluß) als Schnee vernachlässigt. Aus diesem Grund wurden insbesondere im Winter nicht plausible Anteile der Abflußkomponenten ermittelt (negative Werte), die bei der Quantifizierung ausgenommen wurden. Im weiteren wurde davon ausgegangen, daß die untersuchten Quellen repräsentativ für die jeweiligen Fließsysteme im gesamten Bruggagebiet sind. Trotz dieser Unsicherheiten stellt diese Vorgehensweise eine praktikable Möglichkeit dar, um mit Hilfe von Umweltisotopen eine Abschätzung der Anteile der Abflußkomponenten über längere Zeiträume durchzuführen. Die Plausibilitätsabschätzungen bestätigen, daß realistische Größenordnungen für die mittleren Verweilzeiten ermittelt wurden.

4.5 Fazit: Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet

In Kapitel 4 wurden die im Rahmen der Arbeit durchgeführten experimentellen Untersuchungen beschrieben. Mit den verschiedenen tracerhydrologischen Verfahren war es möglich, ein *Konzeptmodell der Abflußbildung* im Bruggaeinzugsgebiet (Abb. 4.22) zu entwickeln. Es konnten die drei Hauptfließsysteme nachgewiesen und quantifiziert werden:

- (1) *Direktabfluß* wird überwiegend auf Sättigungsflächen, versiegelten Flächen und in Blockschutthalden gebildet. Direktabfluß besteht aus Ereigniswasser (momentanes Niederschlagswasser) und Wasser aus oberflächennahen Schichten. Für kurze Perioden (einige Stunden) kann er bis zu 50 % des Gesamtabflusses betragen, für längere Perioden (mehrere Jahre) macht sein Anteil etwas mehr als 10 % aus.
- (2) Das Wasser aus den Hanggrundwasserspeichern (sogenanntes *Fließsystem-2*) macht prozentual den größten Anteil (ca. 70 %) aus und hat eine mittlere Verweilzeit von ca. 2 – 3 Jahren. Als Herkunftsräume werden die (peri-)glazialen Deckschichten angesehen. Diese Speicherräume sind über Ausdruckmechanismen (Piston-Flow Effekt, Groundwater Ridging) an der Hochwasserbildung beteiligt; sie sind jedoch auch für die Basisabflußbildung von Bedeutung.
- (3) Das sogenannte *Fließsystem-1* stammt aus Hochlagenbereichen und dem kristallinen Kluftgrundwasserleiter. Die mittlere Verweilzeit beträgt ca. 6 - 9 Jahre. Über einen längeren Zeitraum trägt es mit ca. 20 % zum Gesamtabfluß bei.

Das Konzeptmodell der Abflußbildung (Abb. 4.22) beschreibt die Abflußbildungsprozesse in den drei Fließsystemen folgendermaßen:

Für den *Direktabfluß* wird davon ausgegangen, daß es Horton'schen Oberflächenabfluß nur auf versiegelten Bereichen gibt. Die Infiltrationskapazität der Böden im Untersuchungsgebiet wird in der Regel nicht überschritten. Diese Annahme wird belegt durch eigene Infiltrationsmessungen und durch SCHWARZ (1985), der bei Beregnungsversuchen mit einer Intensität von 70 mm/h selbst bei hoher Vorfeuchte keinen Oberflächenabfluß auf den periglazialen Deckschichten beobachten konnten. Neben den versiegelten Bereichen wird Oberflächenabfluß auch auf Sättigungsflächen gebildet. Als unterirdische Abflußkomponente trägt Makroporenabfluß in sehr durchlässigen Bereichen zum Direktab-

fluß bei. MEHLHORN ET AL. (1998) konnten mit Markierversuchen in einer Blockschutthalde Fließgeschwindigkeiten von mehreren Zehnermetern pro Stunde nachweisen. Eine zusätzliche Direktabflußkomponente ist der Return Flow.

Im *Fließsystem-2* wird die Abflußbildung in den periglazialen Deckschichten häufig von aufgesetzten Grundwasserkörpern dominiert. Diese bilden sich auf schlechter durchlässigen, stauenden Bereichen aus, beispielsweise auf einer verdichteten Basisfolge, pedogen gebildeten Stauhorizonten oder direkt auf dem kristallinen Grundgebirge. Dieser Abflußbildungsprozeß konnte mehrfach an Weganschnitten im Einzugsgebiet beobachtet werden. Beim Fließen im Hang kommt es dabei zur Vermischung von verschiedenen Komponenten (vgl. McDONNELL 1990, PETERS ET AL. 1995). Sobald Fließen in einer gesättigten Zone stattfindet, ist der Piston-Flow Effekt von großer Bedeutung. Die hydraulische Durchlässigkeit der Deckschichten nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Demnach ist davon auszugehen, daß bei hohen Speicherfüllungen die Wasserflüsse wesentlich größer sind als bei geringen Vorfeuchten, da stärker durchlässige Bereiche abflußwirksam sind (vgl. „transmissivity feedback effect“, BISHOP 1991).

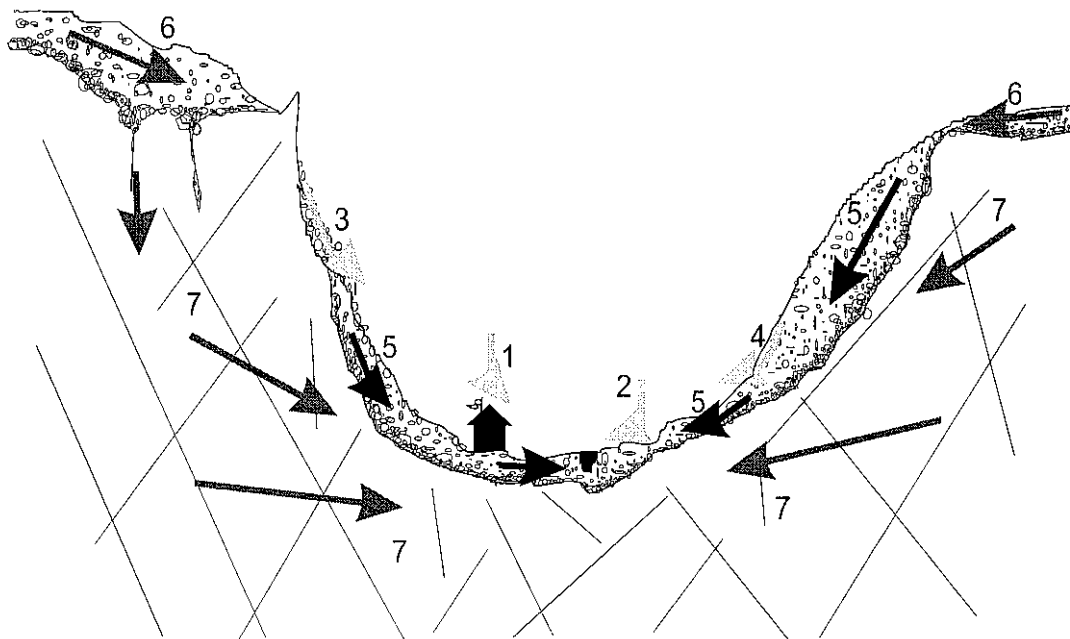


Abb. 4.22 Schematisiertes Konzeptmodell: Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet

- 1 Landoberflächenabfluß auf versiegelten Bereichen**
- 2 Sättigungsflächenabfluß**
- 3 Abfluß im Blockschutt**
- 4 Return Flow**
- 5 Abfluß in periglazialen Deckschichten**
- 6 Abfluß aus Hochlagendecken**
- 7 Abfluß im Kluftgrundwasserleiter**

hellgrau: Direktabfluß, *schwarz:* Fließsystem-2, *dunkelgrau:* Fließsystem-1

In den stärker entwickelten Talböden des ehemals vergletscherten Gebietes (z.B. St. Wilhelmer Tal) findet vermutlich Groundwater Ridging statt. Dort ist der Grundwasserflurabstand relativ gering (häufig weniger als 1 m), und das Substrat ist relativ feinkörnig (fluvial umgelagerter Geschiebelehm), was auf einen bedeutenden Kapillarsaum schließen läßt. Die Abflußbildung in den Moränengebieten ist sehr heterogen. Einerseits gibt es sehr gut durchlässige Bereiche mit unsortiertem Material und sehr unterschiedlichen Korngrößen (Ton bis größere Blöcke). Andererseits gibt es kompaktierte, stauende Schichten, auf denen sich bevorzugt Moore gebildet haben. Bei der Untersuchung des Katzensteiggebiets (Teileinzugsgebiet im St. Wilhelmer Tal; Abb. 4.1) kam LINDENLAUB (1998) zu dem Schluß, daß Moränengebiete abgesehen von den Sättigungsflächen eher verzögert auf Niederschläge reagieren und aufgrund der Abflußdynamik zwischen dem Fließsystem 1 und 2 liegen.

Das *Fließsystem-1* umfaßt zum einen der Wasserumsatz in den im Tertiär angelegten Verwitterungsdecken der Hochlagen statt. Aufgrund der hohen Verweildauer des Wassers im System (Tab. 4.8) und dem vorherrschenden lehmigen Substrat kann für diesen Herkunftsraum von langsamen Fließprozessen ausgegangen werden. Zum anderen gehört der kristalline Kluftgrundwasserspeicher zum Herkunftsraum des Fließsystems-1. Das Fließsystem-1 ist für die Basisabflußbildung von großer Bedeutung. Eine wichtige Rolle bei der Hochwasserbildung über den Piston Flow Effekt ist aufgrund der geringen hydraulischen Durchlässigkeiten nicht vorstellbar.

Die wichtigsten *Eigenschaften der drei Fließsysteme* sind in Tab. 4.8 zusammengefaßt. Bei der Angabe der mittleren Verweilzeit ist zu beachten, daß es sich um die Verweilzeit des gesamten Wassers im jeweiligen System handelt. In den unterirdischen Speicherräumen und insbesondere im Kluftgrundwasserspeicher gibt es jedoch mobile und immobile Bereiche (z.B. FREEZE & CHERRY 1979, NERETNIEKS 1981, MALOSZEWSKI 1994, BERGMANN ET AL. 1996, MEHLHORN 1998). Der Aufenthalt des Wassers in den immobilen Bereichen erhöht die Verweildauer des Wassers bedeutend. Bei Kenntnis der Größe des mobilen und immobilen Speichers kann von der bestimmten mittleren Verweilzeit des Wassers im System auf die mittlere Verweilzeit des mobilen Wasser geschlossen werden (vgl. Diskussion, Kap. 8.1.2). Die mittlere Verweilzeit des mobilen Wassers zeigt die Dynamik des Speicherraumes an.

Das entwickelte Konzeptmodell basiert auf den Untersuchungen einzelner Fließsysteme (Kap. 4.2), der Ganglinienseparationen für Einzelereignisse (Kap. 4.3), der Hochwasseruntersuchung an der Quelle Zipfeldobel (Kap. 4.3.2.3), der Verweilzeitenbestimmungen an einzelnen Quellen (Kap. 4.4.2) und der Quantifizierung der Abflußkomponenten über eine Periode von fast drei Jahren (Kap. 4.4.3). Es wurde deutlich, daß zur Interpretation der einzelnen experimentellen Resultate eine gute Gebietskenntnis insbesondere der Beschaffenheit der Böden, Deckschichten und der Geologie wichtig ist (Kap. 2.3 und 2.4). Diese Vorkenntnis floß direkt in die Entwicklung des Konzeptmodells zur Abflußbildung im Bruggagebiet ein. Die räumliche Verteilung der dominanten Abflußbildungsprozesse kann dann anhand der physiographischen Gebietseigenschaften abgeschätzt werden (siehe Kap. 5).

Tab. 4.8 Wichtigste Eigenschaften der Hauptabflußkomponenten im Bruggaeinzugsgebiet

	Anteil [%]	t_o [a]	V [m ³]	h [m]	C_{Si} [mg/l]	Abfluß- dynamik
Direktabfluß	11,1	Stunden bis wenige Tage	—		0,3	hoch
Fließsystem-2	69,4	2 - 3 Jahre	$8,8 \cdot 10^7$	2,55	4,2	mittel
Fließsystem-1	19,5	6 - 9 Jahre	$6,6 \cdot 10^7$	4,2 ¹⁾ 1,0 ²⁾	6,0	gering

¹⁾ Bezieht sich auf das gespeicherte Wasservolumen in den Hochlagenbereichen, die nur 14,8 % des gesamten Einzugsgebiets ausmachen (vgl. Raumgliederung, Kap. 5).

²⁾ Bezieht sich auf das gespeicherte Wasservolumen im Kluftgrundwasserleiter des Gesamtgebiets.

5 Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse

Nachdem aufbauend auf den experimentellen Resultaten ein Konzeptmodell zur Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet entworfen wurde (Kap. 4.5), ist es nun das Ziel, die flächenhafte Verteilung der verschiedenen Abflußbildungsprozesse abzuschätzen. Diese Raumgliederung ist die Grundlage für das prozeßorientierte Einzugsgebietsmodell, das für das Bruggagebiet entwickelt wurde (Kap. 6).

5.1 Methodik und Datengrundlage

5.1.1 Ansatz

In einem Einzugsgebiet kommt es zur Überlagerung einer Vielzahl von Abflußbildungsprozessen (vgl. Kap. 3.1), die räumlich und zeitlich variabel sind, d.h. an einem Ort können abhängig von Systemzuständen, Wechselwirkungen mit umgebenden Gebieten und Niederschlagscharakteristik verschiedene Abflußbildungsprozesse stattfinden. Es war nicht das Ziel, die Vielzahl der möglichen Abflußbildungsprozesse aufzuzeigen, sondern die *dominanten Prozesse auf einer Teilfläche* abzuschätzen. Der Ausweisung dieser Flächen liegt die Annahme zugrunde, daß die dominanten Abflußbildungsprozesse auf einer Teilfläche von physiographischen Gebietseigenschaften bestimmt werden. Es kann dann durch Überlagerung der räumlichen Verteilung der physiographischen Gebietseigenschaften und gegebenenfalls durch inhaltliche Wichtung der Informationen eine Flächengliederung vorgenommen werden, deren Ergebnis Teilflächen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen sind. Es sei darauf hingewiesen, daß die Ausweisung der zweidimensionalen Flächen insbesondere von der Beschaffenheit des Untergrundes (dritte Dimension) bestimmt wird, da die Abflußbildungsprozesse sehr stark von der Beschaffenheit von Geologie und Boden abhängen.

Der beschriebene Ansatz kann als ein Spezialfall des *Hydrotopansatzes* (z.B. DYCK & PESCHKE 1995, FLÜGEL 1995, 1996) verstanden werden. Hydrotope (hydrologisch homogene Teilgebiete; auch HRU, „hydrological response units“, oder HSU, „hydrological similar units“) werden in der Einzugsgebietsmodellierung häufig so ausgewiesen, daß innerhalb der Fläche neben den physiographischen Merkmalen auch die Wasserhaushaltsgrößen übereinstimmen, d.h. die Fläche erhält den gleichen Niederschlag, verdunstet gleich viel und generiert die gleiche Menge Abfluß (vgl. BECKER & PFÜTZNER 1987, SCHUMANN & SCHULTZ 1995). Eine derartige Raumgliederung wurde von MEHLHORN (1998) im Bruggagebiet durchgeführt, um eine Wasserhaushaltsmodellierung mit dem konzeptionellen Modell PRMS durchzuführen. Die unterschiedlichen Abflußbildungsprozesse innerhalb eines Hydrotops wurden dabei, im Gegensatz zu der im folgenden beschriebenen Raumgliederung, nicht berücksichtigt. Der Wasserhaushalt der Teilflächen, der insbesondere durch meteorologische Faktoren bestimmt wird, spielt wiederum bei dem

hier verwendeten Verfahren eine untergeordnete Rolle. Er wird erst bei der Modellierung durch die Verwendung von Höhenzonen stärker integriert.

5.1.2 Datengrundlage

Die verwendeten räumlichen Informationen gliedern sich in zwei Gruppen: Zum einen wurden innerhalb des Projektes Kartierungen von Sättigungsflächen und Deckschichten durchgeführt. Zum anderen konnten erhobene und abgeleitete Informationen aus bestehenden Karten (vgl. Topographische Karte, Geologische Karte, Forstliche Standortskarte) verwendet werden. Im folgenden werden die einzelnen Informationsquellen näher beschrieben.

Karte der Sättigungsflächen

Es wurde ein Vergleich der mit Hilfe verschiedener Varianten des Topographischen Indizes (BEVEN & KIRKBY 1979, QUINN ET AL. 1991, 1995) bestimmten Sättigungsflächen und der im Gebiet vorhandenen Sättigungsflächen durchgeführt (GÜNTNER ET AL. 1997, 1999b). Hierfür wurde eine umfangreiche Kartierung der Sättigungsflächen vorgenommen (GÜNTNER 1997), wobei viele Informationen aus der Forstlichen Standortskarte (FVA 1994, siehe auch nächster Abschnitt) entnommen werden konnten. Die Entscheidung, ob eine Fläche als Sättigungsfläche anzusprechen ist, wurde aufgrund geobotanischer und bodenkundlicher Kriterien vorgenommen. Es wurden Flächen als Sättigungsflächen klassifiziert, die im gesamten Bodenprofil hydromorphe Merkmale zeigen und auf denen feuchteanzeigende Pflanzen wachsen (ELLENBERG 1991).

Es konnte gezeigt werden, daß die Sättigungsflächen im Bruggaeinzugsgebiet räumlich weitgehend konstant sind, da ihre Größe häufig morphologisch festgelegt ist. Eine räumliche Variabilität, wie sie beispielsweise in dem Konzept der variabel zum Abfluß beitragenden Flächen (HEWLETT & HIBBERT 1967; Kap. 3.1) vorausgesetzt wird, konnte nicht beobachtet werden. Die Übereinstimmung der realen Sättigungsflächen mit denen, wie sie mit dem Topographischen Index bzw. in der Modellierung mit TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979, BEVEN ET AL. 1995) berechnet wurden, war nicht befriedigend (GÜNTNER ET AL. 1999b).

Karte der Deckschichten

Die Deckschichten auf dem kristallinen Grundgebirge sind der Hauptumsatzraum des Wassers im Bruggaeinzugsgebiet (Kap. 4.5). Demnach ist eine möglichst gute Kenntnis ihres Aufbaus und ihrer Verbreitung von besonderer Bedeutung. Deshalb wurde eine Kartierung der Deckschichten durchgeführt. Es wurde unterschieden zwischen Blockschuttlagen, Zonen mit Block- oder Steinschutt als Deckfolge sowie vorerst nicht weiter differenziertem Hangschutt. Die Verbreitung von Moränen und holozänen Ablagerungen wurde aus geologischen Karten (siehe unten) entnommen. Die Einteilung in diese fünf Klassen basiert auf den Klassifizierungen der Forstlichen Standortskarte und den geologischen Karten, sowie Annahmen zu den abflußrelevanten Unterschieden in den Deckschichten (vgl. Kap. 4.5). An einigen Stellen konnten Bohrungen mit dem Pürkhammer Bohrstock sowie Weganschnitte beurteilt werden. Ansonsten mußte die Ausweisung der Deck-

schichten aufgrund von Oberflächenmerkmalen (Oberflächenstrukturen, Vegetation, Hanglage etc.) vorgenommen werden (RUTENBERG 1998).

Es ist zu betonen, daß die Erfassung des 40 km² großen Gebiets nicht zu bewerkstelligen gewesen wäre, wenn nicht bereits die Forstliche Standortskarte der Forstlichen Versuchsanstalt Freiburg (FVA 1994) vorgelegen hätte. Die Forstliche Standortskarte ist ein Ergebnis einer forstlichen und bodenkundlichen Untersuchung von Waldstandorten im Forstbezirk Kirchzarten und umfaßt ca. 70 % des Bruggaeinzugsgebietes. In ihr sind für die Raumgliederung wichtige Informationen wie z.B. Bodenart, Humusform, Skelettanteile, Durchwurzelung, Vorkommen von Felsen und Blockschutt, Morphologie und Bodenfeuchteverhältnisse in der Klassifikation der Standortsklassen zusammengefaßt. Zusätzlich konnten bei der Kartierung topographische Karten (TK 25), die Deutsche Grundkarte (1 : 5 000) sowie geologischen Karten (siehe unten) hinzugezogen werden

Topographie

Es stand ein digitales Höhenmodell (DHM) vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVA) zu Verfügung. Die räumliche Auflösung beträgt 50 x 50 m² und 0,1 m in der vertikalen Skala (mittlerer Fehler laut LVA $\pm 2 - 3$ m). Die Ungenauigkeiten bei den Höhenangaben werden zum Teil dadurch hervorgerufen, daß das DHM aus Orthophotos gewonnen wurde und die Geländehöhe des Bestandes und nicht die Geländeoberfläche angegeben wird. Dies führt insbesondere bei Wald zu Fehlern bei den Höhenangaben. In Anbetracht der großen Höhenunterschiede in dem gebirgigen Gebiet erscheint der Fehler des DHM als weniger bedeutend.

Geologie

Es lag eine geologische Karte im Maßstab 1 : 50 000 für das Untersuchungsgebiet vor (GLA 1977). Hieraus wurde die Verbreitung der Moränen und holozänen Ablagerungen (meistens Alluvium als Talfüllung) entnommen. Bei den Moränen handelt es sich um Grund- und Endmoränen, die Seitenmoränen sind in den periglazialen Hangschutt eingearbeitet worden (vgl. Kap. 2.3; GLA 1981). Zusätzlich lag noch eine geologische Karte im Maßstab 1 : 25 000 für den nördlichen Teil des Einzugsgebiets vor (GLA 1967). In dieser Karte ist die Ausbreitung der Deckschichten mit mehr als 2 m Mächtigkeit kartiert, was eine Hilfestellung bei den eigenen Kartierungen war.

Landnutzung und Gewässernetz

Die Landnutzung wurde den jeweiligen topographischen Karten TK 25 (Maßstab: 1 : 25 000) entnommen. Hierbei wurde zwischen Wald, Grünland und Siedlungen unterschieden. Es wurden nur Siedlungen mit größerem Flächenanteil erfaßt, einzelne Höfe sowie Straßen und Wege konnten nicht im einzelnen aufgenommen werden. Ebenso wurden einzelne Felsdurchragungen vernachlässigt. Das Gewässernetz wurde ebenfalls aus der TK 25 digitalisiert.

5.1.3 Methodik zur Ausweisung der Teilflächen

Um die Teilflächen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen auszuweisen, wurden die beschriebenen räumlichen Informationen im Geographischen Informationssystem (GIS) ARC INFO überlagert (RUTENBERG ET AL. 1998). Die Kartierungen wurden digitalisiert und in ein Rasterformat mit der Zellengröße $12,5 \times 12,5 \text{ m}^2$ umgewandelt, um mit den anderen räumlichen Informationen direkt überlagert werden zu können. Die Rastergröße des DHM ($50 \times 50 \text{ m}^2$) ist für prozeßorientierte Untersuchungen zu grob. Demnach mußte auch die räumliche Auflösung des DHM und der daraus abgeleiteten Informationen (Hangneigung, Exposition und lokales Einzugsgebiet) verfeinert werden. Es wurden hierfür keine Interpolationen zwischen den Werten vorgenommen, um keine bessere Genauigkeit der Daten vorzutäuschen (vgl. ZHANG & MONTGOMERY 1994), d.h. 16 Rasterzellen (4×4 Rasterzellen) erhielten denselben Wert wie die Ausgangsrasterzelle.

Den Hauptumsatzraum des Wassers im Bruggaeinzugsgebiet bilden die Hangaquifere, die aus verschiedenen Deckschichten aufgebaut sind. Aus diesem Grund ist die Kartierung der Deckschichten die zentrale Information für die Raumgliederung. Zuerst wurden die Zonen mit Oberflächenabfluß (Sättigungsflächen und Siedlungen) ausgegliedert (Abb. 5.1, 1. und 2. Schritt). Es besteht keine Rangordnung zwischen diesen Flächen, da es keine Teilflächen gibt, die zu beiden Zonen gehören. Danach wurden Gebiete mit Moränen ausgewiesen (3. Schritt). In Moränengebieten werden vorwiegend verzögerte Abflußkomponenten (Basisabfluß) gebildet, bei Hochwasserereignissen sind Piston-Flow Effekte und lokal Makroporenfluß von Bedeutung. In Moränengebieten vorkommende Sättigungs- bzw. Siedlungsflächen wurden als Sättigungs- bzw. Siedlungsfläche ausgewiesen (höhere Rangordnung, da diese Flächen dem Untergrund aufliegen). Im 4. Schritt wurden die Blockschuttgebiete ausgewiesen. Dort finden schnelle Makroporenabflüsse statt.

Als nächstes wurden Gebiete ausgewiesen, in denen Groundwater Ridging stattfindet (5. Schritt). Dieser Prozeß findet in den Talböden statt. Deshalb wurden Gebiete mit geringer Hangneigung ($< 10^\circ$), die sich in mittelbarer Nähe zum Bach befinden (Entfernung $< 150 \text{ m}$, bei kleinen Gewässern $< 50 \text{ m}$), ausgewiesen. Dafür wurde das digitalisierte Gewässernetz ausgedünnt, indem nur Gewässer entlang des mit dem DHM berechneten Gewässernetzes einbezogen wurden, wobei Rasterzellen ab einem lokalen Einzugsgebiet von $62,5 \text{ ha}$ (250 Zellen) als Gewässerzellen bezeichnet wurden. In einem 6. Schritt galt es, die Verteilung der tertiären Hochlagen zu bestimmen. Diese Flächen generieren überwiegend Basisabfluß mit relativ langen Verweilzeiten im System. Es handelt sich um flachere Bereiche auf den Gipfel- und Kammlagen, die bei der Deckschichtenkartierung nicht vom anderem Hangschutt unterschieden werden konnte. Deshalb wurden diese Teilflächen im GIS bestimmt, indem flachere Gebiete (Hangneigung $< 15^\circ$) mit einem geringen lokalen Einzugsgebiet (maximal 10 Rasterzellen, entspricht $2,5 \text{ ha}$) ausgewiesen wurden. Über die Einbeziehung des lokalen Einzugsgebiets sollte vermieden werden, daß Verflachungen im Mittelhangbereich mit einbezogen werden. Die beiden Grenzwerte wurden empirisch bestimmt, d.h. es wurden verschiedene Wertekombinationen getestet und die Werte verwendet, die am besten mit den Geländebeobachtungen übereinstimmten.

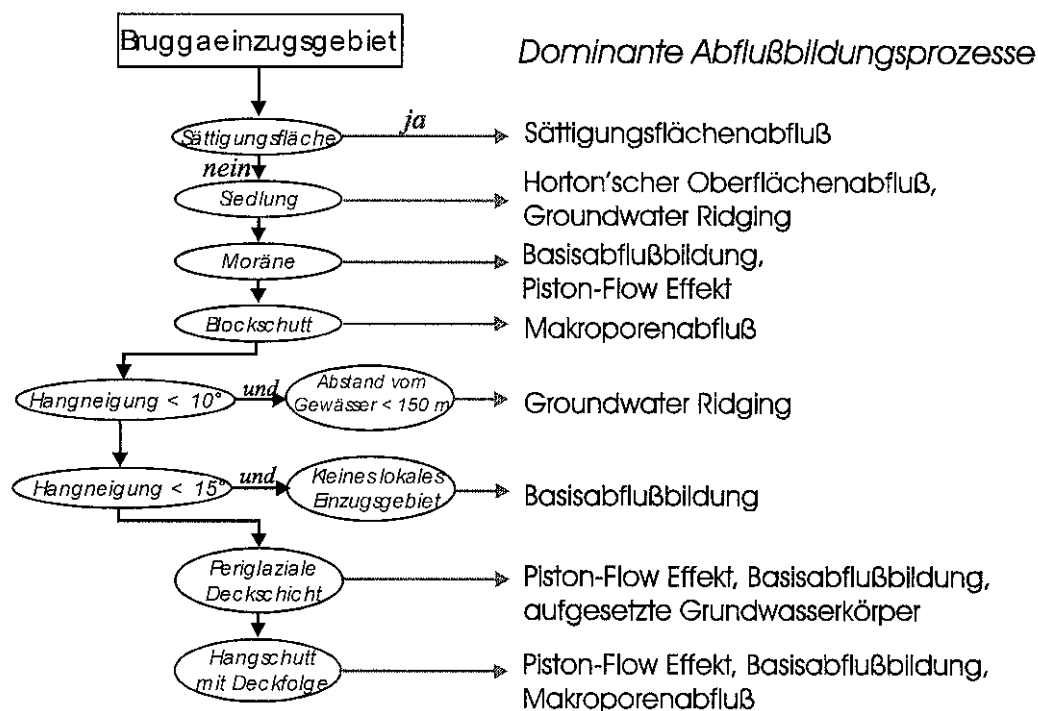


Abb.5.1 Schematisierte Darstellung der Vorgehensweise bei der Ausweisung von Flächen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen

Bei den verbleibenden Gebieten (Hangneigung $> 10^\circ$ bzw. $> 15^\circ$ und bei der Deckschichtenkartierung als Hangschutt mit bzw. ohne Deckfolge erfaßt) handelt es sich um periglaziale Deckschichten, die in zwei Teilflächen unterteilt wurden (7. Schritt): Gebiete mit bzw. ohne eine Bedeckung mit Blockschutt (Deckfolge). Diese Unterteilung wurde von der Forstlichen Standortskarte übernommen. Es handelt sich bei den Flächen mit Deckfolge um geringer mächtige, steilere Gebiete (mittlere Hangneigung $30,1^\circ$) mit weniger geschichtetem Substrat und höherem Skelettanteil. Die hydraulische Leitfähigkeit nimmt mit der Tiefe ab, d.h. der Abfluß von diesen Flächen steigt stark an, je höher der Wasserstand in dem System ist („transmissivity feedback effect“; vgl. BISHOP 1991). Die periglazialen Deckschichten ohne Deckfolge kommen in vergleichsweise weniger steilen Hanglagen vor (mittlere Hangneigung $21,8^\circ$). Das Substrat ist geschichtet (vgl. Kap. 2.3) und es können sich aufgesetzte Grundwasserkörper auf schlechter durchlässigen Schichten (Bodenhorizonte, Basisfolge oder kristallines Grundgebirge) ausbilden.

5.2 Ergebnis der Raumgliederung

Die Anwendung der beschriebenen Methodik führte zur Raumgliederung des Bruggaeinzugsgebiets in Teilflächen mit gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen (Abb. 5.2). Im einzelnen wurden folgende Flächen ausgewiesen (in Klammern: Flächenanteile sowie jeweilige Abflußbildungsprozesse und dazugehörige Fließsysteme):

- (1) **Sättigungsflächen (6,4 %)**
Ganzjährig nasse Stellen; quellige Lagen; Moore; keine räumliche Variabilität; hydraulisch an den Vorfluter angeschlossen (Sättigungsflächenabfluß, *Direktabfluß*)
- (2) **Zonen mit Groundwater Ridging (1,3 %)**
Flache ($< 10^\circ$), vorfluternahe (Gewässerentfernung < 150 m) Gebiete; meistens holozäne Talfüllungen bestehend aus umgelagerten Hangschutt und Moränenmaterial; im ehemaligen glazialen Gebiet mächtiger (Trogtal), sonst geringmächtig; relativ gute hydraulische Durchlässigkeit (Groundwater Ridging, *Fließsystem-2*; bei Sättigung bis zur Erdoberfläche ist Sättigungsflächenabfluß möglich, *Direktabfluß*)
- (3) **Moränengebiete (6,7 %)**
Unregelmäßiges Moränenmaterial; Skelettanteil stark schwankend; relativ hohe Ton- und Schluffanteile; oft staunässebeeinflusst; uneinheitlicher Aufbau; wurden aus geologischer Karte übernommen (Makroporenabfluß (lokal), Piston-Flow Effekt, Basisabflußbildung, *Fließsystem-1* und *-2*)
- (4) **Blockschutthalden (1,4 %)**
Hydraulisch sehr durchlässig; steil (mittlere Hangneigung: $31,8^\circ$); meistens unbestockt mit sehr groben Blöcken; häufig unterhalb von Felsdurchragungen (Schuttliefergebiete) (Makroporenabfluß, *Direktabfluß*)
- (5) **Periglazialer Hangschutt mit Deckfolge (14,8 %)**
Wenig geschichtetes Substrat; hydraulische Leitfähigkeit nimmt mit der Tiefe ab; steil (mittlere Hangneigung: $30,1^\circ$); Deckfolge aus Block- und Steinschutt (Piston-Flow Effekt, *Fließsystem-2*; in tieferen Schichten Basisabflußbildung, *Fließsystem-1*; bei sehr hoher Speicherfüllung ist Makroporenabfluß möglich, *Direktabfluß*)
- (6) **Hochlagen (20,8 %)**
Im Tertiär angelegte Verwitterungsdecke; geringe Hangneigung ($< 15^\circ$); in Kamm- und Gipfellagen vorkommend (> 700 m NN); grusiges Substrat; lange Verweilzeiten des Wassers (Basisabflußbildung, *Fließsystem-1*)
- (7) **Periglaziale Deckschichten (45,5 %)**
Geschichtete periglaziale Deckfolgen (siehe Kap. 3.3); vorwiegend lehmigsteiniger Hangschutt; mittlere Hangneigung: $21,8^\circ$; gute hydraulische Leitfähigkeit der Hauptfolge; Stauwasserbildung auf Basisfolge oder Zersatzzone möglich (aufgesetzte Grundwasserkörper, *Fließsystem-2*; in tieferen Schichten

Basisabflußbildung, *Fließsystem-1*; bei sehr hoher Speicherfüllung ist Makroporenabfluß möglich, *Direktabfluß*)

(8) Siedlungsflächen (3,1 %)

Teilversiegelte Fläche (aufgelockerte ländliche Siedlungsform); Oberflächenabfluß nur auf versiegelten Bereichen (*Direktabfluß*); nicht versiegelte Bereiche reagieren vergleichbar zu Zone (2) (*Fließsystem-2*)

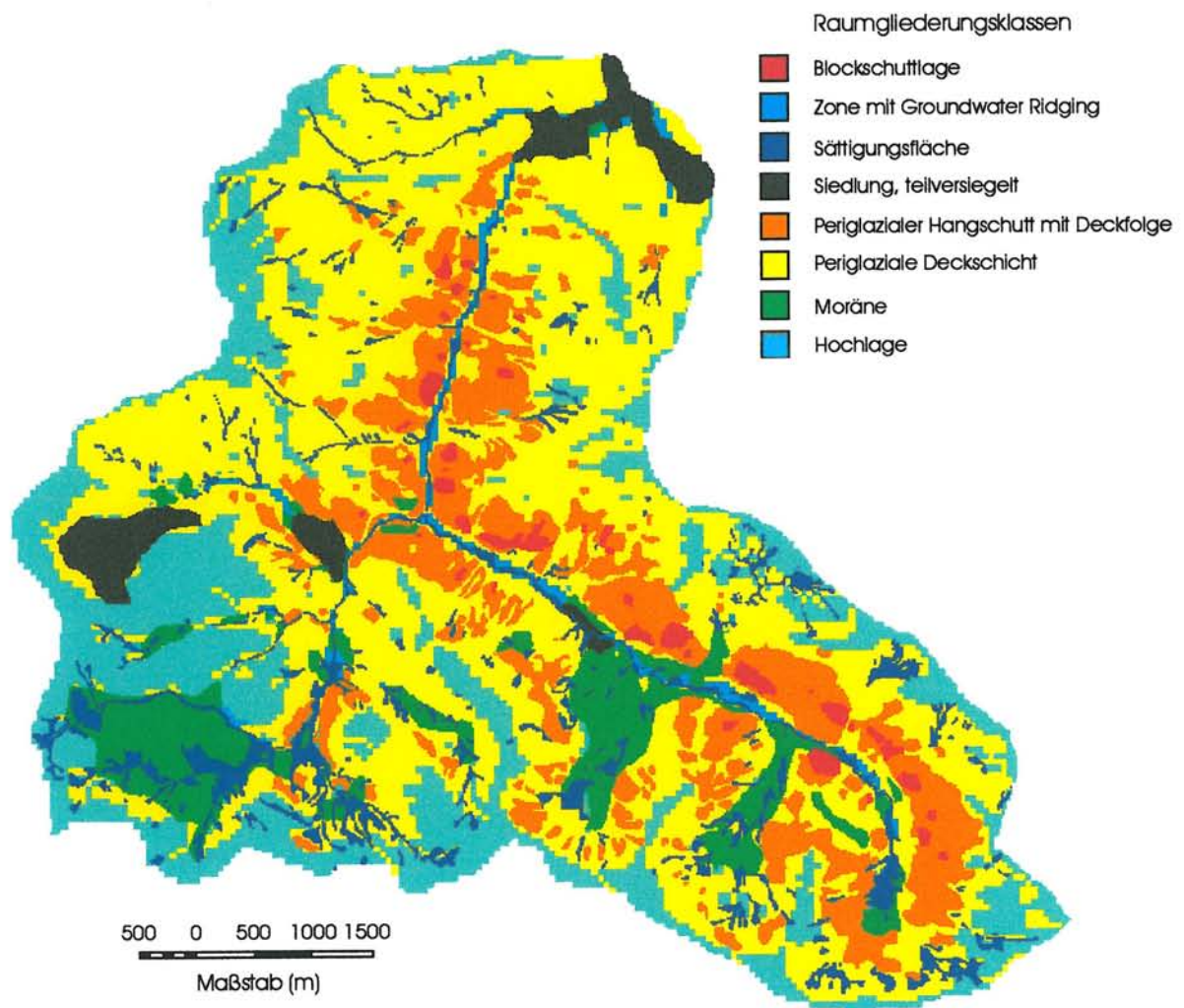


Abb. 5.2 Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse im Bruggaeinzugsgebiet

Durch die *hierarchische Vorgehensweise* bei der Ausweisung der Teilflächen (Abb. 5.1) wurden insgesamt größere zusammenhängende Gebiete bestimmt. Bei einer gleichberechtigten Überlagerung der räumlichen Informationen werden stärker zerstückelte Flächen ausgewiesen (z.B. GURTZ ET AL. 1997). Es zeigt sich die Dominanz der periglazialen Deckschichten im Bruggaeinzugsgebiet, die Zonen (5) und (7) machen insgesamt über 60 % aus. Die Zonen, auf denen Oberflächenabfluß gebildet wird (Zone (1) und die versiegelten Bereiche von Zone (8)), nehmen dagegen nur einen Anteil von weniger als 10 % ein. Der Flächenanteil der Zonen, die bei Ereignissen den Niederschlag vorwiegend speichern und für die Basisabflußbildung von größerer Bedeutung sind (Zone (3) und (6)), beträgt 27,7 %. Hier muß jedoch beachtet werden, daß die Abflußbildung in einem dreidimensionalen Raum stattfindet. Unter den dargestellten Teilflächen liegt der kristalline Kluftgrundwasserspeicher, der dem Fließsystem-1 zuzurechnen ist. Er erhält aus allen Speicherräumen Zuflüsse, aus denen nicht der gesamte Niederschlag direkt abfließt (vgl. Teilflächen mit Sättigungsflächenabfluß (Zone (1)) und versiegelte Bereiche Zone (8)).

5.3 Diskussion der Raumgliederung

Die verwendete Methodik zur Ausweisung von Teilflächen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen ist von physiographischen Gebietseigenschaften und den vorhandenen Daten abhängig. Demnach kann sie nicht direkt auf andere Untersuchungsgebiete übertragen werden. Dort sind die Regeln, die die Verschneidung der verschiedenen Gebietsinformationen bestimmen (vgl. Abb. 5.1), den jeweiligen Gebietseigenschaften und der Datenlage anzupassen. Das für das Bruggaeinzugsgebiet entwickelte Regelwerk kann jedoch als Vorlage für eine vergleichbare Raumgliederung in einem anderen Gebiet dienen.

Bei der Entwicklung der Methodik gingen neben den Resultaten der experimentellen Untersuchungen (vgl. Kap. 4, LINDENLAUB 1998, MEHLHORN 1998) auch viele Erfahrungen aus Geländebegehungen bei verschiedenen hydrologischen Bedingungen ein. Demnach kann die Raumgliederung als subjektiv oder auch als empirisch bezeichnet werden. Es wurde keine meteorologischen Informationen in die Raumgliederung einbezogen, da sie zeitlich variieren und es das Ziel war, die Abflußbereitschaft der Zonen aufgrund der nicht variablen physiographischen Gebietseigenschaften zu beschreiben. In einem nächsten Schritt sollten weitere experimentelle Untersuchungen an den einzelnen Teilflächen vorgenommen werden, um die Raumgliederung unabhängig von den bisherigen Ergebnissen zu validieren.

Es wurde deutlich, daß die verwendete Rastergröße von $12,5 \times 12,5 \text{ m}^2$, bereits relativ groß ist, um eine prozeßadäquate Beschreibung der Abflußbildung zu bewerkstelligen, insbesondere da die Reliefinformationen nur in $50 \times 50 \text{ m}^2$ Auflösung vorlag. Bei einem groben Raster können lokale Besonderheiten (z.B. Felsdurchragungen, kleinere abflußlose Mulden etc.) nicht mehr richtig erfaßt werden. Für andere, kleinere Untersuchungsgebiete ist ein feineres Raster als $50 \times 50 \text{ m}^2$ sinnvoll, beispielsweise wurde bei Raumgliederungsuntersuchungen häufig im $10 \times 10 \text{ m}^2$ Raster gearbeitet (u.a. DIETRICH ET AL. 1995, PESCHKE ET AL. 1998A). Die verwendeten Grenzwerte für die Hangneigung und dem lo-

kalen Einzugsgebiet hängen von der Rastergröße des DHM ab. Das wird auch von QUINN ET AL. (1991, 1995), ZHANG & MONTGOMERY (1994) und BRAUN ET AL. (1996) bestätigt, die unterschiedliche Verteilungen des Topographischen Indizes bei verschiedenen Rastergrößen nachweisen konnten. Der Topographische Index ist eine Funktion der Hangneigung und des lokalen Einzugsgebiets (BEVEN & KIRKBY 1979).

Die Landnutzung wurde, abgesehen von den Siedlungsbereichen, nicht weiter differenziert in der Raumgliederung berücksichtigt. Dies ist auf die spezielle Situation im Bruggagebiet zurückzuführen, wo die unterirdischen Abflußbildungsprozesse von den geomorphologischen Verhältnissen (insbesondere Deckschichtenbeschaffenheit) bestimmt werden. Die durch die Landnutzung hervorgerufenen Unterschiede werden nur durch die verschiedenen Interzeptionsspeicher bei Wald und Grünland deutlich. Die weiteren Unterschiede im Infiltrations- und Speicherverhalten wurden bei der Deckschichtenkartierung berücksichtigt. In anderen Gebieten, insbesondere wenn agrarwirtschaftliche Nutzung von Bedeutung ist, muß die Landnutzung bei der Raumgliederung stärker eingehen. Dort ist sie in Verbindung mit der Topographie und der Bodenkarte mutmaßlich die wichtigste räumliche Information zur Bestimmung der Flächen gleicher Abflußbildung. In diesen Gebieten eröffnen Fernerkundungsmethoden (Luftbilder, Satellitenbilder etc.) neue Informationsquellen (u.a. SCHULTZ 1996, MAUSER & SCHÄDLICH 1998). In stark bewaldeten Gebieten wie dem Untersuchungsgebiet ist der Nutzen dieser Methoden beschränkt. Zukünftig ist zu prüfen, inwiefern mit Fernerkundungsmethoden neben einer differenzierten Aufnahme der Landnutzung Gebiete mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen flächenhaft bestimmt werden können. Hierbei ist die Bestimmung von Sättigungsflächen einschließlich deren räumlicher Variabilität von besonderem Interesse. Als weitere Informationsquellen, die im Untersuchungsgebiet nicht verwendet werden konnten, sind noch Katasterpläne und die Reichsbodenschätzung zu nennen.

Zur Ausweisung von Flächen mit dem gleichen Abflußverhalten wurde ein Wissensbasiertes System (WBS) entwickelt (ETZENBERG ET AL. 1996, PESCHKE ET AL. 1997, PESCHKE ET AL. 1998A). Dieses WBS macht quantitative Aussagen zur Größe und Verteilung von Flächen mit der gleichen Dominanz bestimmter Abflußbildungsprozesse, wobei maximal 18 Flächentypen unterschieden werden. Zusätzlich können qualitative Aussagen zu Vorkommen und potentieller Intensität der gebildeten Abflußkomponenten bei verschiedenen hydrologischen Situationen gemacht werden. Der Schwerpunkt liegt bei der Betrachtung schneller Abflußkomponenten. Das WBS benötigt dafür breitenverfügbare Gebietsinformationen (Topographie, Bodenkennwerte, Gewässernetz und Landnutzung), die durch Zusatzinformationen aus Beobachtungen und Messungen im Gebiet ergänzt werden können. Es dient als Instrument zur Raumgliederung in einem Einzugsgebiet und damit als Vorstufe für die prozeßorientierte Einzugsgebietsmodellierung. In dem im WBS enthaltenen Regelwerk, welches die Ausweisung der Flächen bestimmt, sind umfassende Erkenntnisse von Abflußbildungsuntersuchungen aus verschiedenen Experimentalgebieten enthalten. Das System konnte in den Untersuchungsgebieten Wernersbach (4,6 km², Tharandter Wald, südwestlich von Dresden) und Ziegenhagen (14,9 km², Kaufunger Wald, südwestlich von Göttingen) angewendet werden und erbrachte plausible Ergebnisse. Das WBS ist ein Werkzeug zur Regionalisierung, dessen Anwendungspotential wesentlich über die im Bruggaeinzugsgebiet verwendete Methodik zur Raumgliederung hinaus geht. Es ist stärker physikalisch basiert, im Vergleich zu der angewendeten Methodik mit stär-

ker empirischem Charakter. Interessant wäre eine parallele Anwendung des WBS im Bruggaeinzugsgebiet und der Vergleich der beiden ermittelten Raumgliederungen.

5.4 Fazit

Aufbauend auf den experimentellen Ergebnissen konnten über die Berücksichtigung verschiedener räumlicher Informationen (Geologie, Deckschichtenbeschaffenheit, Topographie und eigene Kartierungen) Zonen gleicher Abflußbildung im Bruggagebiet flächenhaft ausgewiesen werden. Das Ergebnis ist eine Raumgliederung mit Teilflächen, auf denen die jeweils gleichen Abflußbildungsprozesse dominieren. Diese Raumgliederung ist die Grundlage für die räumliche Diskretisierung in dem neu entwickelten Einzugsgebietsmodell TAC.

Es wurde eine Vorgehensweise für die Durchführung der Raumgliederung unter Verwendung vorhandener räumlicher Informationen entwickelt. Diese Methodik ist für die Gebietseigenschaften und die Datenlage im Bruggagebiet speziell entwickelt worden und kann demnach nicht direkt auf andere Gebiete übertragen werden. Jedoch erleichtert sie die Raumgliederung in benachbarten Gebieten, für die es eine vergleichbare Datenbasis gibt. Zusätzlich kann diese Methode als Vorlage für eine ähnliche Raumgliederung in anderen Gebieten dienen. Das Regelwerk, welches den Entscheidungsbaum (Abb. 5.1) bestimmt, muß jedoch den gebietsspezifischen Gegebenheiten angepaßt werden.

6 Das TAC-Modell

6.1 Modellkonzept - Modellphilosophie

Bevor genauer auf das neu entwickelte Modell TAC (tracer aided catchment model) eingegangen wird, ist es notwendig, einige grundlegende Gedanken anzustellen. Das Modell ist für die *Mesoskala* konzipiert, deshalb müssen im Vergleich zu einem Modell für die Mikroskala einige fundamentale Vereinfachungen gemacht werden. Einige Prozesse treten in ihrer Bedeutung zurück, andere gewinnen an Bedeutung (u.a. BLÖSCHL 1996). TAC ist ein konzeptionelles Modell, d.h. komplexe hydrologische Vorgänge werden durch vereinfachte Modellvorstellungen (z.B. Speicher- und Translationsanalogien) dargestellt. Die Komplexität und Variabilität der hydrologischen Prozesse läßt sich in der Mesoskala nicht durch exakte Gleichungen für die physikalischen Gesetzmäßigkeiten beschreiben (White-Box-Ansatz, beschränkt auf die Mikroskala). Die Prozesse werden über annähernde, physikalisch interpretierbare Modellvorstellungen wiedergegeben, die ein gewisses Maß an Empirie enthalten (Grey-Box-Ansatz). Bezogen auf den Grad der Kausalität unterscheiden sich konzeptionelle Modelle jedoch gewaltig von noch einfacheren Modellen, die nur Beziehungen zwischen Systemeingaben und Systemausgaben berücksichtigen (Black-Box-Ansatz, z.B. Abflußbeiwertansatz, Einheitsganglinienverfahren).

Bezüglich der Komplexität des Modells muß angemerkt werden, daß es sich bei TAC um ein relativ einfaches Modell handelt, insbesondere wenn es mit komplexen physikalisch-basierten Modellen (vgl. SHE-Modell, ABBOTT ET AL. 1986A,B) verglichen wird. Die Modellentwicklung ist geprägt von den Ansätzen zur hydrologischen Modellierung, die von BEVEN (1989, 1993, 1996), BERGSTRÖM (1991, 1992), JAKEMAN & HORNBERGER (1993) und MROCKOWSKI ET AL. (1997) diskutiert werden. Es kommen relativ einfache Algorithmen zum Einsatz, beispielsweise wird die Schneeschmelze mit dem Tag-Grad-Verfahren wiedergegeben. Ein Grund hierfür ist der möglichst gering zu haltende Datenanspruch des Modells. Im weiteren soll es leicht verständlich und möglichst einfach anzuwenden sein. Zusätzlich wird dadurch versucht, der Gefahr der Überparametrisierung bei Modellansätzen von Prozessen entgegenzutreten, die nicht wie die Abflußbildung zentraler Gegenstand des Forschungsprojektes sind. Das Modell hat einen für konzeptionelle Einzugsgebietsmodelle typischen *modularen Aufbau*. Der Vorteil dabei ist, daß verschiedene Routinen von anderen Modellen übernommen bzw. leichter untereinander ausgetauscht werden können.

Die *Prozesse der Abflußbildung* sollen in dem Modell, trotz der genannten Einschränkungen, möglichst realitätsnah wiedergegeben werden. In die Entwicklung des Abflußbildungsmoduls sollten die in der Literatur dargestellten Erkenntnisse zur Abflußbildung (vgl. Kap. 3.2) sowie die Ergebnisse der experimentellen Arbeit im Bruggagebiet (Kap. 4 und 5) eingehen. Die Erkenntnisse aus dem Bruggagebiet stützen sich neben Geländebeobachtungen insbesondere auf Tracermessungen. Die Konzentrationen von natürlichen Tracern sind Meßdaten, die direkt im Gelände erhoben werden können. Aus ihnen lassen sich Größen ableiten, die Abflußbildungsprozesse in der Einzugsgebietsskala charakterisieren, wie beispielsweise die berechneten Anteile der Abflußkomponenten. Tracerdaten unterscheiden sich somit deutlich von punktuellen Messungen einzelner Wasserhaushalts-

größen. Zusätzlich können anhand der Auswertung von Tracerdaten Kenngrößen eines Systems, wie z.B. die Verweilzeitenverteilung des Wassers im System, ermittelt werden. Aus der Konzentration von bestimmten hydrochemischen Tracern kann neben verschiedenen Abflußkomponenten auf die Fließwege und Wasserherkunftsräume geschlossen werden. Zusätzlich können künstliche Tracer für Prozeßstudien eingesetzt werden, die jedoch stärker räumlichen und zeitlichen Beschränkungen unterliegen. Für die detaillierte Untersuchung einzelner Prozesse, wie z.B. der Wasserbewegung in einzelnen Speicherräumen, können mit ihnen jedoch wertvolle Erkenntnisse erzielt werden.

Bei der Entwicklung von TAC wurde das Ziel verfolgt, das Modell durch die *Integration von zusätzlichen Daten* (z.B. Schneespeicherung, Bodenfeuchte, Grundwasserstände, Abflüsse in Teilsystemen, hydrochemische Meßwerte etc.) validieren zu können. In der Literatur wird dies häufig als „multiple-response validation“ bezeichnet (u.a. MROCZKOWSKI ET AL. 1997). Das Ziel der Modellierung ist hierbei nicht nur eine möglichst gute Simulation des Gebietsabflusses zu erreichen, sondern auch die internen Systemzustände und -flüsse korrekt zu modellieren. Dies kann beispielsweise über die korrekte Simulation von Grundwasserständen oder Tracerganglinien neben der in Einzugsgebietsmodellen üblichen Simulation der Abflußganglinie erreicht werden. Damit ist eine Reduzierung der Freiheitsgrade bei der Modellkalibrierung verbunden, da mehrere Zielgrößen korrekt simuliert werden müssen.

Die räumliche Diskretisierung im Modell basiert auf einer *Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse* und einer Höhenzonierung. Die Raumgliederung ist eine wichtige Eingangsinformation für das Modell und sollte mit großer Sorgfalt durchgeführt werden. Verschiedene Höhenzonen werden ausgewiesen, weil die Eingangsdaten Niederschlag und Temperatur eine Höhenabhängigkeit aufweisen. Innerhalb einer Höhenzone werden dann Teilflächen ausgeschieden, auf denen bestimmte Abflußbildungsprozesse dominieren. Die Modellstruktur kann somit als semi-distribuiert bezeichnet werden. Mit dieser Struktur wird eine Möglichkeit eröffnet, möglichst viele Geländebeobachtungen und Prozeßerkenntnisse bezüglich der Abflußbildung relativ einfach in das Modell zu integrieren. Eine flächendetaillierte Modellierung, beispielsweise auf Rasterbasis (vgl. SCHUMANN & FUNKE 1996, SCHULLA 1997, BREMICKER 1998), wurde für die vorliegende Modellversion aufgrund der zu definierenden Nachbarschaftsbeziehungen als zu komplex angesehen.

Die *zeitliche Auflösung* bei der Modellierung beschränkt sich auf Tageswerte. Das Hauptziel des Modells ist die Simulation des Wasserhaushalts und der Abflußanteile über längere Zeiträume. Die korrekte Simulation der Dynamik einzelner Hochwasserbildungsprozesse in kürzeren Zeitschritten war nicht das Ziel des vorliegenden Modellentwurfs.

6.2 Modellkomponenten

6.2.1 Generelle Modellstruktur

Das TAC-Modell ist modular aufgebaut (Abb. 6.1) und somit von der generellen Struktur an andere konzeptionelle Einzugsgebietsmodelle angelehnt. Der Systeminput wird nacheinander durch ein Schneemodul, Bodenmodul und Abflußbildungsmodul geleitet. Die Verdunstung findet aus dem Bodenspeicher statt. Der Systemoutput enthält neben dem simulierten Gesamtabfluß noch die Anteile der einzelnen Abflußkomponenten. Wenn für die Abflußkomponenten aufgrund von tracerhydrologischen Untersuchungen Tracerkonzentrationen bestimmt werden können, ist zusätzlich noch die Tracersimulation für den Gesamtabfluß sowie für Teilsysteme möglich. Das Abflußbildungsmodul wurde neu entwickelt, die anderen Module wurden von bestehenden konzeptionellen Modellen übernommen.

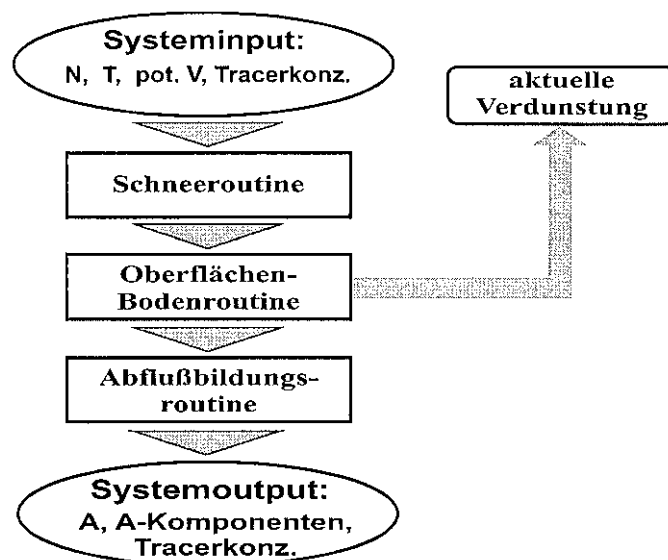


Abb. 6.1 Modularer Aufbau des TAC-Modells

Bevor das Modell angewendet werden kann, muß eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse (Abb. 6.2) erfolgen, durch die die räumliche Diskretisierung festgelegt wird. Diese Raumgliederung basiert auf einer möglichst guten Kenntnis der Abflußbildung in dem zu modellierenden Gebiet. Für die Modellierung werden verschiedene Höhenzonen ausgewiesen, für die repräsentative Werte für den Niederschlag und die Temperatur bestimmt werden. Bei Verwendung von Tracern, die einer höhenabhängigen Variation unterliegen (z.B. Isotope), muß dieser Tracerinput ebenfalls korrigiert werden. Die Berechnung des Schneedeckenaufbaus und -abbaus wird für jede Höhenzone einzeln durchgeführt. Ein Ergebnis ist die Wassermenge, die auf die Bodenoberfläche

trifft. Die Bodenroutine sowie die Abflußbildungsroutine werden ebenfalls für jede Zone gleicher Abflußbildung separat berechnet. Jede Zone erhält so viel Niederschlags- und Schneeschmelzwasser, wie es dem Flächenanteil der jeweiligen Zone innerhalb einer Höhenzone entspricht.

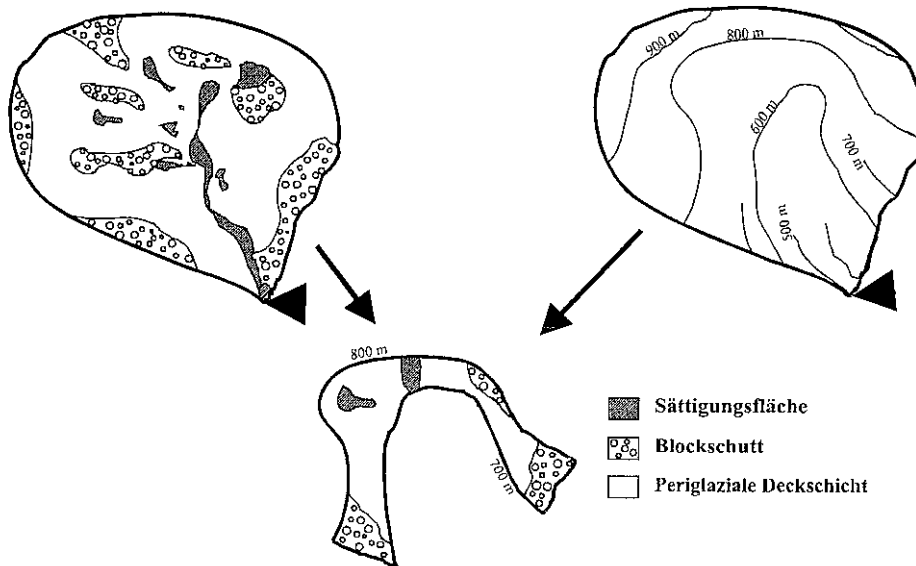
In der vorliegenden Modellversion werden sieben Zonen gleicher Abflußbildung unterschieden. In der in Kap. 5 beschriebenen Raumgliederung wurden acht unterschiedliche Zonen gleicher Abflußbildung ausgewiesen, jedoch sind die Siedlungsflächen zu gleichen Anteilen den Zonen mit Groundwater Ridging und Sättigungsflächenabfluß zugeschlagen worden. Der Grund ist, daß keine einheitliche Abflußbildung in den Siedlungsgebieten festgestellt werden konnte. Die Annahme, daß 50 % der Siedlungsflächen versiegelt sind und auf diesen Flächen Oberflächenabfluß gebildet wird, entspricht ungefähr den Ergebnissen von PESCHKE ET AL. (1998), die bei ländlichen Siedlungsstrukturen von einem Flächenanteil von 40 % ausgehen.

Während bei Zonen mit Sättigungsflächenabfluß nur Oberflächenretention berücksichtigt wird, kommt bei den anderen Zonen gleicher Abflußbildung eine Bodenroutine zum Einsatz. In dieser Routine werden die hydrologischen Prozesse Interzeption, Muldenrückhalt und Infiltration zusammengefaßt. Aus diesem Speicher tritt ein Wasserverlust durch Evapotranspiration auf. Infiltrierendes Wasser, welches nicht im Bodenspeicher gespeichert wird, gelangt in die Abflußbildungsroutine. In dieser Routine werden die verschiedenen Abflußbildungsprozesse (vgl. Kap. 4.5) durch lineare und nicht-lineare Speicherkonzepte konzeptionalisiert. In den einzelnen Höhenzonen werden die Zonen gleicher Abflußbildung gleich parameterisiert, um die Anzahl der Modellparameter in vertretbarem Umfang zu halten. Generell ist die Berücksichtigung weiterer Teilflächen mit anderen dominanten Abflußbildungsprozessen möglich, was beispielsweise bei der TAC-Anwendung in einem anderem Gebiet von Bedeutung ist. Dies bedarf gegebenenfalls einer Modellerweiterung, falls nicht noch nicht berücksichtigte Abflußbildungsprozesse von Bedeutung sind. Aus verschiedenen Zonen gleicher Abflußbildung ist eine Versickerung in den unterliegenden Kluftgrundwasserleiter möglich, der flächenkonzentriert modelliert wird. Die Fließdynamik im Kluftgrundwasserspeicher kann wahlweise mit verschiedenen in der Tracerhydrologie häufig verwendeten mathematischen Fließmodellen (vgl. Kap. 3.2.4) simuliert werden.

Als Modellierungsergebnis können neben der simulierten Abflußganglinie die simulierten Abflußkomponenten sowie Ganglinien für die verwendeten natürlichen Tracer ausgegeben. Die Tracerkonzentrationen im Abfluß werden über einen einfachen Mischungsansatz bestimmt, wobei die einzelnen Abflußkomponenten mit ihrer jeweiligen Tracerkonzentration anteilig zusammengefaßt werden. Die Tracerkonzentrationen der einzelnen Abflußkomponenten müssen aufgrund über tracerhydrologischen Untersuchungen festgelegt werden (vgl. Kap. 4.2).

1) Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse

2) Ausweisung von Höhenzonen



3) Modellierung

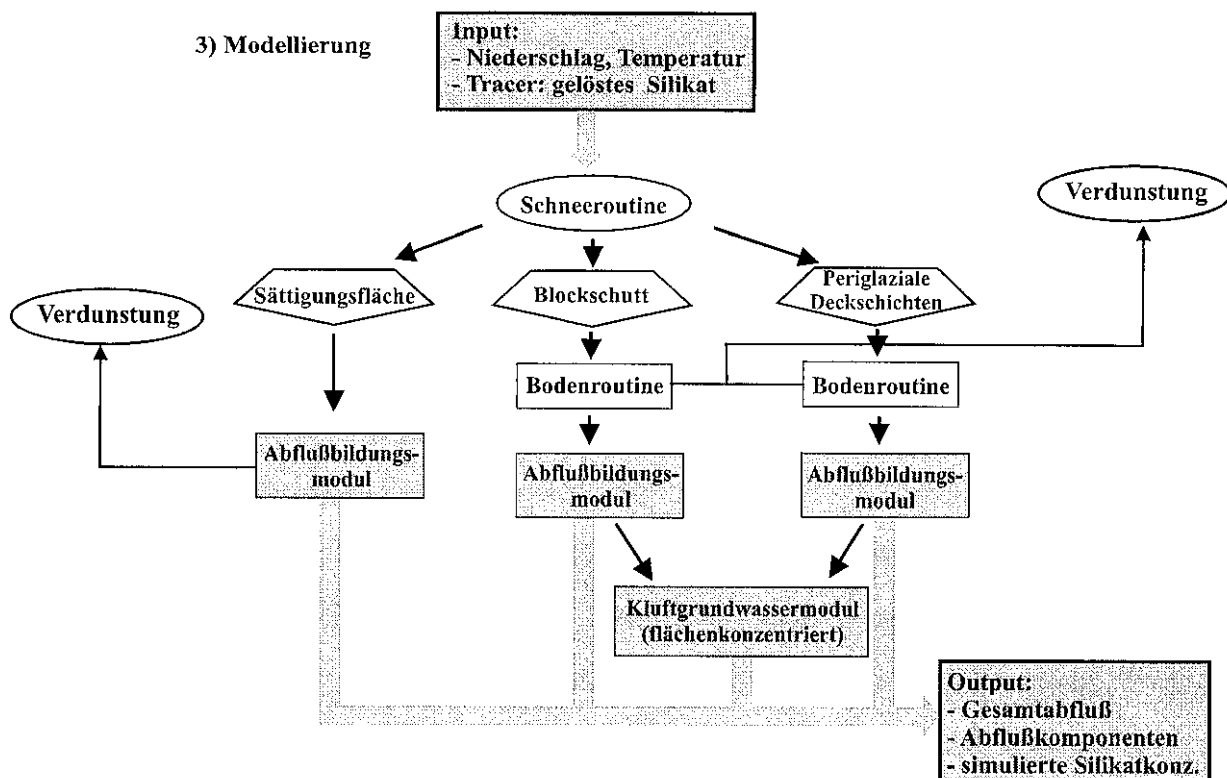


Abb. 6.2 Modellkonzeption von TAC

Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur drei statt sieben Zonen gleicher Abflußbildung unterschieden. Die grau unterlegten Bereiche verdeutlichen, wo die Ergebnisse der tracerhydrologischen Untersuchung der Abflußbildung eingehen

6.2.2 Schneemodul

Das Schneemodul basiert auf dem *Tag-Grad-Verfahren*. Es wurde dem Einzugsgebietsmodell HBV (BERGSTRÖM 1976, 1992) entnommen. Ein vergleichbares Modul wird u.a. in den Modellen UBC Watershed Model (QUICK 1995) und SRM (RANGO 1995) verwendet. Der Schneedeckenaufbau und die Schneeschmelze wird für jede Höhenzone einzeln berechnet. Somit ist es möglich, in Einzugsgebieten mit größerer vertikaler Erstreckung den unterschiedlich ausgeprägten Schneedeckenaufbau und Abbau zu erfassen. Niederschlag wird als Schnee simuliert, wenn die Tagesmitteltemperatur (die ausgehend von der gemessenen Temperatur über Interpolation auf die jeweilige Höhenzone bestimmt wurde) kleiner als der Temperaturschwellenwert TT [°C] („threshold temperature“; im allgemeinen nahe 0 °C) ist. Um den systematischen Meßfehler bei der Messung von festem Niederschlag sowie eine mögliche Evapotranspiration von Schnee zu berücksichtigen, wird jeder Schneeniederschlag mit dem Parameter $SFCF$ [-] („snow fall correction factor“) multipliziert (Bergström 1992). Die Schmelze beginnt, wenn der Wert von TT überschritten wird. Das Schmelzwasser pro Tag ($melt_t$) berechnet sich folgendermaßen:

$$melt_t = CFMAX \cdot (T_t - TT) \quad (6.1)$$

Mit	$melt_t$	=	Schmelzwasser am Tag t [mm d ⁻¹]
	$CFMAX$	=	Tag-Grad-Faktor [mm °C ⁻¹ d ⁻¹]
	T_t	=	auf die Höhenzone interpolierte Tagesmitteltemperatur am Tag t [°C]
	TT	=	Temperaturschwellenwertparameter [°C]

In der Literatur wurden Werte für den Tag-Grad-Faktor ($CFMAX$) von 1 bis 6 mm°C⁻¹d⁻¹ verwendet (HERRMANN & KUHN 1990, GRAY & PROWSE 1993). In einem sehr flachen Einzugsgebiet in Südschweden wurden maximale Werte bis zu 8 mm °C⁻¹ d⁻¹ durch Kalibrierung des HBV-Modells bestimmt (SEIBERT 1998). Dies läßt sich vermutlich durch die dort vorhandene direkte Sonneneinstrahlung (keine Beschattung durch das Relief) und möglicherweise geringe Albedo (gealterter Schnee) begründen. In bewaldeten Gebieten ist von niedrigeren Werten auszugehen als in Gebieten, beispielsweise mit Grünlandnutzung, bei denen es zu einer stärker ausgeprägten Schmelze kommt.

Das Schmelzwasser kommt nicht direkt zum Abfluß, sondern wird bis zu einem gewissen Anteil am Wasseräquivalent der gesamten Schneedecke gespeichert. Der Anteil dieses flüssigen Wassers in der Schneedecke wird durch den Parameter CWH [-] („coefficient of water holding capacity“) ausgedrückt. Wird die Schneeschmelzperiode unterbrochen (Tagesmitteltemperaturen fällt unter TT), kann dieses gespeicherte Schmelzwasser wieder gefrieren, was mit dem Parameter CFR [-] („refreezing coefficient“) und Gleichung 6.2 analog zur Schneeschmelze berechnet wird. Dabei nimmt das Wasseräquivalent der Schneedecke solange auf Kosten des zurückgehaltenen flüssigen Wassers zu, bis keines mehr vorhanden ist (GURTZ ET AL. 1997).

$$refreezing_melt_t = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T_t) \quad (6.2)$$

Mit: $refreezing_melt_t$ = wiedergefrorenes Schmelzwasser am Tag t
 $[mm \text{ } ^\circ C^{-1} d^{-1}]$
 CFR = refreezing coefficient [-]

Die Parameter CWH und CFR wurden von BERGSTRÖM (1992) auf 0,1 bzw. 0,05 festgelegt. Sie wurden in dieser Arbeit bei der Modellkalibrierung nicht weiter variiert, sondern als Konstanten behandelt. Für die verschiedenen Teilflächen in einer Höhenzone könnten die drei übrigen Parameter variiert werden. Es auch möglich, manche Parameter zeitlich zu variieren (vgl. GURTZ ET AL. 1997). Dies vervielfacht die Anzahl der Parameter in dieser Routine und kann deshalb nur empfohlen werden, wenn begründete Parameterunterschiede belegbar sind. Bei der vorliegenden Modellapplikation im Bruggaeinzugsgebiet wurden die drei Schneeparameter (TT , $SFCF$, $CFMAX$) nicht weiter unterschieden.

Abschließend sei gesagt, daß es für die Modellierung der Schneeschmelze wesentlich komplexere und physikalisch besser begründete Ansätze gibt. Diese Ansätze basieren auf der Energiebilanz und benötigen umfangreiche Temperatur- und Feuchtigkeitsprofile sowie Strahlungsmessungen. Diese Daten liegen für die meisten Einzugsgebiete nicht vor. Die Vernachlässigung der Schnee verdunstung ist erscheint annehmbar, da die Kondensation ebenfalls außer acht gelassen wird. Für die Schnee verdunstung wären auch nur Größenordnungen von 0,05 – 0,2 mm pro Schneedeckentag zu erwarten (RACHNER 1987; zit. in DVWK 1996). Diese Mengen erscheinen in Anbetracht der anderen Wasserhaushaltsgrößen vernachlässigbar (u.a. BREMICKER 1998). Unter den konzeptionellen Schneeschmelzmodellen ist der verwendete Ansatz ein relativ einfacher Ansatz. Komplexere Ansätze wie beispielsweise das Temperatur-Wind-Index-Verfahren (BRAUN 1985) oder das Verfahren nach ANDERSON (1973) benötigen ebenfalls zusätzliche Daten (vgl. SCHULLA 1997), die für das Untersuchungsgebiet nicht vorlagen. Aus diesen Gründen wurde der beschriebene Ansatz gewählt.

6.2.3 Bodenmodul

Außer für Sättigungsflächen wird für die verschiedenen Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen das gleiche Bodenmodul verwendet, jedoch wird es jeweils unterschiedlich parameterisiert. Das Modul wird für jede Höhenzone separat durchgerechnet, da der Input (Niederschlag und versickerndes Schneeschmelzwasser) von der Höhenlage abhängt. In diesem Modul werden die Prozesse auf der Erdoberfläche Interzeption und Muldenrückhalt sowie die Prozesse im Boden Wasserspeicherung und Versickerung zusammengefaßt. Es wurde die *konzeptionelle Bodenroutine des HBV-Modells* angewandt (BERGSTRÖM 1976, 1992). Diese Routine enthält drei Parameter: FC [mm] ('field capacity') bestimmt die maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher zurückgehalten werden kann. Ist die Größe des Interzeptionsspeichers bei gegebener Landnutzung sowie die Feldkapazität und die Bodengründigkeit bekannt, kann FC extern bestimmt werden. $BETA$ [-] legt den relativen Anteil (*recharge*) des Wassers vom Input P

(Niederschlag und Schneeschmelzwasser) fest, welches bei gegebener Bodenfeuchte (S_{sm}) in die Abflußbildungsroutine weitergeleitet wird (Abb. 6.3). Das restliche infiltrierende Wasser wird zur Auffüllung des Bodenspeichers verwendet. Hat der Bodenwassergehalt FC erreicht, wird alles infiltrierende Wasser weitergeleitet. Der abflußwirksame Anteil bei Bodenfeuchten, die geringer als FC sind, wird über die folgende Funktion bestimmt:

$$\frac{recharge}{P} = \left(\frac{S_{sm}}{FC} \right)^{BETA} \quad (6.3)$$

Mit:	$recharge$	=	Anteil des infiltrierenden Wassers, welches in die Abflußbildungsroutine weitergeleitet wird [-]
	P	=	Input in die Bodenroutine [mm]
	S_{sm}	=	Bodenfeuchte [mm]
	FC	=	max. Bodenwasserspeicherung [mm]
	$BETA$	=	Modellparameter [-]

In der Literatur finden sich Werte für $BETA$ von 0,3 bis 6 (BRAUN & RENNER 1992, HARLIN & KUNG 1992, GURTZ ET AL. 1997, SEIBERT 1998), wobei die meisten Anwendungen von Werten größer 1 ausgehen. Die Auswirkung von verschiedenen $BETA$ -Werten auf den Anteil des Wassers, das im Bodenspeicher zurückgehalten bzw. in die Abflußbildungsroutine weitergeleitet wird, ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Generell bewirken kleine $BETA$ -Werte, daß mehr Wasser in das Abflußbildungsmodul weitergeleitet wird.

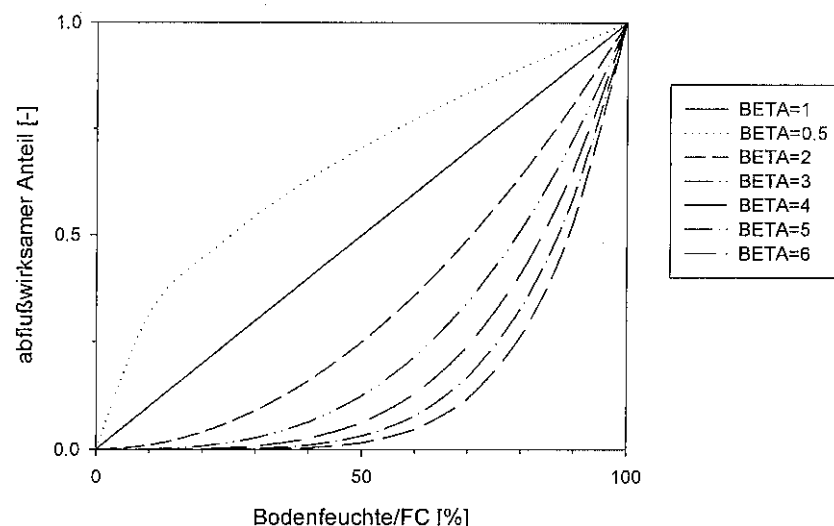


Abb. 6.3 Bestimmung des abflußwirksamen Anteils von Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser (nach BERGSTRÖM 1992)

Der Vorteil dieser Routine liegt darin, daß bereits bei geringeren Vorfeuchten Wasser zum Abfluß kommt, wie es auch in der Natur beobachtet werden kann. Bei anderen konzeptionellen Modellen wie z.B. beim PRMS-Modell wird zuerst aller Niederschlag dem Bodenspeicher zugeführt, bis die Feldkapazität erreicht wird. Eine solche Konzeptionalisierung erscheint für die Böden im Untersuchungsgebiet nicht sinnvoll, da diese stark von Makroporen geprägt sind, die nicht erst bei Erreichen der Feldkapazität abflußwirksam werden. Es sei noch darauf hingewiesen, daß der Input in die Bodenroutine (Niederschlag und versickerndes Schneeschmelzwasser) mit maximal einem Millimeter in den Bodenspeicher „hinein getropfelt“ wird und dann die Bodenfeuchte neu berechnet wird.

Der dritte Parameter LP [-] legt die aktuelle Evapotranspiration ET_a als Anteil der potentiellen Evapotranspiration ET_p fest. Dem Bodenspeicher wird über die Evapotranspiration Feuchte entzogen. Es wird dabei davon ausgegangen, daß die maximale Speicherkapazität des Bodenfeuchtespeichers (FC) dem Wassergehalt der nutzbaren Feldkapazität plus dem des Interzeptionsspeichers entspricht. Dieser Wassergehalt steht der Verdunstung maximal zur Verfügung. Ist die aktuelle Bodenfeuchte kleiner als das Produkt von LP und FC , wird die aktuelle Evapotranspiration linear abgemindert (Abb. 6.4). Diese Reduktion entspricht bei der Konzeptionalisierung der Evapotranspiration mit dem Ansatz von PENMAN & MONTEITH der Zunahme des Bestandeswiderstands bei geringen Bodenfeuchten.

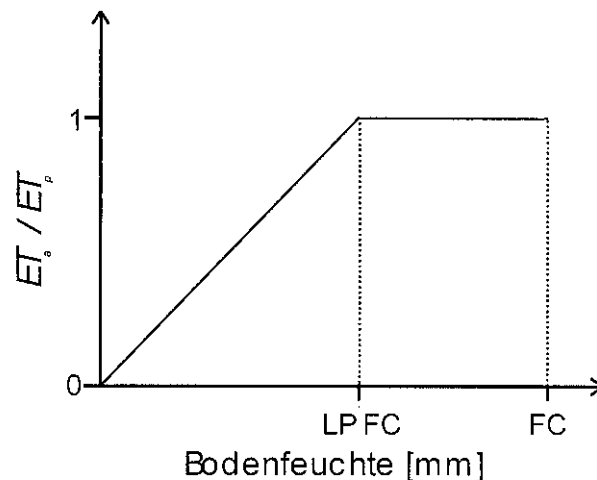


Abb. 6.4 Reduktion der potentiellen Evapotranspiration abhängig von der Bodenfeuchte (nach BERGSTRÖM 1992, aus SEIBERT 1997a)

Die aktuelle Evapotranspiration berechnet sich dann wie folgt:

$$ET_a = ET_p \quad \text{wenn } S_{sm} \geq LP \cdot FC \quad (6.4)$$

$$ET_a = ET_p \cdot \frac{S_{sm}}{LP \cdot FC} \quad \text{wenn } S_{sm} < LP \cdot FC \quad (6.5)$$

Mit:	ET_p	=	potentielle Evapotranspiration [mm]
	ET_a	=	aktuelle Evapotranspiration [mm]

Bei vollständiger Entleerung des Bodenspeichers ($S_{sm} = 0$), ist der Welkepunkt erreicht. Es steht dann kein Wasser mehr für die Pflanzen zur Verfügung. Der Modellparameter LP wurde, basierend auf der Studie von MENZEL (1997), auf 60 % festgesetzt. Demnach sind bei der Modellanwendung für das Bodenmodul nur noch die zwei Parameter FC und $BETA$ für jede Zone gleicher Abflußbildung zu bestimmen.

6.2.4 Abflußbildungs- und Abflußkonzentrationsroutine

Bei diesem neu entwickelten Modul werden in der vorliegenden Modellversion sieben Zonen unterschieden, in denen bestimmte Abflußbildungsmechanismen dominieren (vgl. Raumgliederung aufgrund der dominierenden Abflußbildungsprozesse, Kap. 5). Hier gehen die Erkenntnisse aus der experimentellen Untersuchung der Abflußbildung im Bruggagebiet ein (Kap. 4). In den Zonen gleicher Abflußbildung, für die eine Bodenroutine verwendet wird, kommt jene aus dem vorangegangenen Kapitel zum Einsatz. Sie wird jedoch für jede Zone separat parameterisiert. Das Abflußbildungsmodul wird für jede Höhenzone einzeln gerechnet, da der Modellinput höhenabhängig ist. Innerhalb einer Höhenzone erhält jede Zone gleicher Abflußbildung soviel Niederschlag, wie es ihrem Flächenanteil entspricht.

Bei den im folgenden beschriebenen Variablen- und Parameternamen wurden einheitliche Kürzel verwendet. Dabei steht

Q	für Abfluß bzw. eine Abflußkomponenten
$SOF_$	für Gebiete mit Sättigungsflächenabfluß
$GWR_$	für Gebiete, auf denen Groundwater Ridging dominiert
$M_$	für Gebiete mit Moränen
$B_$	für Gebiete mit Blockschutt
$D_$	für Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialen Hangschutt
$H_$	für Gebiete der Hochlagen
$P_$	für Gebiete mit periglazialen Ablagerungen
$KS_$	für den Kluftgrundwasserspeicher
K	für die Speicherkonstante eines Speichers
QM	für die Speicherfüllhöhe eines Speichers
H	für einen Schwellenwert einer bestimmten Speicherfüllhöhe

6.2.4.1 Zonen mit Sättigungsflächenabfluß (SOF)

Für Sättigungsflächen wird von einem *Interzeptions- und Muldenrückhalt* ausgegangen, der aufgefüllt werden muß, bevor die Fläche abflußwirksam wird (Abb. 6.5). Der modellierte Abfluß Q_{SOF} [mm d⁻¹] wird nicht weiter verändert, sondern direkt zum Gebietsauslaß weitergeleitet. Diese ist eine andere Auffassung der Abflußdynamik von Sätti-

gungsflächen als in dem Modell von GURTZ ET AL. (1997), in dem der Niederschlag, welcher auf Sättigungsflächen fällt, dem unteren Grundwasserspeicher zugewiesen wird und damit stark verzögert zum Abfluß kommt. Die Wirkung der so konzeptionalisierten Sättigungsflächen kommt eher einer Speicherung in einem See gleich, und ist nicht mit der hier modellierten Direktabflußbildung vergleichbar. Der Parameter für den Rückhalt auf Sättigungsflächen MTD [mm] („micro-topographic depression“) gibt die Größe des Gesamtspeichers an. An niederschlagsfreien Tagen kann dieser Speicher durch Verdunstung wieder entleert werden. Hierbei wird davon ausgegangen, daß die potentielle gleich der aktuellen Verdunstung ist.

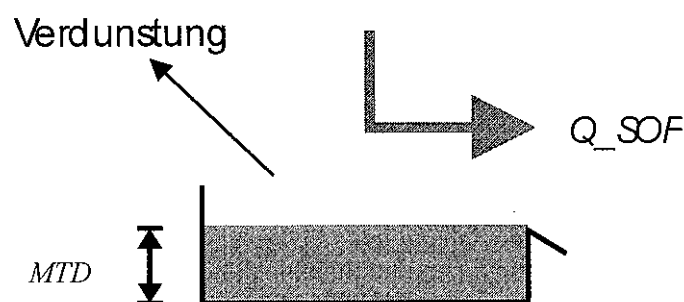


Abb. 6.5 Speicherkonzept für Zonen mit Sättigungsflächenabfluß

Mögliche jahreszeitliche Variationen des Muldenrückhalts werden vernachlässigt. Diese Vereinfachung ist in guter Übereinstimmung mit Geländebeobachtungen im Bruggagebiet, wo visuell keine großen Unterschiede beim Interzeptionsspeicher bzw. Muldenspeicher innerhalb eines Jahres festgestellt werden konnten. Eine Versickerung aus dem SOF -Speicher wurde ausgeschlossen, da es sich bei den im Untersuchungsgebiet vorkommenden Sättigungsflächen um ganzjährig feuchte Flächen handelt (effluente Verhältnisse).

6.2.4.2 Moränengebiete (M)

Die Abflußbildung in den Moränengebieten des Brugggebietes ist sehr heterogen (siehe Kap. 4.5). Es ließen sich keine zwei unterschiedlichen indirekten Abflußsysteme identifizieren, wie es beispielsweise in den Gebieten mit vorwiegend periglazialen Ablagerungen möglich war (LINDENLAUB 1998). Die schnellen Abflußkomponenten werden auf den in Moränengebieten häufig vorkommenden Sättigungsflächen gebildet, die getrennt modelliert werden (Kap. 6.2.4.1). Die übrigen Moränengebiete werden mit einem *Einzellinear-speicheransatz* (Abb. 6.6) modelliert, da der Gesamtheit der vielen verschiedenen Prozesse nicht Rechnung getragen werden kann. Der Abfluß wird dabei wie folgt ermittelt:

$$Q_M = Q_{M_M} \cdot M_K \quad (6.6)$$

Mit	Q_M	= Abflußkomponente aus den Moränengebieten [mm d^{-1}]
	QM_M	= Speicherfüllhöhe des Speichers für Moränengebiete [mm]
	M_K	= Speicherkonstante für Moränengebiete [d^{-1}]

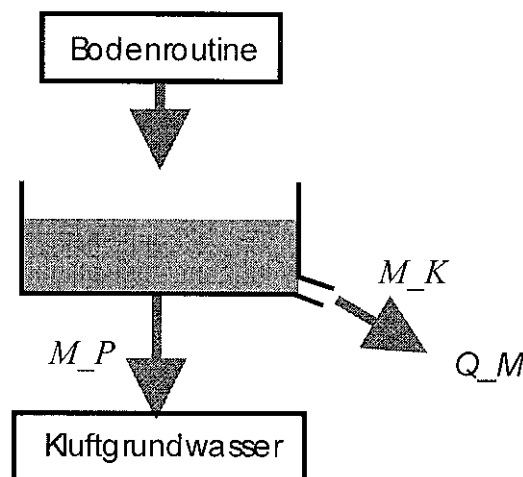


Abb. 6.6 Speicherkonzept für Zonen mit Moränen als Deckschicht

Zusätzlich ist aus dem Fließsystem für Moränengebiete eine Abgabe in den tiefergelegenen Kluftgrundwasserleiter möglich. Diese Tiefenversickerung wird über den Parameter M_P [mm d^{-1}] bestimmt. Diese Konzeptionalisierung enthält demnach zwei Modellparameter (M_K [d^{-1}] und M_P [mm d^{-1}]), die beide über Kalibrierung bestimmt werden müssen. Wenn Abflußmessungen aus einem reinen Moränengebiet vorliegen, ist die Bestimmung von M_K [d^{-1}] über Rezessionsanalyse möglich.

6.2.4.3 Zonen mit Groundwater Ridging (GWR)

Groundwater Ridging kann dort vorkommen, wo der Grundwasserspiegel und der darüber liegende Kapillarsaum bis nahe an die Erdoberfläche reichen (vgl. Kap. 3.2.4). Wenig infiltrierendes Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser kann dann einen relativ starken Grundwasserspiegelanstieg erzeugen, der ein Ausdrücken von zuvor gespeichertem Grundwasser bewirkt. Besonders effektiv ist dieser Prozeß in unmittelbarer Vorfluternähe, da dort ein Grundwasserspiegelanstieg einen relativ steilen Gradienten zum Vorfluter bewirkt.

Der genannte Prozeß wurde wie folgt konzeptionalisiert (Abb. 6.7): Bei niedriger Speicherfüllung werden Zonen mit Groundwater Ridging mit einem Einzellinearspeicher (Kap. 6.2.4.2) modelliert. Die Abflußkomponente Q_{GWR} [mm d^{-1}] ergibt sich dann analog zu

Gleichung 6.6 (Speicherkonstante: GWR_K [d^{-1}]). Eine Abgabe in den tieferliegenden Kluftgrundwasserspeicher wird durch den Parameter GWR_P [$mm\ d^{-1}$] bestimmt. Kommt es durch infiltrierendes Niederschlagswasser zu einer Speicherfüllung über den Grenzwert GWR_H1 [mm] wird der Speicherausfluß nicht-linear. Dies entspricht einem verstärktem Ausdrücken von vorfluternahem Grundwasser in den Vorfluter. Dabei wird der Parameter GWR_S [-] verwendet, der die Speicherkonstante GWR_K [d^{-1}] abhängig von der Speicherfüllung erhöht. In Abbildung 6.7 ist die Nicht-Linearität durch einen überproportionalen Speicheranstieg symbolisiert, wobei der Speicherausfluß allein von der Füllhöhe im Speicher abhängt. Die Abflußkomponente Q_GWR [$mm\ d^{-1}$] errechnet sich dann folgendermaßen:

$$Q_GWR = QM_GWR \cdot X \quad (6.7)$$

Wobei

$$X = GWR_K \cdot (1 + GWR_S \cdot ((QM_GWR - GWR_H1) / (GWR_H2 - GWR_H1))) \quad (6.8)$$

Mit	Q_GWR	=	Abflußkomponente aus Zonen mit Groundwater Ridging [$mm\ d^{-1}$]
	QM_GWR	=	Speicherfüllhöhe des GWR-Speichers [mm]
	GWR_S	=	Modellparameter [-]
	GWR_H1	=	Schwellenwert der Speicherfüllung für den Übergang zum nicht-linearen Speicherverhalten [mm]
	GWR_H2	=	Schwellenwert der Speicherfüllung für die Aktivierung der zusätzlichen Abflußkomponente Q_GWR_SOF [mm]
	GWR_K	=	Speicherkonstante für Gebiete mit Groundwater Ridging [d^{-1}]

Steigt die Speicherfüllhöhe über den Grenzwert GWR_H2 [mm], kommt es zu einem „Überlaufen“ des Speichers und es wird ein zusätzliches Fließsystem aktiviert. Dieser Prozeß stellt den Grundwasseranstieg bis an die Erdoberfläche dar, wobei in dieser Zone dann zusätzlich Sättigungsflächenabfluß modelliert wird. Der Sättigungsflächenabfluß Q_GWR_SOF [$mm\ d^{-1}$] kommt direkt zum Abfluß und erreicht im gleichen Simulationszeitschritt den Gebietsauslaß (vgl. a)). Der Abfluß aus dem Speicher ergibt sich in diesem Fall als:

$$Q_GWR = GWR_H2 \cdot GWR_K \cdot (1 + GWR_S) \quad (6.9)$$

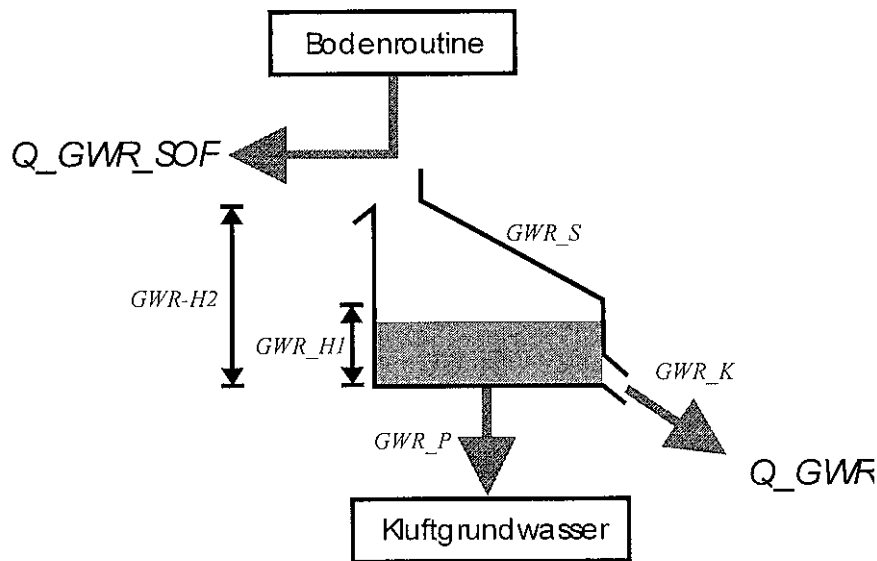


Abb. 6.7 Speicherkonzept für Zonen, in denen Groundwater Ridging auftritt

Das vorliegende nicht-lineare Speicherkonzept ist für die Simulation des Abflusses wesentlich variabler als ein Einzellinearspeicherkonzept (Abb. 6.8). Es wird deutlich, wie das Groundwater-Ridging-Fließsystem einerseits zur Hochwasserbildung beitragen kann, andererseits zu Niedrigwasserzeiten auch eine Basisabflußkomponente bereitstellt. Das Fließsystem, welches den Sättigungsflächenabfluß wiedergibt, tritt nur episodisch bei sehr hohen Speicherfüllungen auf.

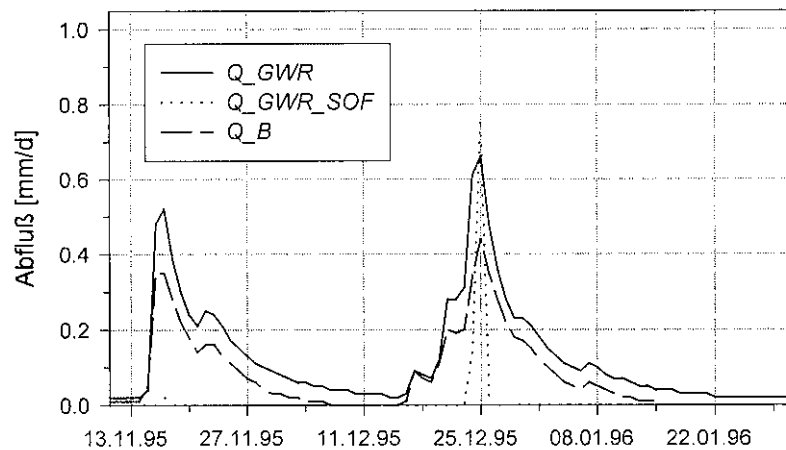


Abb. 6.8 Vergleich der simulierten Abflußkomponenten von Zonen, in denen Groundwater Ridging (Abflußkomponenten: Q_{GWR} , Q_{GWR_SOF}) stattfindet, mit Zonen, in denen Makroporenabfluß im blockigen Hangschutt (Abflußkomponente: Q_B) dominiert

6.2.4.4 Blockschutthalden (B)

In reinen Blockschutthalden, die häufig direkt auf dem kristallinen Grundgebirge liegen, kommen bedingt durch die sehr hohen Durchlässigkeiten schnelle Abflußprozesse vor (Kap. 4.5). Diese werden mit einem *Einzellinearspeicher* konzeptionalisiert (vgl. Abb. 6.6, mit den Parametern B_K [d⁻¹] und B_P [mm d⁻¹] analog zu M_K [d⁻¹] und M_P [mm d⁻¹]). Der Parameter B_K [d⁻¹] ist allerdings bedeutend größer als M_K [d⁻¹], da die Abflußdynamik wesentlich höher ist. Der Abfluß aus Gebieten mit Blockschutthalden Q_B [mm d⁻¹] berechnet sich analog zu Gleichung 6.6 mit der Speicherfüllung QM_B [mm] und der Speicherkonstanten B_K [d⁻¹].

6.2.4.5 Zonen mit Blockschutt auf (peri-)glazialem Hangschutt (D)

Die Abflußbildung in dieser Zone ist von dem Aufbau der Deckschichten geprägt. Die hydraulischen Durchlässigkeiten des Untergrunds steigen dabei, je geringer der Abstand zur Erdoberfläche ist („transmissivity feedback effect“, BISHOP 1991; Kap. 4.5). Deshalb wird der Abfluß aus diesen Deckschichten mit einem *linearen Speichersystem* simuliert, bei dem bei bestimmten Speicherfüllhöhen (D_{H1} [mm] und D_{H2} [mm]) weitere Abflußsysteme aktiv werden, wobei D_{H1} [mm] kleiner als D_{H2} [mm] ist (Abb. 6.9). Die Speicherkonstanten werden in der Reihenfolge größer D_{K2} [d⁻¹], D_{K1} [d⁻¹] und D_{K0} [d⁻¹] größer, d.h. jeweils schnellere Fließsysteme werden aktiv. Das Fließsystem Q_{D0} wird nur bei sehr hohen Speicherfüllhöhen, d.h. bei sehr hohen Vorfeuchten im Gebiet, im Falle eines Hochwassers abflußwirksam. Alle Fließsysteme werden linear modelliert. Zusätzlich ist eine Abgabe in den tiefergelegenen Kluftgrundwasserleiter möglich, die über den Parameter D_P [mm d⁻¹] bestimmt wird. Die Abflüsse der einzelnen Abflußkomponenten errechnen sich folgendermaßen:

$$Q_{D2} = QM_D \cdot D_{K2} \quad (6.10)$$

$$Q_{D1} = (QM_D - D_{H1}) \cdot D_{K1} \quad \text{wenn } QM_D > D_{H1} \quad (6.11)$$

$$Q_{D0} = (QM_D - D_{H2}) \cdot D_{K0} \quad \text{wenn } QM_D > D_{H2} \quad (6.12)$$

Mit:	Q_{D2}	=	langsamste Abflußkomponente aus Zonen mit (peri-)glazialem Hangschutt [mm d ⁻¹]
	Q_{D1}	=	mittlere Abflußkomponente aus Zonen mit (peri-)glazialem Hangschutt [mm d ⁻¹]
	Q_{D0}	=	schnellste Abflußkomponente aus Zonen mit (peri-)glazialem Hangschutt [mm d ⁻¹]
	QM_D	=	Speicherfüllhöhe des Speichers [mm]
	D_{H1}	=	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente Q_{D1} [mm]

D_H2	=	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente Q_D0 [mm]
D_K0	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_D0 [d ⁻¹]
D_K1	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_D1 [d ⁻¹]
D_K2	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_D2 [d ⁻¹]

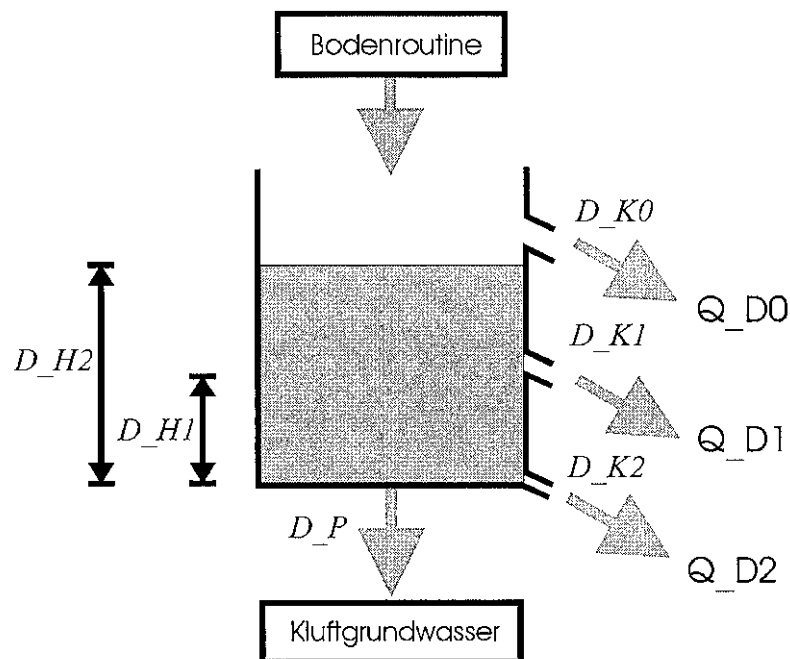


Abb. 6.9 Speichersystem für Zonen mit Blockschuttbedeckung auf (peri-)glazialem Hangschutt

6.2.4.6 Zonen der Hochlagen (H)

Die Abflußdynamik in den Hochlagegebieten ist im Vergleich zu allen anderen Zonen verhältnismäßig langsam (Kap. 4.5). Die in diesen Gebieten vorhandenen schnell reagierenden Sättigungsflächen werden getrennt modelliert (Kap. 6.2.4.1). Die übrigen Gebiete werden mit einem *Einzellinearspeicher* simuliert (vgl. Abb. 6.6, mit den Parametern H_K [d⁻¹] und H_P [mm d⁻¹] analog zu M_K [d⁻¹] und M_P [mm d⁻¹]). Der Abfluß aus diesen Gebieten Q_H [mm d⁻¹] berechnet sich analog zu Gleichung 6.6 mit der Speicherfüllung QM_H [mm] und Speicherkonstanten H_K [d⁻¹].

6.2.4.7 Periglaziale Ablagerungen (P)

Der Abfluß in den periglazialen Deckschichten ist von dem geschichteten Aufbau der Deckschichten geprägt. Die hydraulischen Durchlässigkeiten sinken mit zunehmender

Tiefe. Auf einer wesentlich schlechter durchlässigen Schicht (Zersatzzone, Basisfolge oder kristallinem Grundgebirge, vgl. Kap. 2.3.2) können sich aufgesetzte Grundwasserkörper ausbilden, in denen ein schnellerer Abfluß möglich ist (Kap. 4.5). Dieser Abflußbildungsprozeß wird mit Hilfe von *zwei linearen Speichersystemen* (Speicherkonstanten: P_{K1} [d^{-1}] und P_{K2} [d^{-1}]) konzeptionalisiert, die in Reihe geschaltet sind (Abb. 6.10). Die Weitergabe vom oberen in den unteren Speicher erfolgt über den Parameter P_T [$mm\ d^{-1}$], der die maximale Zusickerung in den unteren Speicher begrenzt. Ist die Menge an Sickerwasser aus der Bodenzone größer als P_T [$mm\ d^{-1}$], wird der obere Speicher gefüllt und das untere Abflußsystem im oberen Speicher wird aktiv. Diese Konzeptionalisierung entspricht der Ausbildung eines aufgesetzten Grundwasserkörpers auf einer geringer durchlässigen Schicht. Steigt der Wasserstand im oberen Speicher über den Grenzwert P_H [mm], wird noch ein weiteres schnelleres Abflußsystem (Speicherkonstante: P_{K0} [d^{-1}]) aktiv. Dieses Fließsystem gibt die schnelleren Abflüsse in den oberflächennahen besser durchlässigen Schichten (u.a. Makroporenabfluß, Return Flow) wieder. Die Abflußkomponente Q_{P0} [$mm\ d^{-1}$] tritt nur episodisch im Falle eines Hochwassers auf, wogegen Q_{P1} [$mm\ d^{-1}$] stärker verzögert ist und Q_{P2} [$mm\ d^{-1}$] langsame Basisabflußkomponenten generieren soll.

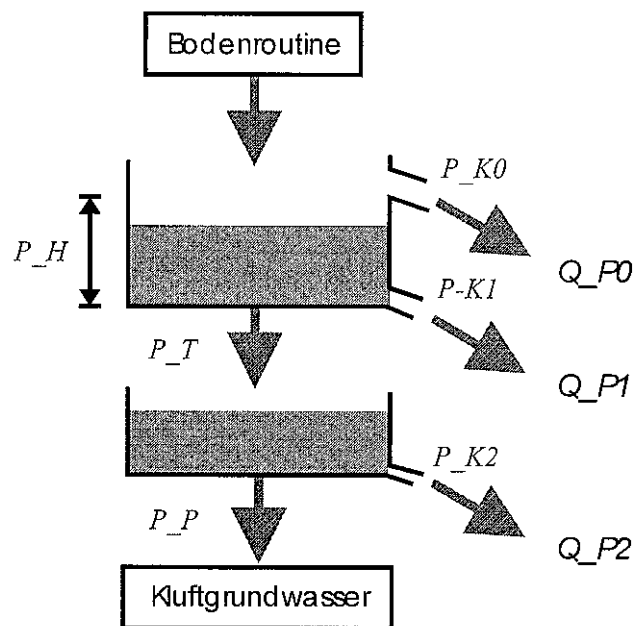


Abb. 6.10 Speicherkonzept für Zonen mit periglazialen Deckschichten

Die Speicherausflüsse werden alle linear simuliert. Die Speicherkonstanten werden in der Reihenfolge P_{K2} [d^{-1}], P_{K1} [d^{-1}] und P_{K0} [d^{-1}] größer, d.h. jeweils schnellere Fließsysteme werden bei steigender Speicherfüllung aktiv. Aus dem unteren Speicher wird über den Parameter P_P [$mm\ d^{-1}$] eine Abgabe in den Kluftgrundwasserspeicher geregelt. Die Abflüsse der einzelnen Abflußkomponenten errechnen sich folgendermaßen:

$$Q_{P2} = QM_{P_low} \cdot P_{K2} \quad (6.13)$$

$$Q_{P1} = QM_{P_up} \cdot P_{K1} \quad (6.14)$$

$$Q_{P0} = (QM_{P_up} - P_H) \cdot P_{K0} \quad (6.15)$$

Mit:	Q_{P2}	=	langsamste Abflußkomponente aus Zonen mit periglazialen Deckschichten [mm d ⁻¹]
	Q_{P1}	=	mittlere Abflußkomponente aus Zonen mit periglazialen Deckschichten [mm d ⁻¹]
	Q_{P0}	=	schnellste Abflußkomponente aus Zonen mit periglazialen Deckschichten [mm d ⁻¹]
	QM_{P_low}	=	Speicherfüllhöhe des unteren P-Speichers [mm]
	QM_{P_up}	=	Speicherfüllhöhe des oberen P-Speichers [mm]
	P_H	=	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente Q_{P0} [mm]
	P_T	=	Modellparameter für die maximalen Flüsse vom oberen in das untere Speichersystem [mm]
	P_{K0}	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{P0} [d ⁻¹]
	P_{K1}	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{P1} [d ⁻¹]
	P_{K2}	=	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{P2} [d ⁻¹]

6.2.4.8 Kluftgrundwasserleitermodul (KS)

Die Wasserflüsse in dem tieferliegenden Kluftgrundwasserleiter (KS) können je nach dessen Ausprägung wahlweise mit verschiedenen Modellen simuliert werden. Es handelt sich dabei um *mathematische Fließmodelle*, die in der Tracerhydrologie häufig verwendet werden und ausführlich in MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) beschrieben sind. Sie wurden zur Auswertung der Isotopenuntersuchungen benutzt und sind in Kap. 3.4.2 ausführlicher dargestellt. Das Dispersionsmodell (DM) wurde bereits von MEHLHORN (1998) zur Modellierung des Grundwasserabflusses in dem konzeptionellen Einzugsgebietsmodell PRMS integriert. An dieser Stelle werden die in TAC integrierten Modelle nur aufgelistet:

- Linear Modell (LM); ein Parameter: mittlere Verweilzeit t_0
- Exponential Modell (EM); ein Parameter: mittlere Verweilzeit t_0
- Exponential-Piston-Flow-Modell (EPM); zwei Parameter: mittlere Verweilzeit t_0 und η
- Linear-Piston-Flow-Modell (LPM); zwei Parameter: mittlere Verweilzeit t_0 und η
- Dispersionsmodell (DM); zwei Parameter: mittlere Verweilzeit t_0 und Dispersionsparameter PD

Für das Bruggagebiet erwies sich bei der Auswertungen der Isotopenmessungen das DM als am besten für das Fließsystem-1 (Kluftgrundwasserleiter und Hochlagenbereiche) geeignet. Im Mittel wurden die Parameter $t_0 = 7,2$ Jahre und $PD = 0,086$ ermittelt (vgl. Kap. 4.4). Werden diese Parameter direkt verwendet, errechnet sich die Abflußkomponente Q_{KS} [mm d⁻¹] nach Gleichung 6.16. Hierbei wird angenommen, daß es keinen Unterschied zwischen der Verweilzeit des Tracer und der Dynamik des Wasser gibt, d.h. es gibt keine mobilen und immobilen Bereiche im modellierten System, wovon in der Realität nicht ausgegangen werden kann (vgl. Kap. 7.3.1 und 8.1.2).

$$Q_{KS}(t) = \int_0^t KS_{in}(u) \cdot g(t-u) du \quad (6.16)$$

$$g(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi KS_{PD}(t^3 / KS_{t_0})}} \exp \left[-\frac{(1-t / KS_{t_0})^2}{4KS_{PD}(t / KS_{t_0})} \right] \quad (6.17)$$

Mit: KS_{in} = Zufluß in den Kluftgrundwasserspeicher KS [mm d⁻¹]
 $Q_{KS}(t)$ = Kluftgrundwasserabfluß [mm d⁻¹]
 $g(t)$ = Übertragungsfunktion [-]

6.2.4.9 Abflußkonzentration

Der gebildete Abfluß durchläuft nach der Abflußbildungsroutine keine zusätzliche Abflußkonzentrationsroutine. Es sei darauf hingewiesen, daß alle lateralen Fließbewegungen in den Hängen bereits in der Abflußbildungsroutine modelliert werden. Die Vereinfachung, kein separates *Abflußrouting* durchzuführen wurde getroffen, da in dem knapp 40 km² großen Bruggagebiet davon ausgegangen werden kann, daß der Abfluß innerhalb eines Simulationszeitschrittes von einem Tag den Pegel erreicht. Die Regionalisierung eines Tracerversuches im Bach ergab Aufenthaltszeiten des Wassers im Gerinnespeicher von wenigen Stunden (MEHLHORN ET AL. 1998). Das Hinzufügen eines zusätzlichen Moduls für die Abflußkonzentration würde auch weitere schwierig zu bestimmende Parameter hinzufügen und somit das Problem der Überparameterisierung weiter verschärfen.

Der Gesamtabfluß ergibt sich dann aus der Addition aller einzelnen Abflußkomponenten:

$$Q_{ges} = \sum_i Q_i \quad (6.18)$$

wobei

$$Q_i \in \{Q_{SOF}, Q_M, Q_{GWR}, Q_{GWR_SOF}, Q_B, Q_{D0}, Q_{D1}, Q_{D2}, Q_H, Q_{P0}, Q_{P1}, Q_{P2}\}$$

Mit: Q_{ges} = Gesamtabfluß am Pegel [mm d⁻¹]
 Q_i = Abflußkomponente i [mm d⁻¹]

6.2.4.10 Simulation der Tracerkonzentrationen

Neben den Abflußganglinien der einzelnen Abflußkomponenten können in TAC noch die Ganglinien für natürliche Tracer im Gesamtabfluß simuliert werden. Die Tracerkonzentrationen im Abfluß werden über einen *linearen Mischungsansatz* bestimmt. Hierbei werden für jeden Simulationszeitschritt die einzelnen Abflußkomponenten mit ihren jeweiligen Tracerkonzentrationen anteilig zusammengefaßt (Gleichung 6.19). Die Konzentrationen der einzelnen Abflußkomponenten werden aufgrund der tracerhydrologischen Untersuchungen festgelegt (vgl. Kap. 4.2).

$$c^a Q_{ges} = \sum_i c_i^a Q_i \quad (6.19)$$

Mit: c^a = simulierte Konzentration des Tracers a [ppm]
 c_i^a = Konzentration des natürlichen Tracers a in der Abflußkomponente i [ppm]

6.2.5 Überblick über die Modellparameter

Eine Zusammenfassung der Modellanforderungen wird in Kapitel 6.4 gegeben. An dieser Stelle werden alle Modellparameter und deren Bestimmungsmöglichkeiten im Überblick dargestellt.

Tab. 6.1 Überblick über alle Modellparameter von TAC

Parameter	Einheit	Erläuterung	Bestimmungsmöglichkeit
Schneeroutine			
TT	°C	Temperaturschwellenwert	Kalibrierung ¹⁾
$CFMAX$	mm°C ⁻¹ d ⁻¹	Tag-Grad-Faktor	Kalibrierung ¹⁾
$SFCF$	-	Korrekturfaktor	Kalibrierung
CWH	-	Koeffizient für Wasserspeicherung	auf 0,1 festgelegt (BERGSTRÖM 1992)
CFR	-	Koeffizient für Wiedergefrieren	auf 0,05 festgelegt (BERGSTRÖM 1992)
Zonen mit Sättigungsflächenabfluß			
MTD	Mm	Oberflächenrückhalt	mit Beregnungsversuchen abschätzbar

Zonen mit Groundwater Ridging (GWR)

Bodenmodul

<i>GWR_FC</i>	Mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>GWR_LP</i>	Mm	Reduktion der pot. Verdunstung	Auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>GWR_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung

Abflußbildungsmodul

<i>GWR_H1</i>	Mm	Schwellenwert	Kalibrierung
<i>GWR_H2</i>	Mm	Schwellenwert	Kalibrierung
<i>GWR_S</i>	-	Nicht-Linearität	Kalibrierung
<i>GWR_K</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>GWR_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾

Zonen mit Moränen (M)

Bodenmodul

<i>M_FC</i>	mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>M_LP</i>	mm	Reduktion der pot. Verdunstung	auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>M_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung

Abflußbildungsmodul

<i>M_K</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>M_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾

Zonen mit Blockschutt (B)

Bodenmodul

<i>B_FC</i>	mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>B_LP</i>	mm	Reduktion der pot. Verdunstung	auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>B_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung

Abflußbildungsmodul

<i>B_K</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>B_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾

Zonen mit Blockschutt auf perigl. Hangschutt (D)

Bodenmodul

<i>D_FC</i>	mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>D_LP</i>	mm	Reduktion der pot. Verdunstung	auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>D_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung

Abflußbildungsmodul

<i>D_H1</i>	mm	Schwellenwert	Kalibrierung
-------------	----	---------------	--------------

<i>D_H2</i>	mm	Schwellenwert	Kalibrierung
<i>D_K0</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>D_K1</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>D_K2</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>D_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾
Zonen der Hochlagen (H)			
<i>Bodenmodul</i>			
<i>H_FC</i>	mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>H_LP</i>	mm	Reduktion der pot. Verdunstung	auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>H_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung
<i>Abflußbildungsmodul</i>			
<i>H_K</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>H_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾
Zonen mit periglazialen Deckschichten (P)			
<i>Bodenmodul</i>			
<i>P_FC</i>	mm	Max. Speicherkapazität	mit bodenphysikal. Eigenschaften u. Landnutzung abschätzbar
<i>P_LP</i>	mm	Reduktion der pot. Verdunstung	auf 0,6 festgelegt (nach MENZEL 1997)
<i>P_BETA</i>	-	Bodenparameter	Kalibrierung
<i>Abflußbildungsmodul</i>			
<i>P_H</i>	mm	Schwellenwert	Kalibrierung
<i>P_T</i>	mm	Sickerung zu Q_P2	Kalibrierung
<i>P_K0</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>P_K1</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>P_K2</i>	d ⁻¹	Speicherkonstante	Kalibrierung ²⁾
<i>P_P</i>	mm d ⁻¹	Sickerung zu KS	Kalibrierung ³⁾
Kluftgrundwassermodul (KS)			
<i>KS_t₀</i>	S	Mittlere Verweilzeit	mit Umweltisotopen abschätzbar ⁴⁾
<i>KS_PD⁵⁾</i>	-	Dispersionsparameter	mit Umweltisotopen abschätzbar
<i>KS_η⁶⁾</i>	-	Wichtungsparameter EM – PFM	Mit Umweltisotopen abschätzbar

- 1) Es gibt Richtwerte in der Literatur; genaue Bestimmung muß über Kalibrierung erfolgen.
- 2) Wenn der Abfluß in einem Teilgebiet, das ausschließlich von diesem Abflußbildungsprozeß geprägt ist, gemessen werden kann, ist die Abschätzung dieses Parameters über Rezessionsanalyse möglich.
- 3) Bestimmung des Parameters unter Umständen über die Auswertung von Umweltisotopen möglich.
- 4) Verwendung der mit Tracern bestimmten mittleren Verweilzeit nur bei Berücksichtigung von mobilen und immobilten Bereichen im Kluftgrundwasserspeicher.
- 5) Bei Verwendung des Dispersionsmodells im Kluftgrundwassermodul.
- 6) Bei Verwendung des Exponential-Pistonflow-Modell im Kluftgrundwassermodul.

6.3 Bewertung der Güte der Simulationen

Um die Güte der Simulationen einschätzen zu können, werden neben der visuellen Begutachtung verschiedene statistische Gütemasse berechnet. Diese werden für die Modellierung des Abflusses sowie für die Modellierung der Tracerkonzentrationen berechnet. Wenn das Einzugsgebiet in Teilsysteme unterteilt ist, können für die verschiedenen Systeme die gleichen Gütekriterien herangezogen werden. Die Modelleffizienz („model efficiency“), R_{eff} , wurde von NASH & SUTCLIFFE (1970) vorgeschlagen und hat sich als gängiges Gütekriterium durchgesetzt (SOROOSHIAN & GUPTA 1995, WĘGLARCZYK 1998).

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum_i (y_i - x_i)^2}{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \quad (6.20)$$

Mit	y_i	=	simulierter Wert (z.B. Abfluß [mm d ⁻¹] oder Si [mg l ⁻¹]) zum Zeitpunkt i
	x_i	=	gemessener Wert (z.B. Abfluß [mm d ⁻¹] oder Si [mg l ⁻¹]) zum Zeitpunkt i
	\bar{x}	=	mittlerer gemessener Wert (z.B. Abfluß [mm d ⁻¹] oder Si [mg l ⁻¹])

Die Modelleffizienz ist einheitslos und kann einen Wertebereich von $-\infty$ bis $+1,0$ annehmen. Der Wert von $1,0$ entspricht einer perfekten Übereinstimmung der gemessenen mit den simulierten Werten für jeden Zeitpunkt. Ein Wert von 0 bedeutet für die Modellierung, daß man auch einen konstanten Wert, den Mittelwert der gemessenen Größen, hätte annehmen können. Negative Modelleffizienzwerte weisen auf sehr schlechte Simulationen hin.

In die Modelleffizienz geht der quadratische Fehler zwischen den simulierten und gemessenen Werten ein. Das führt dazu, daß Simulationen von Hochwasserspitzen mit großen absoluten Werten gegenüber Niedrigwasserabflüssen überbewertet werden. Aus diesem Grund wird die Modelleffizienz zusätzlich für logarithmierte Werte von y_i und x_i berechnet. Das dabei ermittelte Gütemaß $\log R_{eff}$ kann demnach stärker zur Bewertung der Modellierung von Niedrigwasserabflüssen herangezogen werden.

Als weiteres Gütemaß wird das Bestimmtheitsmaß r^2 („coefficient of determination“) berechnet. Es ist definiert als der Anteil der erklärten Streuung an der Gesamtstreuung. Es kann auch als Quadrat des Korrelationskoeffizienten von Bravais-Person erklärt werden (Hauser 1981). Mathematisch handelt es sich um den Quotienten der Kovarianz zweier Variablen und dem Produkt der einzelnen Varianzen. Der Wertebereich von r^2 ist von 0 bis $1,0$ gegeben, wobei der Wert von $1,0$ einer optimalen Korrelation zwischen gemessener und simulierter Größe gleichkommt. Es ist anzumerken, daß dieser Wert auch erreicht werden kann, wenn die Größen auf der Ordinate parallel verschoben sind (d.h. die Mittelwerte der gemessenen und simulierten Größe \bar{x} und \bar{y} stimmen nicht überein; vgl. WĘGLARCZYK 1998). Aus diesem Grund ist das Bestimmtheitsmaß im Vergleich zur Mo-

der Koeffizienten der Bestimmtheitsmaße ein weniger strenges Maß, d.h. es ist bei der Modellkalibrierung schwieriger, hohe Werte (z.B. größer 0,8) für die Modelleffizienz zu erreichen. Das Bestimmtheitsmaß kann aus den gleichen Gründen wie die Modelleffizienz für logarithmierte Werte berechnet werden (siehe oben). Darauf wurde aber aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet.

$$r^2 = \frac{\left(\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \right)^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (6.21)$$

Mit \bar{y} = mittlerer simulierter Wert (z.B. Abfluß [mm d⁻¹] oder Si [mg l⁻¹])

Als letztes Gütekriterium wurden noch der *Volumenfehler VE* („volume error“), ermittelt. Er gibt die auf ein Jahr normierte Differenz zwischen simulierter und gemessener Größe an.

$$VE = \frac{1}{365} \sum_i (x_i - y_i) \quad (6.22)$$

Es gibt noch weitere Gütekriterien zur Beurteilung der Modellierung (vgl. GAN ET AL. 1997, WEGLARCZYK 1998). Diese sind jedoch häufig interkorreliert, da sie sich auf die gleiche Basis, den mittleren quadratischen Fehler, beziehen. (WEGLARCZYK 1998). Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde sich auf die beschriebenen Kriterien beschränkt.

6.4 Modellumgebung und Anwendung

Die Modellanwendung von TAC gliedert sich in drei Schritte:

1. Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)
2. Eigentliche Modellanwendung (Processing)
3. Darstellung und Analyse der Simulationsergebnisse (Postprocessing).

6.4.1 Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)

Der erste Schritt, um das Modell anzuwenden, ist grundsätzlich die Aufbereitung aller Eingangsdaten (preprocessing). Es müssen alle vorhandenen Daten zusammengetragen werden und in geeignete Formate konvertiert werden. Hierbei ist zu beachten, daß die Daten meistens in unterschiedlicher zeitlicher und räumlicher Auflösung vorliegen. Es müssen *Aggregationen* und *Disaggregationen* sowie *räumliche und zeitliche Interpolationen* durchgeführt werden. Alle benötigten Modellvariablen (Zeitreihen der Wasser-

haushaltsgrößen, Temperatur und Tracermessungen) werden von TAC als ASCII-Dateien eingelesen. Wenn der Simulationszeitschritt ein Tag ist, hat es sich bewährt, alle Wasserhaushaltsgrößen in „mm d⁻¹“ anzugeben, damit die Größen direkt vergleichbar sind. Die Modellparameter können bei der Modellanwendung wahlweise interaktiv eingegeben oder als ASCII-Dateien eingelesen werden.

Um eine gut begründete Anwendung von TAC durchzuführen, ist es notwendig, für das Untersuchungsgebiet eine Raumgliederung aufgrund der dominierenden Abflußbildungsprozesse zu verwenden. Verlangt wird die prozentuale Verteilung der Zonen mit den gleichen dominierenden Abflußbildungsprozessen innerhalb der einzelnen Höhenzonen. Das bedeutet, daß vor der Modellanwendung eine Vorstellung über die dominanten Prozesse vorhanden sein muß und die Wahl über die anzuwendenden Abflußbildungsroutinen getroffen wurde. Ist keine Raumgliederung vorhanden, müssen zumindest begründete Annahmen getroffen werden. Es sind bereits verschiedene Abflußbildungskonzepte im Modell realisiert, die jedoch nicht alle in einem Untersuchungsgebiet vorkommen müssen. Es kann auch sein, daß weitere Prozesse vorkommen, die bisher noch nicht beachtet worden sind. In diesem Fall muß eine Modellerweiterung vorgenommen werden.

Für die folgenden Modellvariablen werden Zeitreihen für den gesamten Simulationszeitraum benötigt:

- (1) *Niederschlag*: Der Modellanwender muß ein adäquates Verfahren zur Bestimmung des Gebietsniederschlags verwenden (vgl. DYCK & PESCHKE 1995). Das zu verwendende Verfahren ist von den verfügbaren Daten sowie von den im jeweiligen Einzugsgebiet vorhandenen Einflußfaktoren (z.B. Topographie) abhängig.
- (2) *Temperatur*: Der Modellanwender muß die Temperaturen für die verschiedenen Höhenzonen bereitstellen. Hier sind wiederum die gebietsspezifische Gegebenheiten zu beachten (z.B. lokale Höhengradienten der Temperatur).
- (3) *Potentielle Evapotranspiration*: Erneut ist der Modellanwender gefordert, ein geeignetes Verfahren zu finden, um die mittlere potentielle Evapotranspiration zu berechnen (vgl. DVWK 1996, SCHRÖDTER 1985). Das zu verwendende Verfahren ist von den vorhandenen meteorologischen Zeitreihen und den physiographischen Gebietseigenschaften abhängig.
- (4) *Abfluß*: Der gemessene Gebietsabfluß dient als Zielgröße bei der Modellkalibrierung und der Bewertung der Simulationsgüte.
- (5) *Tracerkonzentrationen*: Die Simulation von Tracerkonzentrationen bei der Modellanwendung ist optional, jedoch sinnvoll, um die Simulationen an weiteren Größen als dem simulierten Abfluß zu validieren. Das Modell benötigt hierfür die Konzentrationen der verwendeten Tracer in den jeweiligen Fließsystemen. Dies setzt längere tracerhydrologische Untersuchungen voraus. Die Tracermessungen im Abfluß sollten möglichst dicht sein, im Idealfall in der gleichen Auflösung wie der gemessene Abfluß vorliegen.

- (6) *Weitere Daten:* Um die Modellsimulationen an weiteren Daten zu validieren (optional), sollten diese in der Phase des Preprocessing bereits zusammengestellt werden. Dabei könnten neben der Konzentration von natürlichen Tracern folgende Daten berücksichtigt werden: Bodenfeuchte, Wasseräquivalent der Schneedecke, Abflüsse aus Quellen (die bestimmte Fließsysteme repräsentieren), Abflüsse aus Teileinzugsgebieten oder Grundwasserstände.

Der letzte Schritt beim Preprocessing besteht darin, Größenordnungen für die einzelnen Parameter zu bestimmen. Das Ergebnis dieses Schrittes erleichtert bei der Modellanwendung die Kalibrierung, auch wenn keine exakten Parameterwerte abgeleitet werden können (BRAUN & RENNER 1992). Hierbei können verschiedene Informationen berücksichtigt werden (vgl. Tab. 6.1), z.B. kann über die bodenphysikalischen Eigenschaften und die Landnutzung die maximale Speichergröße des Bodenspeichers einer Zone abgeschätzt werden. Mit Hilfe von Rezessionsanalysen von Quellen, Teileinzugsgebieten oder dem Gesamtabfluß kann die Dynamik einzelner Speicherräume bestimmt werden. Wichtige Hinweise auf die Größenordnung einzelner Parameter können auch aus der Verteilung der Bodentypen, der Verteilung der Bodenarten, der hydraulischen Leitfähigkeit verschiedener Grundwasserkörper, der Wasserspeicherfähigkeit der Matrix, dem Abfluß aus einem Teilsystem sowie aus der Landnutzung und Topographie gewonnen werden.

Generell muß betont werden, daß das Zusammenstellen der Daten mit erheblichem Aufwand verbunden ist und meistens wesentlich mehr Zeit in Anspruch nimmt als die eigentliche Modellanwendung. Es kann beliebige Standardsoftware zur Aufbereitung der Zeitreihen verwendet werden. Bei der Berechnung der räumlichen Interpolationen ist ein Geographisches Informationssystem (GIS) sehr hilfreich.

6.4.2 Modellanwendung (Processing)

Nachdem alle Eingangsdaten zur Verfügung stehen, kann die eigentliche Modellanwendung vorgenommen werden. TAC ist in der Programmiersprache Visual Basic für den Visual Basic 5.0 Compiler von Microsoft geschrieben worden. Es stand der Sourcecode für eine Version des HBV-Modells zur Verfügung (SEIBERT 1997A), vom dem verschiedene Unterprogramme übernommen werden konnten. TAC läuft unter den Betriebssystemen Windows 95 und Windows NT 4.0. Bei einem Programmlauf werden zunächst alle Eingangsdaten aus den verschiedenen Dateien eingelesen und in Matrizen geschrieben, auf die an verschiedenen Stellen im Programm zugegriffen wird. Beim Programmablauf werden die einzelnen Module nacheinander für jede Höhenzone durchlaufen. Die Modellierung beginnt nicht mit dem ersten Tag der zu simulierenden Periode, sondern es wird eine Initialisierungsperiode vorgeschaltet. Diese Periode dient zur Füllung der Modellspeicher und sollte mindestens 1,5 Jahre betragen (inkl. einer Schneeakkumulations- und Schmelzperiode). Sie wird nicht in die Berechnung der Simulationsgüte für den Modellierungszeitraum einbezogen.

Als Ergebnis werden drei Dateien erzeugt: Eine Textdatei, in der die Wasserbilanz, die Summe der einzelnen Abflußkomponenten und die berechneten Gütemasse stehen. In eine weitere Datei werden für jeden simulierten Tag alle Eingangsdaten, Speicherfüllungen und

Speicherausflüsse (jeweils von allen Boden- und Abflußbildungsspeichern) geschrieben. Eine so detaillierte Ausgabe der einzelnen Simulationen ist wichtig, um die internen Systemflüsse nachvollziehen und bewerten zu können. In eine dritte Ergebnisdatei werden für jeden simulierten Tag die gemessenen und simulierten Tracerkonzentrationen sowie die Abflüsse der einzelnen Abflußkomponenten geschrieben.

6.4.3 Darstellung und Analyse der Simulationsergebnisse (Postprocessing)

Beim Postprocessing geht es um *die* Visualisierung und Bewertung der Simulationsergebnisse. Es werden verschiedene Graphiken erstellt und statistische Analysen der simulierten und gemessenen Modellvariablen (Abfluß und Tracerkonzentrationen) gemacht. Bei der TAC-Anwendung gliedert sich dieser Schritt in zwei Teile. Zum einen können innerhalb von TAC direkt nach einem Modellauf verschiedene Plots ausgegeben werden. Der Modellanwender kann die Modellergebnisse sofort im Überblick (Jahressummen der einzelnen Abflußkomponenten, Wasserhaushaltsglieder und statistische Gütemasse) und im einzelnen (Höhe der Speicherfüllungen und Speicherflüsse während der Simulationsperiode, Abfluß- und Tracersimulationen) anschauen. Das ist eine große Hilfe, um die Wirkung einzelner Parameteränderungen zu beobachten und so das Modell effektiv zu kalibrieren. Zum anderen werden alle Simulationsergebnisse sehr umfangreich in eine Ergebnisdatei geschrieben (siehe vorheriges Kapitel). So können dann mit Hilfe von Standardsoftware weitere Analysen gemacht werden, wie z.B. Abflußstatistik, Korrelationsplots, Monatssummen, Dauerlinien etc.

6.5 Fazit

Mit TAC wurde ein Einzugsgebietsmodell entwickelt, bei dem der Schwerpunkt auf der *prozeßnahen Modellierung der Abflußbildung* liegt. Es ist ein konzeptionelles Modell, d.h. die komplexen hydrologischen Prozesse sind mit Hilfe von relativ einfachen Speicheralogien wiedergegeben. Die Module für die Simulation des Schneedeckenaufbaus und Schneeschmelze sowie die Bodenroutine wurden aus dem bestehenden Einzugsgebietsmodell HBV entnommen. Das Abflußbildungsmodul wurde neu entwickelt.

Mit TAC wurde ein Werkzeug geschaffen, in welches die Erkenntnisse über die Abflußbildungsprozesse im Bruggaeinzugsgebiet direkt eingehen. Eine Anwendung in anderen Gebieten ist prinzipiell möglich. In dem zu modellierenden Gebiet muß allerdings eine Raumgliederung mit Zonen, auf denen die gleichen Abflußbildungsprozesse dominieren, vorhanden sein.

Als Modellierungsergebnis gibt TAC die modellierten Abflüsse der einzelnen Abflußkomponenten und den Gesamtabfluß an. Zusätzlich können die Konzentrationen von natürlichen Tracern simuliert werden. Hier gehen die Ergebnisse der tracerhydrologischen Untersuchung ein. Die Güte der Modellierung läßt sich dann nicht nur aufgrund der Abflußsimulation, sondern zusätzlich aufgrund der Übereinstimmung von gemessenen und simulierten Tracerkonzentrationen bewerten.

7 Anwendung von TAC im Bruggagebiet

7.1 Aufbereitung der Eingangsdaten

7.1.1 Niederschlag

Niederschlagskorrektur

Niederschlagsmessungen unterliegen verschiedenen systematischen Fehlern. Der Gesamtfehler setzt sich zusammen aus dem Windfehler (Verdriftung des Niederschlages), dem Benetzungsverlust (bei Entleerung des Auffanggefäßes und Messung) und dem Verdunstungsverlust (Verdunstung aus dem Auffanggefäß). Den größten Anteil macht im allgemeinen der Windfehler aus, insbesondere bei festem Niederschlag (RICHTER 1995). Untersuchungen zu den methodischen Meßfehlern sowie zu Korrekturmöglichkeiten sind u.a. in SEVRUK (1981, 1985) und RICHTER (1995) dargestellt. Um dem systematischen Fehler bei der Niederschlagsmessung gerecht zu werden, wurden alle Niederschlagsmessungen korrigiert. Korrekturverfahren sind im allgemeinen für einzelne Niederschläge entwickelt worden und verwenden weitere meteorologischen Daten (Windgeschwindigkeit, Temperatur etc.) und stationsspezifische Größen. Die Verwendung eines solchen Verfahrens für einzelne Ereignisse war wegen mangelnder Daten im Bruggaeinzugsgebiet nicht möglich.

Die durchgeführte Niederschlagskorrektur gliedert sich in zwei Schritte: Ausgehend von den regionalen Empfehlungen des DWD (RICHTER 1995), die eine Klassifikation der Niederschlagsstationen hinsichtlich ihrer Windexposition beinhaltet, wurden die Niederschlagshöhen um einen monatlich variablen Faktor (Tab. 7.1) erhöht. Dieser Faktor wird dem Wind-, Verdunstungs- und Gerätefehler gerecht. Die Stationen Oberried-Kloster und Klimaturm St. Wilhelm können bezüglich ihrer Windexposition laut DWD-Klassifikation als „mäßig geschützt“ eingestuft werden und sind der Region „Schwarzwald bis 700 m NN“ zugehörig. Die Stationen Schauinsland, Notschrei, G'fäll und Feldberg gehören zu der Klasse der „Gipfelregionen der deutschen Mittelgebirge über 700 m NN“. Hier konnten relativ große systematischen Meßfehler nachgewiesen werden (Tab. 7.1). Der Klimaturm bei St. Wilhelm liegt zwar auf 780 m NN, ist jedoch aufgrund der Lage und mikroklimatischen Gegebenheiten der ersten Gruppe zugehörig.

In einem zweiten Schritt wird innerhalb der Schneeroutine des Modells für jede Höhenzone einzeln (vgl. Kap. 6.2.2) zusätzlich für festen Niederschlag ein Korrekturfaktor verwendet. Diese Korrektur soll den aufgrund der Windverdriftung größeren systematischen Fehler bei der Messung von festem Niederschlag beheben, insofern dies noch nicht durch die erste Korrektur geschehen ist. Eine separate Korrektur für festen und flüssigen Niederschlag hat sich auch bei anderen Studien bewährt (SCHULLA 1997, GURTZ ET AL. 1997).

Tab. 7.1 Jahresgang der Korrekturfaktoren zur Bereinigung des Niederschlagsmeßfehlers im Bruggagebiet (Datengrundlage aus RICHTER 1995)

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Mäßig geschützte Stationen (< 700 m)	11,9	11,5	11,2	10,0	7,5	6,9	7,1	7,0	7,5	8,3	9,3	10,4
Freie Stationen der Gipfelregionen (> 700 m)	34,3	35,0	31,4	24,1	12,2	9,2	9,0	8,9	10,3	14,9	24,3	28,6

Berechnung des Gebietsniederschlags

Der Niederschlag wird für jede Höhenzone getrennt berechnet. Dafür wird zuerst die räumliche Verteilung des korrigierten Niederschlags bestimmt und dann eine höhenabhängige Korrektur vorgenommen. Zur Berechnung des Gebietsniederschlags standen Daten von bis zu sechs Niederschlagsstationen mit einer Auflösung von einem Tag zur Verfügung, die relativ gleichmäßig über das Gebiet verteilt sind (siehe Abb. 4.1). Die räumliche Verteilung des Niederschlags wurde über die Thiessen-Polygon-Methode vorgenommen. Für aufwendigere räumliche Interpolationsverfahren, wie beispielsweise das Inverse Distance Weighting Verfahren oder das Rasterpunkt-Verfahren, wurde die Datengrundlage als unzureichend angesehen. Die Thiessen-Polygon-Methode ergab, daß der mittlere Gebietsniederschlag dem in einer Höhe von 1055 m NN meßbarem Niederschlag entspricht (gewichteter Mittelwert). Für die Übertragung des mittleren Gebietsniederschlags auf die einzelnen Höhenzonen wurde von einer nicht-linearen Zunahme des Niederschlags mit der Höhe ausgegangen (Abb.7.1). Die Verwendung einer linearen Zunahme, wie sie in der Literatur häufig verwendet wird, erschien ungeeignet.

7.1.2 Temperatur

Die Gebietsmitteltemperatur muß durch ein geeignetes Interpolationsverfahren aus im Gebiet vorhandenen oder umliegender Klimastationen errechnet werden. Im Bruggagebiet lagen hierfür Daten von den drei Stationen St. Wilhelm (780 m NN), Schauinsland (1218 m NN) und Feldberg (1486 m NN) vor (vgl. Abb. 4.1). Aus diesen Stationen wurde die Tagesmitteltemperatur für die mittlere Einzugsgebietshöhe von 986 m berechnet, wobei sich täglich ändernde Temperaturhöhengradienten berücksichtigt wurden. Die variablen Temperaturhöhengradienten waren notwendig, um dem schwankenden Temperaturverlauf mit der Höhe insbesondere bei Inversionswetterlagen gerecht zu werden. Im Mittel ergab sich eine Temperaturabnahme mit der Höhe von 0,35 °C pro 100 m. Dieser mittlere Gradient wurde verwendet, um die Gebietsmitteltemperatur auf die einzelnen Höhenzonen zu übertragen.

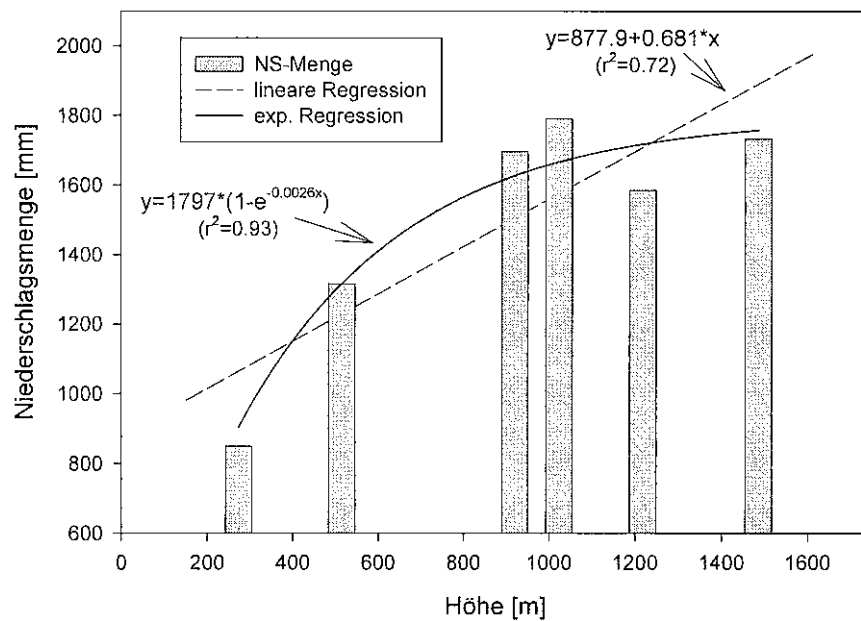


Abb. 7.1 Berechnung des nicht-linearen Niederschlagshöhengradienten für das Bruggaeinzugsgebiet und Vergleich mit einem linearen Gradienten
DWD-Stationen: Freiburg (273 m NN), Oberried (480 m NN), St. Wilhelm (920 m NN), Hofsggrund (1020 m NN), Schauinsland (1218 m NN), Feldberg (1480 m NN)

7.1.3 Potentielle Evapotranspiration

TAC benötigt tägliche Werte der potentiellen Evapotranspiration. Die aktuelle Evapotranspiration errechnet sich dann in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte (Kap. 6.2.3). Die potentielle Evapotranspiration sollte im Idealfall aus räumlich und zeitlich möglichst hoch aufgelösten Meßwerten bestimmt werden. Dies war im Bruggaeinzugsgebiet leider nicht möglich. Die regionale Übertragung der Meßwerte der vorhandenen Klimastationen stellt auch eine nicht leicht zu lösende Aufgabe dar. Insbesondere die Regionalisierung der Strahlung und der Windgeschwindigkeiten ist in einem stark reliefierten Gebiet nur mit erheblichen Aufwand zu realisieren (BRAUN 1996, PLÜSS 1997). Erschwerend kam hinzu, daß die Daten der nicht vom Institut für Hydrologie betriebenen Stationen erst nach größer zeitlicher Verzögerung zu Verfügung standen. Deshalb wurde entschieden, das Verfahren von LINDSTRÖM & BERGSTRÖM (1992) anzuwenden, bei dem über die langjährige mittlere potentielle Evapotranspiration und Temperatur eines Monats mit Hilfe der gemessenen Temperatur die tägliche potentielle Evapotranspiration berechnet wird. Dieses Verfahren hat sich bei der Einzugsgebietsmodellierung mit dem HBV-Modell in verschiedenen Einzugsgebieten bewährt (BERGSTRÖM 1992, SEIBERT 1998).

Die Berechnung der mittleren potentiellen Evapotranspiration wurde mit dem Ansatz nach Turc-Wendling (WENDLING 1995, DVWK 1996) vorgenommen (vgl. HOLOCHER 1997).

Dieses Verfahren ist eine Modifikation des Turc-Ansatzes unter Berücksichtigung des Ansatzes von Makking. Bei einem Vergleich von verschiedenen Berechnungsverfahren stimmten die mit dem Turc-Wendling-Ansatz ermittelten Werte gut mit den Ergebnissen des Penman-Verfahrens überein (DVWK 1996). Die gleichen Erfahrungen machte auch SCHULLA (1997). Er führt die gute Übereinstimmung des Turc-Wendling-Ansatzes mit dem Penman-Monteith-Ansatz im Vergleich zu anderen Ansätzen auf die zusätzliche Berücksichtigung der Strahlung neben der Temperatur zurück. In DVWK (1996) wird das Turc-Wendling-Verfahren empfohlen, wenn die Datenlage für die Anwendung des Penman-Monteith-Ansatzes nicht ausreichend ist. Die potentielle Verdunstung mit dem Turc-Wendling-Ansatz wird folgendermaßen berechnet:

$$ETP_{Turc-Wendling} = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \left(\frac{0,71 \cdot R_G}{L} + 0,27 \cdot f_K \right) \quad (7.1)$$

Mit:	$ETP_{Turc-Wendling}$	=	potentielle Evapotranspiration nach Turc-Wendling [mm d ⁻¹]
	s	=	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K ⁻¹]
	γ	=	Psychrometerkonstante [hPa K ⁻¹]
	R_G	=	Globalstrahlung [W m ⁻²]
	L	=	spezielle Verdunstungswärme; Wärmemenge, die zur Verdunstung von 1 mm nötig ist [J cm ⁻² mm ⁻¹]
	f_K	=	Küstenfaktor, im Binnenland = 1,0 [-]

Diese Formel lässt sich vereinfachen, indem die konstanten Größen zusammengefaßt werden und $s/(s+\gamma)$ durch eine Näherungsfunktion der Lufttemperatur ersetzt wird (DVWK 1996).

$$ETP_{Turc-Wendling} = \frac{(R_G + 93 \cdot f_K) \cdot (T + 22)}{150 \cdot (T + 123)} \quad (7.2)$$

Mit:	T	=	Lufttemperatur [°C]
------	-----	---	---------------------

In Gleichung 7.2 gehen nur noch die Globalstrahlung und die Lufttemperatur ein. Die Globalstrahlung wurde über die Ångström-Formel aus der extraterrestrischen Strahlung, der maximal möglichen Sonnenscheindauer und der tatsächlichen Sonnenscheindauer näherungsweise berechnet (DVWK 1996). Daten für die maximal mögliche und die tatsächliche Sonnenscheindauer lagen für die Stationen Freiburg (271 m NN) und Feldberg (1493 m NN) in monatlicher Auflösung für die Periode 1961-1990 vor. Mit diesen Daten wurde die mittlere potentielle Evapotranspiration für die beiden Stationen berechnet und die mittleren monatlichen Höhengradienten ermittelt (Tab. 7.2).

Tab. 7.2 Mittlere monatliche Höhengradienten [mm / 100 Höhenmeter] der potentiellen Evapotranspiration nach Turc und Wendling im Bruggagebiet
berechnet aus Werten der Stationen Freiburg (271 m NN) und Feldberg (1493 m NN) für die Zeitreihe 1961-1990

Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
-0.013	-0.278	-0.947	-1.470	-2.016	-2.333	-2.232	-1.891	-1.085	-0.113	-0.177	-0.041

Mit Hilfe der monatlich variablen Höhengradienten wurde die mittlere Evapotranspiration für jede Höhenzone (100-m-Intervalle) ermittelt. Diese Werte wurden aufgrund der Landnutzung noch mit sogenannten Crop-Faktoren k_c multipliziert, die die Verdunstung von verschiedenen Pflanzenbeständen wiedergeben (SMITH 1992). Dabei wird je nach Bewuchs und Jahreszeit die potentielle Evapotranspiration mit einem Faktor multipliziert wird. Als Referenzwert dient dabei eine kurzgeschnittene Grasdecke mit dem Crop-Faktor 1,0. Die Crop-Faktoren wurden aus DISSE (1995) entnommen, wobei alle nicht bewaldeten Gebiete der Nutzungsart Wiese ($k_c = 1 - 1,1$) zugeordnet wurden und für den Wald unter 1000 m Laubwald ($k_c = 0,9 - 1,1$) und für über 1000 m Nadelwald ($k_c = 0,9 - 1$) angenommen wurde.

Die mittlere potentielle Evapotranspiration des Einzugsgebiets (Abb. 7.2) wurde dann über den Flächenanteil der drei Landnutzungsklassen und die Verteilung der Höhenzonen berechnet.

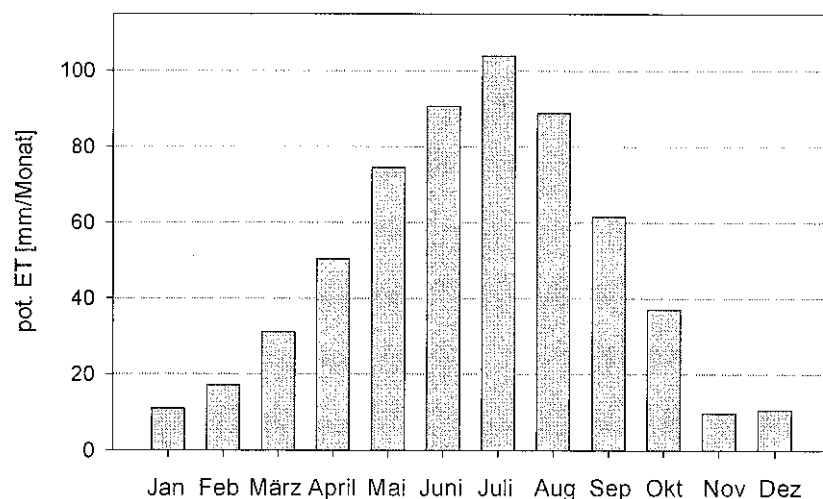


Abb. 7.2 Mittlere potentielle Evapotranspiration im Bruggagebiet nach dem Turc-Wendling-Verfahren für die Periode 1961-1990

Die tägliche potentielle Evapotranspiration wurde dann nach LINDSTRÖM & BERGSTRÖM (1992) über den Vergleich der gemessenen und der langjährigen mittleren Tagestemperatur ermittelt (Gleichung 7.3). Hierbei sind nur positive Werte für die potentielle Evapotranspiration erlaubt. Der errechnete Wert darf maximal das doppelte des langjährigen Mittels erreichen. Der Korrekturfaktor C_{ET} ist ein Modellparameter.

$$E_{Pot}(t) = \left(1 + C_{ET} (T(t) - T_M)\right) \cdot E_{Pot,M} \quad (7.3)$$

Mit:	$E_{Pot}(t)$	=	potentielle Evapotranspiration am Tag t [mm d ⁻¹]
	C_{ET}	=	Korrekturfaktor [°C ⁻¹]
	$T(t)$	=	mittlere Lufttemperatur am Tag t [°C]
	T_M	=	langjährige mittlere Lufttemperatur für den Monat M [°C]
	$E_{Pot,M}$	=	langjährige mittlere potentielle Evapotranspiration für den Monat M [mm d ⁻¹]

7.1.4 Abfluß

Abflußdaten wurden für den Pegel Oberried im 10-Minuten-Takt gemessen. Die Erfassung erfolgt über die Aufzeichnung von Wasserständen mit einer Drucksonde, die in eine Multisonde integriert ist, welche zusätzlich Temperatur, pH-Wert und elektrische Leitfähigkeit aufzeichnet. Die Umrechnung auf Abflußwerte wurde gemäß der Wasserstand-Abfluß-Beziehung der Landesanstalt für Umweltschutz (LfU), Karlsruhe, vorgenommen. Fehlmessungen und Datenlücken konnten mit Hilfe der Abflußmessungen der LfU (Stundenwerte) überbrückt werden. Anschließend erfolgte eine Aggregation zu Tagesmitteln.

7.1.5 Raumgliederung aufgrund dominanter Abflußbildungsprozesse

Die räumliche Diskretisierung wird in TAC aufgrund der dominierenden Abflußbildungsprozesse vorgenommen. Grundlage hierfür ist die in Kapitel 5 beschriebene Raumgliederung (Abb. 5.2). Der Modellinput Niederschlag und Temperatur wird für jede Höhenzone individuell berechnet (siehe oben), dabei wurden Höhenzonen von 100 m Abständen verwendet. Die Verteilung der Zonen gleicher Abflußbildung in den einzelnen Höhenstufen ist in Abbildung 7.3 wiedergegeben. Die Siedlungsflächen im Untersuchungsgebiet sind nur zu einem bestimmten Prozentsatz versiegelt, was durch die ländliche Struktur der Siedlungen bedingt ist. Sie wurden deshalb zu gleichen Teilen den Sättigungsflächen und den Zonen, in denen Groundwater Ridging stattfindet, zugeschlagen. Eine ähnliche Aufteilung wurde auch von PESCHKE ET AL. (1998a) vorgenommen, die bei einer geringen Siedlungsdichte (dörfliche Siedlung) davon ausgehen, daß 40 % des effektiven Niederschlags als Oberflächenabfluß abfließen und 60 % versickern.

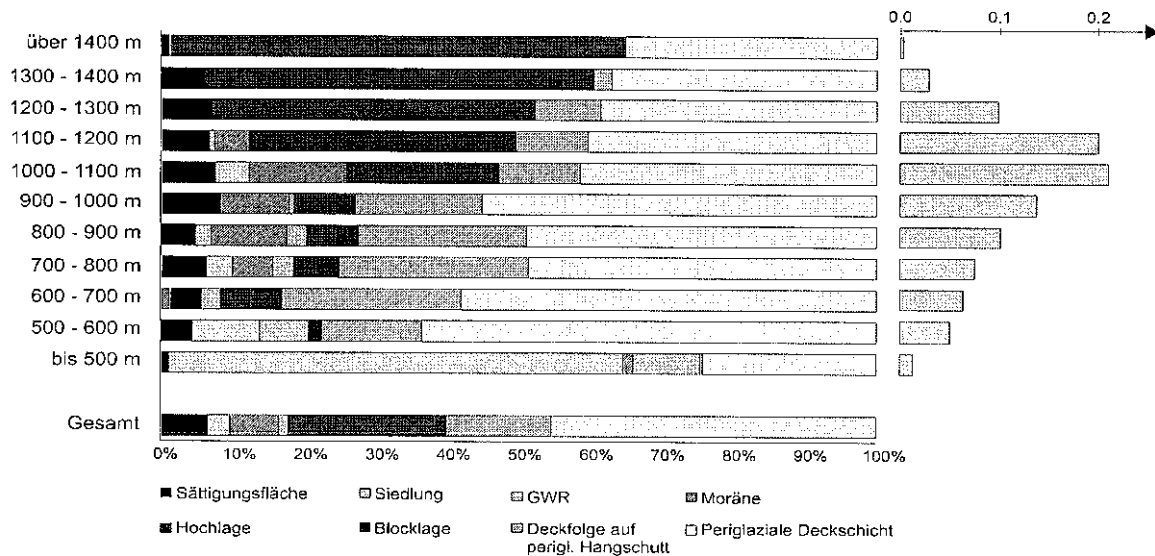


Abb. 7.3 Anteile der Zonen gleicher Abflußbildung in den einzelnen Höhenstufen (rechts: relativer Anteil der jeweiligen Höhenzone an der Gesamtfläche)

7.1.6 Tracerkonzentrationen

Bei den Tracerdaten muß unterschieden werden, ob angenommen werden kann, daß es sich um Konzentrationen handelt, die während der Simulationsperiode konstant bleiben (z.B. die Silikatkonzentrationen in den verschiedenen Fließsystemen), oder um zeitlich variable Größen (z.B. ^{18}O -Gehalte der verschiedenen Fließsysteme). Es wurde für das Bruggaeinzugsgebiet eine Tracermodellierung für gelöstes Silikat durchgeführt. Für die Bestimmung der Silikatkonzentrationen wurde das in Kapitel 4.2 beschriebene Verfahren (lineare Mischungsgleichungen) verwendet. Dafür wurden die im Modell enthaltenen Abflußkomponenten den drei Hauptfließsystemen wie folgt zugewiesen (vgl. Kap. 4.5):

- (1) *Direktabflußkomponenten:*
Sättigungsflächenabfluß ($Q\text{-SOF}$, $Q\text{-GWR-SOF}$) und Abfluß aus hochdurchlässigen oberflächennahen Schichten ($Q\text{-B}$, $Q\text{-D0}$, $Q\text{-P0}$)
- (2) *Verzögerte Abflußkomponenten (Fließsystem-2):*
Abfluß in aufgesetzten Grundwasserkörpern mit Piston Flow ($Q\text{-P1}$), Abfluß in Moränen ($Q\text{-M}$), lateraler Abfluß in Deckschichten mit Piston Flow ($Q\text{-D1}$, $Q\text{-D2}$, $Q\text{-P2}$), Groundwater Ridging ($Q\text{-GWR}$)
- (3) *Langsame Abflußkomponenten (Fließsystem-1):*
Abfluß aus geringer durchlässigen Schichten der Hochlagen ($Q\text{-H}$), Abfluß aus dem Kluftgrundwasserleiter ($Q\text{-KS}$)

Die mittlere Höhenlage des Fließsystems-2 beträgt aufgrund der Raumgliederung (Abb. 7.3) 940 m NN. Dies führt aufgrund der Regression zwischen der Temperatur und der Si-

likatkonzentration (Abb. 4.6) zu einer Inputkonzentration $4,2 \text{ mg l}^{-1}$ für das Fließsystem-2. Die Silikatkonzentration für das Fließsystem-1 wurde auf $6,0 \text{ mg l}^{-1}$ festgelegt, da höhere Werte zu einer Überschätzung der Silikatkonzentration bei Basisabfluß führten. Für das Direktabflußsystem wurde eine Silikatkonzentration von $0,3 \text{ mg l}^{-1}$ angenommen (vgl. Kap. 4.2). Diese Werte wurden als zeitlich konstant behandelt.

7.2 Vorgehensweise bei der Modellanwendung

Bei der Modellanwendung im Bruggagebiet wurde so vorgegangen, daß die vorhandene Meßreihe in zwei ungefähr gleich lange Teile geteilt wurde, wovon ein Datensatz zur Kalibrierung und der andere zur Validierung des Modells verwendet wurde. Diese Vorgehensweise („split sample test“) wird von verschiedenen Autoren empfohlen (u.a. KLEMES 1986, SOROOSHIAN & GUPTA 1995, REFSGAARD & STROM 1996). Für die Kalibrierung wurde die Periode 15.07.1995 – 01.04.1997 verwendet. Davor wurde zur *Initialisierung* des Modells (Füllung der Modellspeicher etc.) eine synthetische Periode (ohne gemessene Daten) vom 01.11.1993 bis zum 14.07.1995 verwendet. Die Validierungsperiode ging vom 02.04.1997 bis zum 07.10.1998.

Bei der Kalibrierung des Modells wurde ein Trial-and-error-Verfahren angewendet, das zusätzlich von Monte-Carlo-Simulationen unterstützt wurde. Bei dem Trial-and-error-Verfahren wurden die Parameter des Modells manuell eingegeben, danach eine Modellsimulation durchgeführt und dann aufgrund der berechneten statischen Gütemaße (Kap. 6.3) und dem visuellen Vergleich der simulierten und gemessenen Abflußganglinie bewertet, wie die Parameterwerte weiter geändert werden müssen. Dieses zeitaufwendige Verfahren wurde durch Monte-Carlo-Simulationen unterstützt, bei dem mit Hilfe einer Zufallsfunktion Parametersätze erzeugt wurden, wobei die einzelnen Parameterwerte nur innerhalb von zuvor festgelegten Bereichen variiert wurden. Diese Bereiche konnten zunehmend verkleinert werden. Insgesamt wurden bei der Kalibrierung ca. 800 Parametersätze manuell eingegeben und weitere 70 000 Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt.

7.3 Ergebnisse der Modellkalibrierung

7.3.1 Parameterwerte und Abflußsimulation

Bei der Modellkalibrierung wurde ein geeigneter Parametersatz bestimmt, dessen Simulationsergebnisse in für den Kalibrierungszeitraum in Abbildung 7.4 dargestellt sind. Generell stimmt die Dynamik der simulierten mit dem gemessenen Abflüssen recht gut überein. Auffällig ist die gute Simulation der Mittel- und Niedrigwasserabflüsse. Dies wird auch beim Vergleich der statistischen Gütemaße deutlich (Tab. 7.3), wo der höchste Wert für die Modelleffizienz unter Verwendung von logarithmierten Abflüssen $\log R_{eff}$ erreicht wird. Die normale Modelleffizienz R_{eff} betont stärker die höheren Abflüsse, hier wurde ein

niedrigerer Wert erreicht. Die Hochwasserspitzen werden über- wie auch unterschätzt, was auf keinen systematischen Fehler bei der Hochwassermodellierung hindeutet.

Probleme traten u.a. bei der Modellierung in von Schnee beeinflussten Perioden auf. Dies deutet darauf hin, daß die komplexen Prozesse des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze in dem gebirgigen Einzugsgebiet mit dem verwendeten einfachen Ansatz schwierig zu erfassen sind.

Tab. 7.3 Gütemaße der Modellanwendung von TAC im Bruggagebiet für den Kalibrierungszeitraum (15.07.95 bis 01.04.97)

Gütemaße	Resultate
Modelleffizienz, R_{eff} [-]	0,767
Logarithmische Modelleffizienz, $\log R_{eff}$ [-]	0,835
Bestimmtheitsmaß, r^2 [-]	0,764
Volumenfehler, VE [mm a ⁻¹]	8

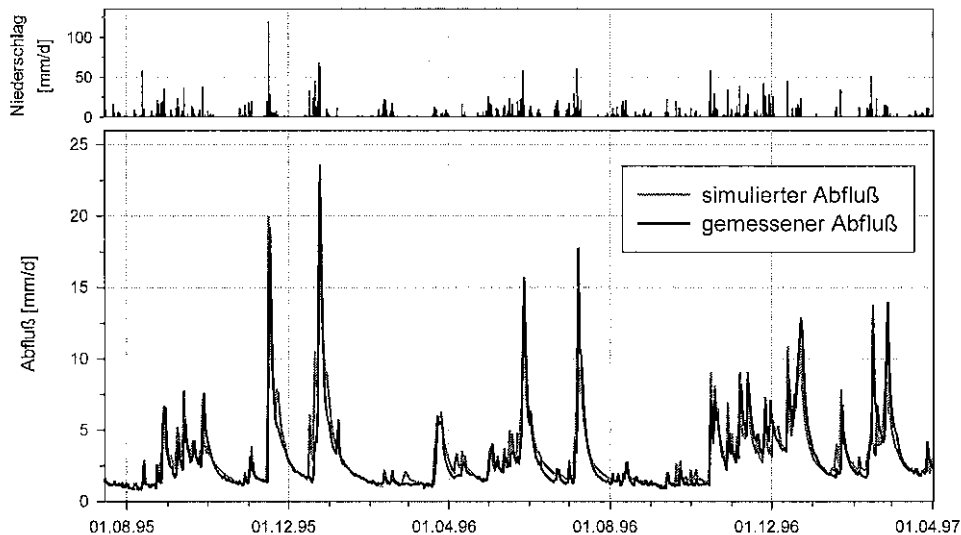


Abb. 7.4 Simulationsergebnisse von TAC für den Kalibrierungszeitraum (15.07.95 bis 01.04.97)

Die simulierte Abflußmenge stimmt sehr gut mit der gemessenen überein, der Volumenfehler VE beträgt nur 8 mm a⁻¹. Daraus läßt sich schließen, daß die extern berechnete Verdunstung, die durchgeführte Niederschlagskorrektur und die simulierten Speicheränderun-

gen im Mittel sehr gut erfaßt wurde. Es ist jedoch auch zu beachten, daß sich die Fehler der einzelnen Komponenten (teilweise) ausgleichen können.

Bei der Schneeroutine ist der Tag-Grad-Faktor *CFMAX* mit $1,9 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Tab. 7.4) verglichen mit Werten aus anderen Studien (z.B. BRAUN & RENNER 1992, SEIBERT 1999C) relativ niedrig. Als Grund hierfür kann der hohe Waldanteil und die ausgeprägte Topographie angesehen werden. Die Topographie führt zur Beschattung von großen Teilen des Einzugsgebiets, insbesondere bei niedrigen Sonnenständen im Winter. Ein weiterer Grund kann sein, daß die höheren Werte des Tag-Grad-Faktors in anderen Gebieten durch höhere Werte von *TT* (im Bruggagebiet: $-0,32 \text{ }^{\circ}\text{C}$) bedingt sind. SCHULLA (1997) bestimmte für das Thureinzugsgebiet (Nordschweiz, 1700 km^2) vergleichbare Werte für die beiden Parameter (*TT* = $-0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$, *CFMAX* = $1,8 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$). Der Korrekturfaktor für den festen Niederschlag *SFCF* liegt nahe bei 1,0. Dies deutet darauf hin, daß die Niederschlagskorrektur (Kap. 7.1.1) geeignet war, bzw. die Vernachlässigung der Schneeverdunstung keine weiteren Auswirkungen hatte. Dies entspricht auch den Ergebnissen von SCHWARZ (1984), der die Schneeverdunstung im Schwarzwald auf weniger als 5 % bestimmte.

Tab. 7.4 Optimierter Parametersatz von TAC im Bruggagebiet bei Kalibrierung in der Periode 15.7.1995 – 2.4.1997

Parameter	Einheit	Wert
Schneemodul		
<i>TT</i>	$^{\circ}\text{C}$	-0,32
<i>CFMAX</i>	$\text{Mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$	1,9
<i>SFCF</i>	-	1,04
Abflußbildungsmodul		
<i>MTD</i>	Mm	60
<i>GWR_FC</i>	Mm	75
<i>GWR_BETA</i>	-	2,5
<i>GWR_H1</i>	Mm	30
<i>GWR_H2</i>	Mm	155
<i>GWR_S</i>	-	4
<i>GWR_K</i>	d^{-1}	0,03
<i>M_FC</i>	Mm	210
<i>M_BETA</i>	-	3,5
<i>M_K</i>	d^{-1}	0,0015
<i>B_FC</i>	Mm	30
<i>B_BETA</i>	-	2
<i>B_K</i>	d^{-1}	0,2
<i>D_FC</i>	mm	80
<i>D_BETA</i>	-	3,7
<i>D_H1</i>	mm	90
<i>D_H2</i>	mm	220
<i>D_K0¹⁾</i>	d^{-1}	-
<i>D_K1</i>	d^{-1}	0,175
<i>D_K2</i>	d^{-1}	0,056
<i>H_FC</i>	mm	310
<i>H_BETA</i>	-	3,6

H_K	d^{-1}	0,00012
P_{FC}	mm	130
P_{BETA}	-	4,5
P_H	mm	165
P_T	mm	3,8
P_{K0}	d^{-1}	0,5
P_{K1}	d^{-1}	0,122
P_{K2}	d^{-1}	0,057
Alle LP-Parameter ²⁾	-	0,6
Alle P-Parameter ²⁾	Mm d^{-1}	0,35
KS_{t_0}	d	340 ³⁾
KS_{PD}	-	0,086 ⁴⁾

¹⁾ Modellparameter wurde nicht verwendet, da Q_{D0} bei der Kalibrierung nicht aktiv war.

²⁾ Zusammenfassung der Parameter die flächenkonzentriert für die Zonen *GWR*, *M*, *B*, *D*, *H* und *P* verwendet wurden.

³⁾ Über Rezessionsanalyse bestimmt (BRAUN 1997, MEHLHORN 1998).

⁴⁾ Über ³H-Messungen bestimmt.

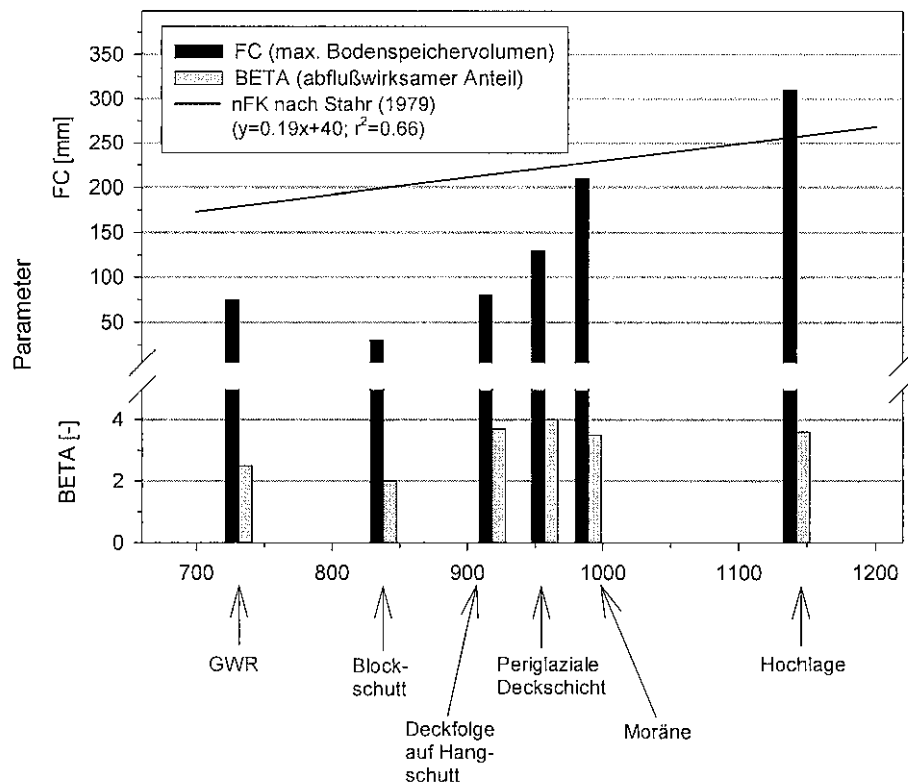


Abb. 7.5 Vergleich der Bodenparameter FC und BETA für die Zonen gleicher Abflußbildung, die gemäß ihrer mittleren Höhe geordnet sind; die Regressionsgleichung gilt für die nutzbare Feldkapazität (nFK) von Böden im Südschwarzwald nach STAHR (1979)

Die Bodenroutine, die in allen Zonen gleicher Abflußbildung außer den Zonen mit Sättigungsflächenabfluß (Kap. 6.2.3) verwendet wird, enthält die beiden Parameter FC (maximale Bodenspeicherkapazität) und $BETA$ (bestimmt den Anteil des Niederschlags, welcher dem Bodenspeicher zugeführt wird und welcher abflußwirksam ist). In Abbildung 7.5 werden beide Parameter für die einzelnen Zonen gleicher Abflußbildung dargestellt, wobei die Zonen gemäß ihrer mittleren Höhe geordnet sind. Es wird deutlich, daß FC mit zunehmender Höhe steigt. Bei $BETA$ ist dies weniger deutlich. Die Zunahme von FC kann mit der von STAHR (1979) in der Region festgestellten mittleren Zunahme der nutzbaren Feldkapazität (nFK) mit der Höhe verglichen werden. Die von STAHR (1979) erstellte Regressionsgleichung ($r^2=0.66$) bezieht sich allerdings auf eine größere Region im Südschwarzwald, in der eine größere Bandbreite von geologischen Formationen vorkommt. Daher kann nur ein qualitativer Vergleich mit der Regressionsbeziehung gezogen werden. Zusätzlich ist zu beachten, daß die am tiefsten gelegenen Zonen mit relativ niedrigen Werten von FC (Zonen mit Groundwater Ridging und Zonen mit Blockschutt) nur einen prozentualen Flächenanteil im Bruggagebiet von 2,8 und 1,4 % haben und von STAHR (1979) nicht berücksichtigt wurden.

Interessant ist bei der Abflußbildungsroutine der Vergleich der Speicherkoeffizienten der einzelnen Abflußkomponenten (Abb. 7.6). Generell drückt der Speicherkoeffizient die Dynamik aus, mit der ein Fließsystem reagiert. Der Kehrwert des Speicherkoeffizienten ist die mittlere Verweilzeit des mobilen Wassers im Speicher (SCHWARZE ET AL. 1997, MEHLHORN 1998). Werden die Abflußkomponenten zu den drei Hauptfließsystemen zusammengefaßt (Kap. 7.1.6), ergeben sich charakteristische Größenordnungen der Speicherkoeffizienten. Das schnellste Fließsystem (Direktabfluß) hat Speicherkoeffizienten von $0,2 [d^{-1}]$ und größer, beim Fließsystem-2 liegen die Werte zwischen $0,03$ und $0,15 [d^{-1}]$ und für das langsamste Fließsystem-1 wurden noch kleinere Werte ermittelt. Der Speicherkoeffizient für Moränengebiete läßt sich mit $0,0015 [d^{-1}]$ nicht deutlich zuordnen und liegt zwischen den Werten von Fließsystem-1 und -2. Das Abflußverhalten von Moränengebieten wurde auch von LINDENLAUB (1998) als Mischung der beiden indirekten Fließsysteme charakterisiert.

Der Abfluß im *Kluftgrundwasserleiter* wurde mit dem Dispersionsmodell konzeptionalisiert, da dieses Modell am besten für die Auswertung der Umweltisotope dieses Fließsystems geeignet war. Im Mittel wurde für die mittlere Verweilzeit des Wassers 7,2 Jahre und für den Dispersionsparameter $0,086 [-]$ ermittelt (Kap. 4.4.2.2). Aufgrund der mobilen und immobilen Bereiche im Kluftgrundwasserspeicher ist jedoch die mittlere Verweilzeit des mobilen (dynamischen) Wassers geringer (vgl. Diskussion Kap. 8.1.2). Diese ist mit Hilfe einer Rezessionsanalyse (Anwendung des DIFGA-Modells, SCHWARZE 1985) auf 340 Tage bestimmt worden (BRAUN 1997, MEHLHORN 1998). Da für die Modellierung der Abflußdynamik die mittlere Verweilzeit des mobilen Wassers entscheidend ist, wurde dieser Wert für den Parameter KS_t_0 verwendet. Der Dispersionsparameter KS_PD wurde unverändert von den Ergebnissen der Tracermessungen übernommen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Kalibrierung des Modells auf den Gebietsabfluß zufriedenstellende Ergebnisse erbrachte. Es konnte ein Parametersatz ermittelt werden, bei dem die Parameterwerte in zu realistischen Größenordnungen liegen, soweit diese aus Gebietseigenschaften oder anderen Informationen abgeschätzt werden können.

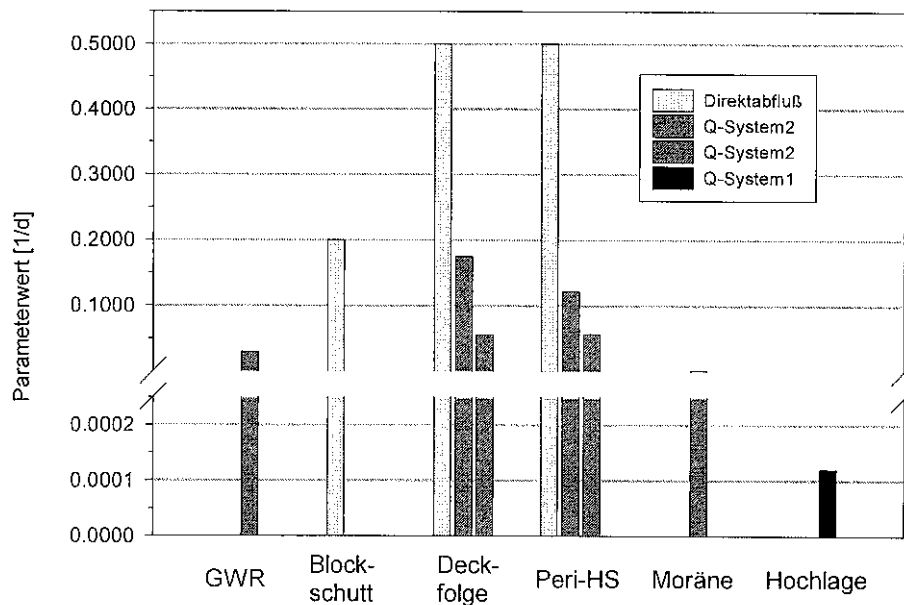


Abb. 7.6 Vergleich der Speicherkoeffizienten der einzelnen Abflußkomponenten für die Zonen gleicher Abflußbildung

7.3.2 Evapotranspiration und Bodenspeicherung

Für die Darstellung des zeitlichen Verlaufs der Modellierung der Evapotranspiration und der Bodenwasserspeicherung wurde die Periode 01.03.1996 bis 01.12.1996 ausgewählt (Abb.7.7). Generell ist die simulierte Bodenfeuchte im Winter nahe der maximalen Bodenspeicherkapazität, im Frühling und insbesondere im Sommer wird sie durch die höhere Evapotranspiration reduziert. Die Auffüllung des Bodenspeichers beginnt im Spätsommer. Durch die Verdunstung wird die simulierte Bodenfeuchte insbesondere im Spätsommer und Herbst relativ langsam vermindert, während einzelne Feuchtperioden zu raschen Bodenfeuchteanstiegen führen. Abbildung 7.7 verdeutlicht auch das häufige Auftreten von Niederschlägen im Einzugsgebiet. Es gibt kaum länger anhaltende Trockenperioden. Kleinere Niederschlagsereignisse im Sommer tragen kaum zu einer bedeutenden Erhöhung der Bodenfeuchte bei, da das gespeicherte Wasser relativ schnell wieder verdunstet.

Bei der Simulation der Bodenwasserspeicherung konnten keine systematischen Schwächen entdeckt werden, wie sie beispielsweise von MEHLHORN (1998) für das konzeptionelle Modell PRMS beschrieben wurden. Dort kann Wasser erst nach Erreichen der Feldkapazität versickern, schnellere Fließwege (Versickerung in Makroporen) werden außer Acht gelassen. Dies führte zu einer generellen Unterschätzung der höheren Abflüsse im Spätsommer und Herbst, nach der sommerlichen Austrocknungsphase.

Die potentielle Evapotranspiration liegt selten über der aktuellen Evapotranspiration. Im Winter, wenn in den einzelnen Höhenzonen eine Schneedecke vorhanden ist, sind größere Unterschiede zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration zu erkennen. Eine direkte Verdunstung aus der Schneedecke ist im Modell nicht berücksichtigt. Geschmolze-

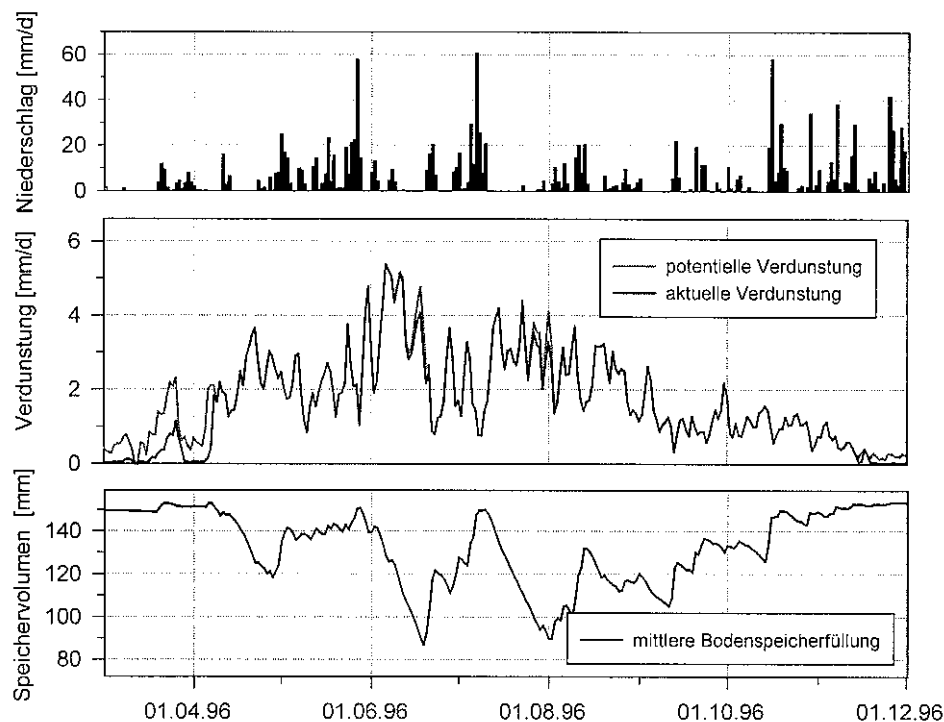


Abb. 7.7 Gemessener Niederschlag, Vergleich der potentiellen und aktuellen Evapotranspiration und simulierte mittlere Bodenspeicherfüllung für den Zeitraum 01.03.1996 – 01.12.1996

ner Schnee wird bis zu einem bestimmten Anteil in der Schneedecke gespeichert, das übrige freie Schmelzwasser kann im Boden gespeichert werden oder trägt zum Abfluß bei. Verdunstung aus dem Bodenspeicher kann im Modell erst nach vollständigem Abschmelzen der Schneedecke auftreten.

Mitte Juni und Ende Juli sind ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration zu erkennen. Dann ist lokal bei einigen Böden die momentane Bodenspeicherfüllung kleiner als 60 % der Speicherkapazität. Dies wurde insbesondere bei Böden mit geringerer Speicherkapazität (Böden mit hohem Skelettgehalt, Blockhalden etc.) modelliert. Der mittlere Bodenfeuchtegehalt des Einzugsgebiets bleibt allerdings fast immer über 60 %. Das ist bedingt durch die hohe Speicherkapazität der Böden in manchen Zonen (vgl. FC hat bei den Böden der Hochlagen einen Wert von 300 mm).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Verlauf der Bodenfeuchte und der der Evapotranspiration realistisch nachvollzogen werden. Die Simulationen entsprechen qualitativ den gemessenen Werten, die innerhalb des forstökologischen Projektes ARINUS (ZIMMERMANN 1995) am Schluchsee (ca. 15 km vom Untersuchungsgebiet entfernt) und im mikroskaligen Forschungsgebiet Conventwald (VON WILPERT ET AL. 1996) bei St. Peter im Schwarzwald (ca. 12 km vom Untersuchungsgebiet entfernt) gemessen wurden. Leider ist kein Vergleich mit der im Gebiet gemessenen Bodenfeuchte möglich, was eine bessere Bewertung der Simulationen erlauben würde.

7.3.3 Abflußbildung

Bei dem Vergleich der Anteile der einzelnen Abflußkomponenten (Tab. 7.5, Abb. 7.8) wird die stark unterschiedliche Dynamik der einzelnen Komponenten deutlich. Bei den absoluten Abflußanteilen muß beachtet werden, daß die Höhe des Abflusses von der Größe der Fläche abhängt, auf der die jeweilige Komponente gebildet wird. Die Komponenten, die dem *Direktabfluß* zu zuordnen sind (Q_{SOF} , Q_{GWR_SOF} , Q_B , Q_{P0} , Q_{D0} ; vgl. Kap. 7.1.6), sind nur episodisch in Verbindung mit Niederschlägen aktiv. Dies gilt insbesondere für den generierten Sättigungsflächenabfluß, der keiner zeitlichen Verzögerung unterliegt, d.h. im Zeitschritt der Bildung zum Abfluß kommt. Die Komponente Q_{D0} ist während der gesamten Modellierung nicht aktiv gewesen.

Tab. 7.5 Anteil der Abflußkomponenten von TAC bei der Modellanwendung im Bruggagebiet für den Kalibrierungszeitraum (15.07.95 – 01.04.97), bezogen auf ein Jahr

Abflußkomponente	Abfluß [mm a ⁻¹]
Direktabfluß	
Q_{SOF}	98
Q_{GWR_SOF}	1
Q_B	17
Q_{D0}	0
Q_{P0}	1
Fließsystem-2	
Q_{GWR}	28
Q_M	46
Q_{D1}	24
Q_{D2}	146
Q_{P1}	241
Q_{P2}	281
Fließsystem-1	
Q_H	114
Q_{KS}	105

Die Abflußkomponenten des *Fließsystems-2* (Q_{GWR} , Q_M , Q_{D1} , Q_{D2} , Q_{P1} , Q_{P2}) nehmen den größten Anteil am Gesamtabfluß ein. Während der gesamten Kalibrierungsperiode beträgt dessen Anteil 69,5 %, der des Fließsystems-1 19,9 % und der des Direktabflußsystems 10,6 %. Die Komponenten des Fließsystems-2 unterliegen auch einer großen Variabilität (Abb. 7.8), sie tragen im großen Maße zur Hochwasserbildung wie auch während Niedrigwasserzeiten zum Abfluß bei. Die Komponenten des *Fließsystems-1* (Q_{KS} und Q_H) sind sehr konstant und unterliegen keiner großen Variabilität. Die Abflußkomponente von Moränengebieten (Q_M), welche aufgrund ihrer tracerhydrologi-

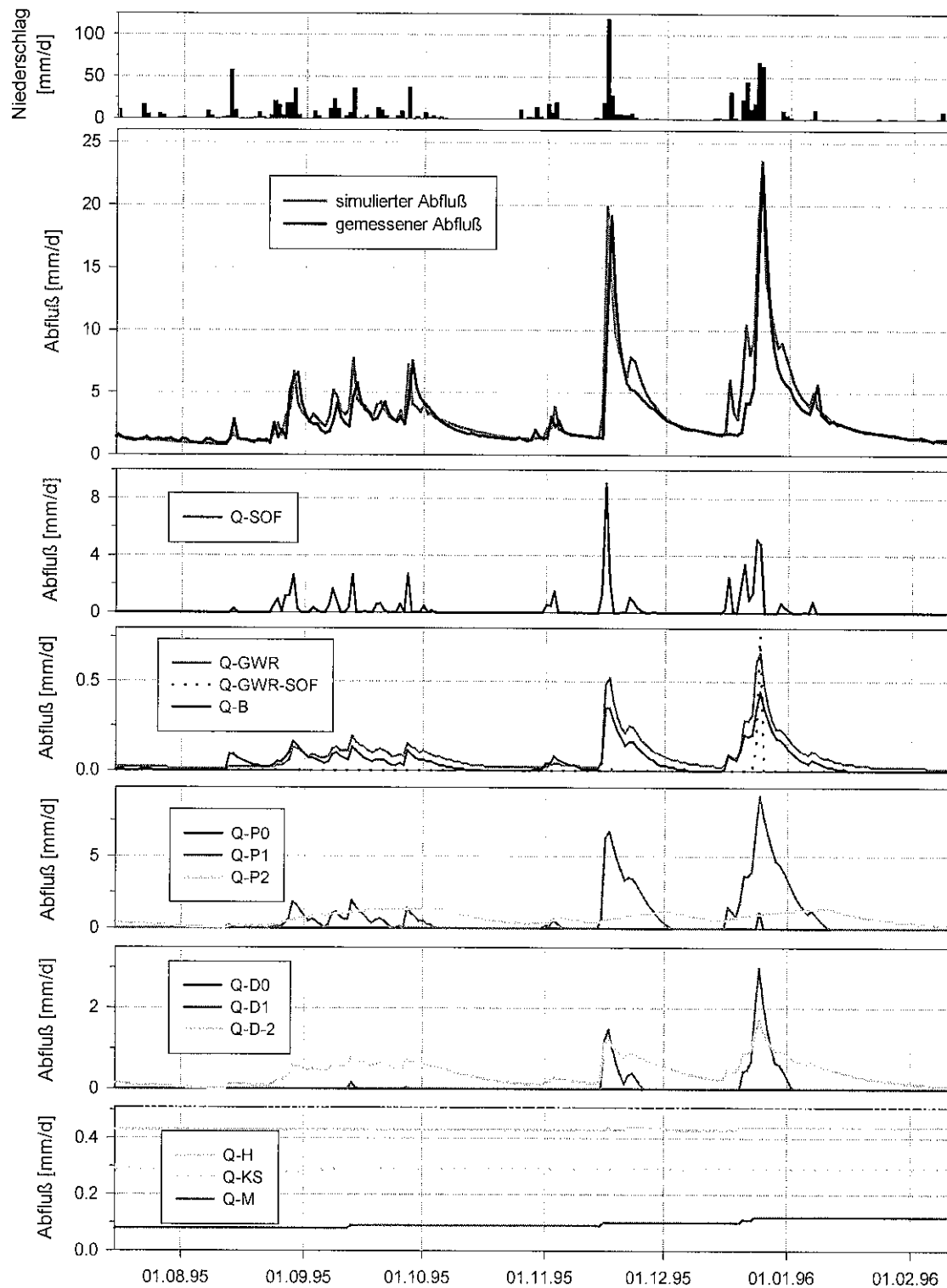


Abb. 7.8 **Anteile der einzelnen Abflußkomponenten am Gesamtabfluß für die Periode 15.07.1995 – 10.02.1996**
 Komponenten von Direktabflußsystem (schwarz), Fließsystem-2 (dunkelgrau), Fließsystem-1 (hellgrau)

schen Charakterisierung dem Fließsystem-2 zugeordnet wird, gleicht in ihrer Dynamik eher dem Fließsystem-1.

Das Fließverhalten des *Kluftgrundwasserleiters* (vgl. Abflußkomponente Q_{KS} , Abb. 7.8) unterliegt bei MEHLHORN (1998) größeren zeitlichen Schwankungen, obwohl es ebenfalls mit dem Dispersionsmodell konzeptionalisiert ist. In MEHLHORN (1998) wird ein größerer Wert für den Dispersionsparameter (KS_{PD}) verwendet, da dieser Wert dort kalibriert und nicht von Isotopenmessungen abgeleitet wurde. Dieser Unterschied hatte jedoch keine Auswirkungen, da sich dieser Parameter bei TAC als nicht sensitiv erwies (vgl. Kap. 7.6). Die Unterschiede werden durch den Zufluß in den Kluftgrundwasserleiter hervorgerufen. Bei der Konzeptionalisierung von TAC wird Wasser in den Kluftgrundwasserleiter weitergeleitet, wenn genügend Wasser in dem darüberliegenden Deckschichtenspeichern vorhanden ist. Aufgrund der ganzjährig relativ hohen Speicherfüllungen in den meisten Deckschichtenspeichern, die durch die häufigen Niederschläge im Untersuchungsgebiet hervorgerufen werden, ist der Zufluß in den Kluftgrundwasserleiter sehr gleichförmig. Bei dem von MEHLHORN (1998) verwendeten PRMS-Modell erfolgt die Zusicke- rung in diesen Speicher direkt aus der Bodenzone. Sie ist damit größeren zeitlichen Schwankungen unterworfen, da die Versickerung aus dem Bodenspeicher an einzelne Niederschlagsereignisse gebunden ist. Es ist kein Deckschichtenspeicher zwischen der Bodenzone und dem Kluftgrundwasserleiter wie im TAC-Modell vorhanden. Der im PRMS-Modell enthaltene Deckschichtenspeicher wird nur episodisch bei größeren Niederschlagsmengen aktiv. Diese Konzeptionalisierung bewirkt beim PRMS-Modell größere zeitliche Schwankungen des Abflusses aus dem Kluftgrundwasserleiter. Jedoch erscheint die Konzeptionalisierung im TAC-Modell aufgrund der Untersuchungen zur Abflußbildung realistischer.

7.4 Modellvalidierung

7.4.1 Validierung der Modellierung über den Abfluß

Die Güte der Abflußsimulation für den Validierungszeitraum 02.04.1997 – 07.10.1998 entspricht in etwa der des Kalibrierungszeitraums (Abb. 7.9, Tab. 7.6). Die generelle Abflußdynamik wird gut wiedergegeben, wobei Mittel- und Niedrigwasserperioden etwas besser modelliert werden als die Perioden mit Hochwasser.

Tab. 7.6 Gütemaße der Abflußsimulation von TAC im Bruggagebiet für den Validierungszeitraum (02.04.97 – 07.10.98)

Gütemaße	Resultate
Modelleffizienz, R_{eff} [-]	0,728
Logarithmische Modelleffizienz, $\log R_{eff}$ [-]	0,830
Bestimmtheitsmaß, r^2 [-]	0,740
Volumenfehler, VE [mm/a]	-11

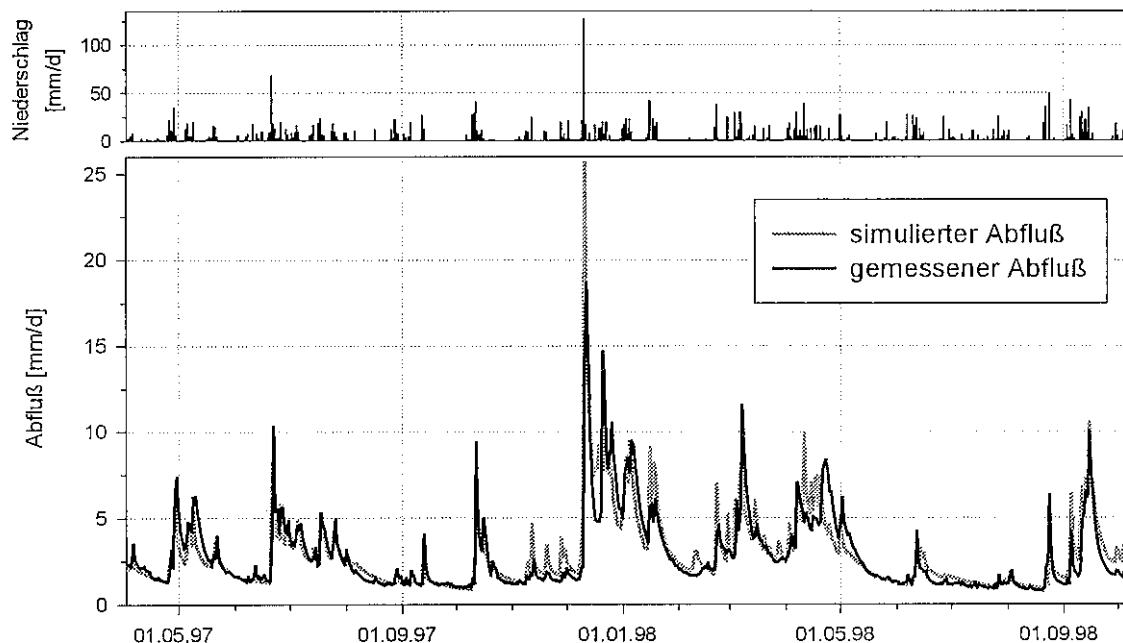


Abb. 7.9 Simulationsergebnisse von TAC im Bruggagebiet für den Validierungszeitraum (02.04.97 – 07.10.98)

7.4.2 Validierung der Modellierung von Teilsystemen

7.4.2.1 Modellierung des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze

Im Einzugsgebiet der Brugga gibt es eine Station, an der täglich Schneehöhen gemessen werden (DWD Station Feldberg; vgl. Abb. 4.1). Diese Station liegt in unmittelbarer Nähe des Feldberggipfels und ist windexponiert. Das führt zur Verdriftung insbesondere von festem Niederschlag und zur Kompaktierung der Schneedecke. Die Schneehöhe wird täglich bestimmt, wobei mehrere Abstiche (ca. 5-10) gemittelt werden, um einen repräsentativen Wert zu erhalten. Schneedichtebestimmungen, die eine Abschätzung der gespeicherten Wassermenge erlauben, werden nicht vorgenommen. Besonders problematisch ist die Festlegung der Schneehöhe während der Ausaperungsphase, wenn keine kontinuierliche Schneedecke mehr vorhanden ist. Zu diesen Zeiten wird von den Stationsbetreuern eine „repräsentative Abschätzung“ vorgenommen.

Die gemessene Schneehöhe wurde mit dem simulierten Wasseräquivalent der Schneedecke verglichen (Abb. 7.10). Hierbei ist zu beachten, daß dieser Vergleich nur qualitativ erfolgen kann, weil die Schneedecke einer Alterung (durch Wind, Eigengewicht, Tauzyklen etc.) widerfährt, die eine Verdichtung mit sich bringt. Dieser Prozeß wird im Winter 1996/97 in der Zeit Dezember bis Mitte Januar deutlich, als die Tagesmitteltemperatur zu niedrig für Schneeschmelze war, die Schneedeckenhöhen jedoch kontinuierlich abnahmen. Die mittlere Schneedichte während des gesamten Modellierungszeitraumes beträgt $0,23 \text{ g cm}^{-3}$. Dies stellt eine realistische, in Anbetracht der häufigen Schmelzperioden eventuell

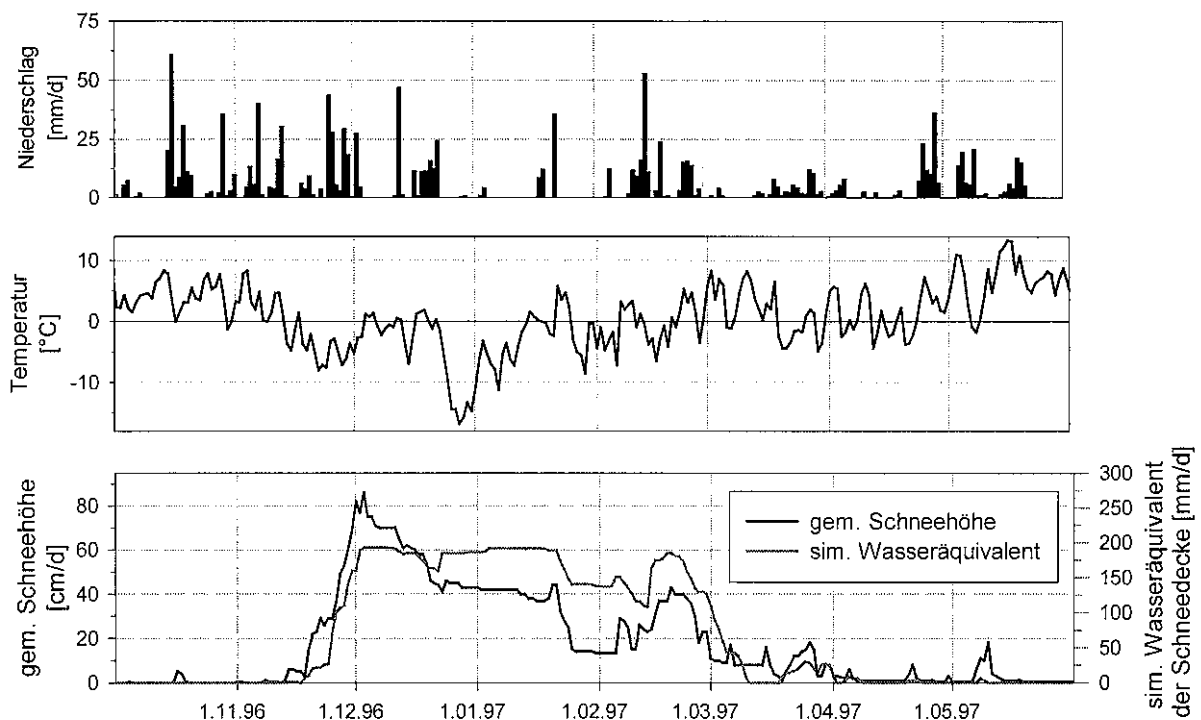


Abb. 7.10 Station Feldberg: Niederschlag, Temperatur und Vergleich der gemessenen Schneehöhe mit dem simulierten Wasseräquivalent der Schneedecke (Periode 01.10.1996 – 31.05.1997)

etwas zu niedrige Größenordnung dar (BAUMGARTNER 1990). Der allgemeine Auf- und Abbau der Schneedecke wird von dem Modell gut nachempfunden. Zu manchen Zeiten, beispielsweise im Frühjahr 1997, wird jedoch flüssiger Niederschlag simuliert, obwohl eine Zunahme der Schneedecke gemessen wurde. Diese Unstimmigkeit wurde bei allen Frühljahrsperioden des Modellierungszeitraumes festgestellt. Dies läßt auf eine unkorrekte Regionalisierung der Temperatur schließen, da diese über dem Temperaturschwellenwertparameter ($TT = -0.32 \text{ °C}$) lag.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Prozesse des Schneedeckenaufbaus und der Schmelze zufriedenstellend wiedergegeben werden. Die Übereinstimmung des simulierten Wasseräquivalents mit der gemessenen Schneehöhe bei schneefreien Perioden und Perioden zu denen eine Schneedecke vorhanden war, ist über den gesamten Modellierungszeitraum gesehen gut. Aufgrund der vorhandenen Meßwerte ist es jedoch nicht möglich die Schneesimulation genauer zu beurteilen. Es deutet allerdings auch nicht auf eine besonders gute Schneemodellierung hin, was bereits bei den weniger gut simulierten Abflußereignissen bei Schneeschmelze deutlich wurde (Abb. 7.4, Abb. 7.9). Die Gründe hierfür liegen zum Teil bei fehlerbehafteten Eingangsdaten, insbesondere die Temperaturverteilung kann in dem stark reliefierten Gebiet sehr heterogen sein. Andererseits kann die gewählte Konzeptionalisierung der Schneemodellierung zu einfach sein. Es wäre zu prüfen, inwiefern stärker physikalisch basierte Verfahren (vgl. Kap. 6.2.2), welche wiederum mehr Eingangsdaten benötigen, bessere Ergebnisse erzielen.

7.4.2.2 Modellierungen an der Quelle Zipfeldobel

Die Simulationen des Abflusses und der Silikatkonzentrationen konnten für einen kürzeren Zeitraum (6.9.1998 – 7.10.1998) mit Messungen an der Quelle Zipfeldobel verglichen werden (Abb. 7.11). Im Quelleinzugsgebiet herrschen periglaziale Deckschichten vor, die auch prozentual den größten Anteil im Einzugsgebiet ausmachen. Das Abflußverhalten kann als repräsentativ für diese Zone gleicher Abflußbildung angesehen werden. Der Vergleich des gemessenen Abflusses an der Quelle wird daher mit der Summe der Abflüsse Q_{P0} , Q_{P1} , Q_{P2} und Q_{KS} , die in den periglazialen Deckschichten generiert werden, vorgenommen. Das Fließsystem Q_{P0} war in der beobachteten Periode nicht aktiv. Der simulierte Abfluß wird vor dem Ereignis aus dem Fließsystem des Kluftgrundwasserleiter (Q_{KS}) und den tieferen Bereichen der Deckschichten generiert (Q_{P2}). Während des Ereignisses wird das Fließsystem Q_{P1} aktiv, das nach der Konzeptionalisierung der Ausbildung eines aufgesetzten Grundwasserkörpers auf einer geringer durchlässigen Schicht entspricht. Dieses Fließsystem ist größtenteils für die Abflußerhöhung während des Ereignisses verantwortlich. Nach dem Ereignis wird der Abfluß wieder aus den beiden Fließsystemen des Kluftgrundwasserspeichers (Q_{KS}) und der tieferen Deckschichten (Q_{P1}) generiert, wobei sich die Abflußkomponente Q_{P2} ungefähr verdoppelt hat.

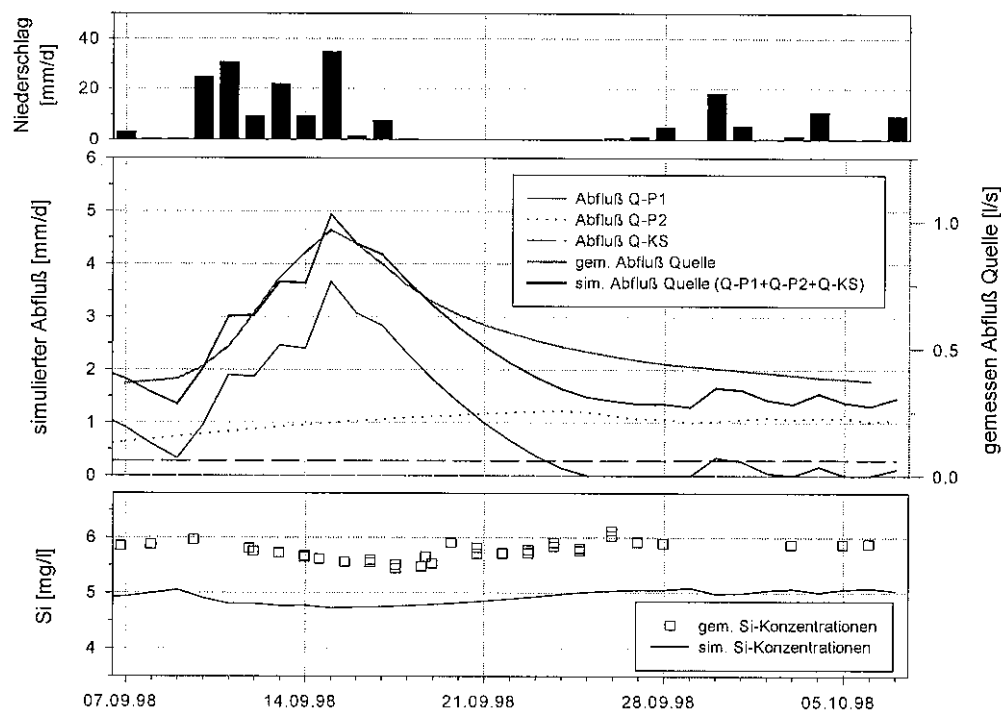


Abb. 7.11 Vergleich der simulierten Abflußkomponenten der periglazialen Deckschichten (Q_{P1} und Q_{P2}) und des Kluftgrundwasserleiters (Q_{KS}) mit der gemessenen Quellschüttung an der Quelle Zipfeldobel. Vergleich der gemessenen und der simulierten Silikatkonzentrationen (Periode 06.09.1998 – 07.10.1998)

Generell stimmt die Abflußsimulation recht gut mit der gemessenen Quellschüttung überein (Abb. 7.11). Der Anstieg und das Abflußmaximum werden bei der Simulation und den gemessenen Werten zeitgleich erreicht. Die maximale Abflußerhöhung beträgt jeweils ca. 300 %. Die Rezession wird weniger gut erfaßt, der gemessene Abfluß liegt deutlich über dem simulierten Abfluß. Die Silikatkonzentrationen werden generell zu niedrig simuliert (eine ausführlichere Beschreibung der Vorgehensweise und der Ergebnisse der Tracersimulationen siehe Kap. 7.4.3). Die relative Zu- und Abnahme der Konzentration über die Zeit ist jedoch gut wiedergegeben. Es werden beispielsweise keine starken Konzentrationsänderungen aufgrund von Direktabflußkomponenten während des Hochwasserereignisses simuliert. Eine mögliche Fehlerquelle für die zu gering simulierten Silikatkonzentrationen ist, daß die mittlere Temperatur für das Quelleinzugsgebiet zu niedrig bestimmt wurde. Die Temperatur bestimmt die Höhe der Konzentrationen der einzelnen Fließsysteme (Abb. 4.6). Für die Bestimmung der mittleren Gebietstemperatur wurde das gleiche Verfahren wie im Gesamtbruggagebiet angewendet. Es ist jedoch möglich, daß die Temperatur in dem überwiegend nach Westen exponierten Einzugsgebiet höher ist, als dies aufgrund der mittleren Höhenlage anzunehmen ist. Ist dies der Fall, wären die simulierten Konzentrationen höher als in Abbildung 7.11 dargestellt und würden besser mit den gemessenen Konzentrationen übereinstimmen.

Zusammenfassend ist es aufgrund der Simulationen schwer zu sagen, ob die verwendete Konzeptionalisierung und Parameterisierung der Abflußbildungsprozessen in den periglazialen Deckschichten richtig, bzw. die einzig mögliche, ist. Zumindest sind die Modellierungen gut genug, um zu sagen, daß der verwendete Ansatz eine mögliche und plausible Lösung des Problems der prozeßadäquaten Modellierung in diesen Zonen ist. Bei der Beurteilung des Ansatzes aufgrund der Messungen an einer Quelle ist zu bedenken, daß das Einzugsgebiet der Quelle nur einen kleinen Teil der gesamten im Bruggagebiet ausgewiesenen periglazialen Deckschichten einnimmt. Lokale Besonderheiten in der Deckschichtenausbildung, mineralogischen Zusammensetzung oder Topographie können beispielsweise die relativ schlechte Simulation des Rezessionsastes verursachen.

7.4.3 Validierung der Modellierung mit Tracermessungen

7.4.3.1 Modellierung der Silikatkonzentrationen

Das Modell TAC kann nicht nur die Wasserflüsse in einem Einzugsgebiet simulieren, sondern auch Konzentrationen von natürlichen Tracern. Voraussetzung ist, daß die Konzentrationen für die verschiedenen Abflußkomponenten über tracerhydrologische Untersuchungen abgeleitet werden können (vgl. Kap. 4.2). Es wurden die Konzentrationen von gelöstem Silikat für den Gesamtabfluß berechnet. Für die gesamte Simulationsperiode von mehr als drei Jahren wurde ein Bestimmtheitsmaß ($Si-r^2$) von 0,36 erreicht (Tab. 7.7). Das zeigt, daß die generelle Dynamik der Silikatkonzentrationen gut erfaßt wurde, die Simulationen im einzelnen jedoch häufig unbefriedigend sind. Die relativ gute Übereinstimmung von mittlerer gemessener und mittlerer simulierter Konzentration ($Si-VE = 0,085 \text{ mg l}^{-1}$) zeigt, daß die Konzentrationen im Mittel gut erfaßt wurden.

Tab. 7.7 Gütemaße der Silikatsimulation von TAC im Bruggagebiet für den gesamten Modellierungszeitraum (15.07.1995 – 07.10.1998)

Gütemaße	Resultate
Bestimmtheitsmaß, $Si-r^2$ [-]	0,357
Volumenfehler, $Si-VE$ [mg l ⁻¹]	0,085

Die Silikatsimulationen, die Modellierung des Abflusses und die drei Hauptabflußkomponenten sind exemplarisch für eine kürzere Periode dargestellt (Abb. 7.12). Die Modellierung des Abflusses in der dargestellten Periode ist gut, wenngleich es Perioden mit einer besseren Übereinstimmung von simuliertem und gemessenen Abfluß gibt. Für die besser simulierten Perioden lagen keine Silikatmessungen in hoher Auflösung vor. Die Dynamik der drei Fließsysteme zeigt ihr charakteristisches Verhalten: Das Direktabflußsystem ist nur episodisch aktiv, das Fließsystem-1 ist sehr konstant und das Fließsystem-2 hat den größten Anteil und zeichnet sich durch eine große Abflußdynamik aus. Die Silikatsimulation zeigt eine gute Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Konzentrationen. Beachtlich gut getroffen ist die allmähliche Zunahme der Konzentration in Rezessionsphasen (z.B. Mai bis Anfang Juni 1998 und Mitte Juni bis Ende Juli 1998). Bei Hochwasserereignissen nimmt die Konzentration durch den größeren Anteil von silikatärmeren Abflußkomponenten ab. Unzureichende Abflußsimulationen pausen sich auf die Silikatsimulationen durch, z.B. werden im September und Anfang Oktober die Abflüsse überschätzt, was zu einer zu niedrig simulierten Silikatkonzentration führt.

Es gibt weitere Perioden mit zeitlich besser aufgelöster Probenahme für Silikat (vgl. Kap. 4.3). Die Güte der Simulation der Silikatkonzentrationen entsprechen zum Teil der dargestellten Periode in Abbildung 7.12 oder sind etwas schlechter. Unzureichende Abflußsimulationen wirken sich ebenfalls wieder direkt auf die Silikatsimulationen aus (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1999). Das zeigt, daß die generelle Dynamik der Silikatkonzentrationen gut modelliert werden kann, die exakte Simulation aller Konzentrationen über einen über drei Jahre langen Zeitraum jedoch schwierig ist. Die Güte der Simulation der Tracerkonzentration entspricht jedoch den in anderen Untersuchungen erzielten Resultaten (z.B. BERGSTRÖM ET AL. 1985, LUNDQUIST ET AL. 1990, HUTCHINS ET AL. 1995).

7.4.3.2 Vergleich mit Ergebnissen von Umweltisotopen

Aufgrund der Messungen der Umweltisotope ¹⁸O und ³H an Quellen und im Fließgewässer war es möglich, die Abflußanteile der drei Hauptfließsysteme auf monatlicher Basis zu quantifizieren (vgl. Kap. 4.4.3). Dies ergab eine Dominanz des Fließsystems-2, mit einem Anteil von fast 70 % für den Zeitraum August 1995 bis Juni 1998 (Tab. 4.7). Die Anteile für das Fließsystem-1 und den Direktabfluß ergaben 19,5 % und 11,1 %. Für den Simulationszeitraum August 1995 bis Juni 1998 ergab die Modellierung mit TAC die gleichen Größenordnungen der jeweiligen Abflußanteile (Abb. 7.13). Hierbei wurden nur die Monate mit einbezogen, für die eine Abflußkomponententrennung mit Isotopen möglich war. Für die Modellierung mit TAC kann hieraus geschlossen werden, daß die langfristige Zusammensetzung der drei Hauptabflußkomponenten von TAC richtig wiedergegeben wird.

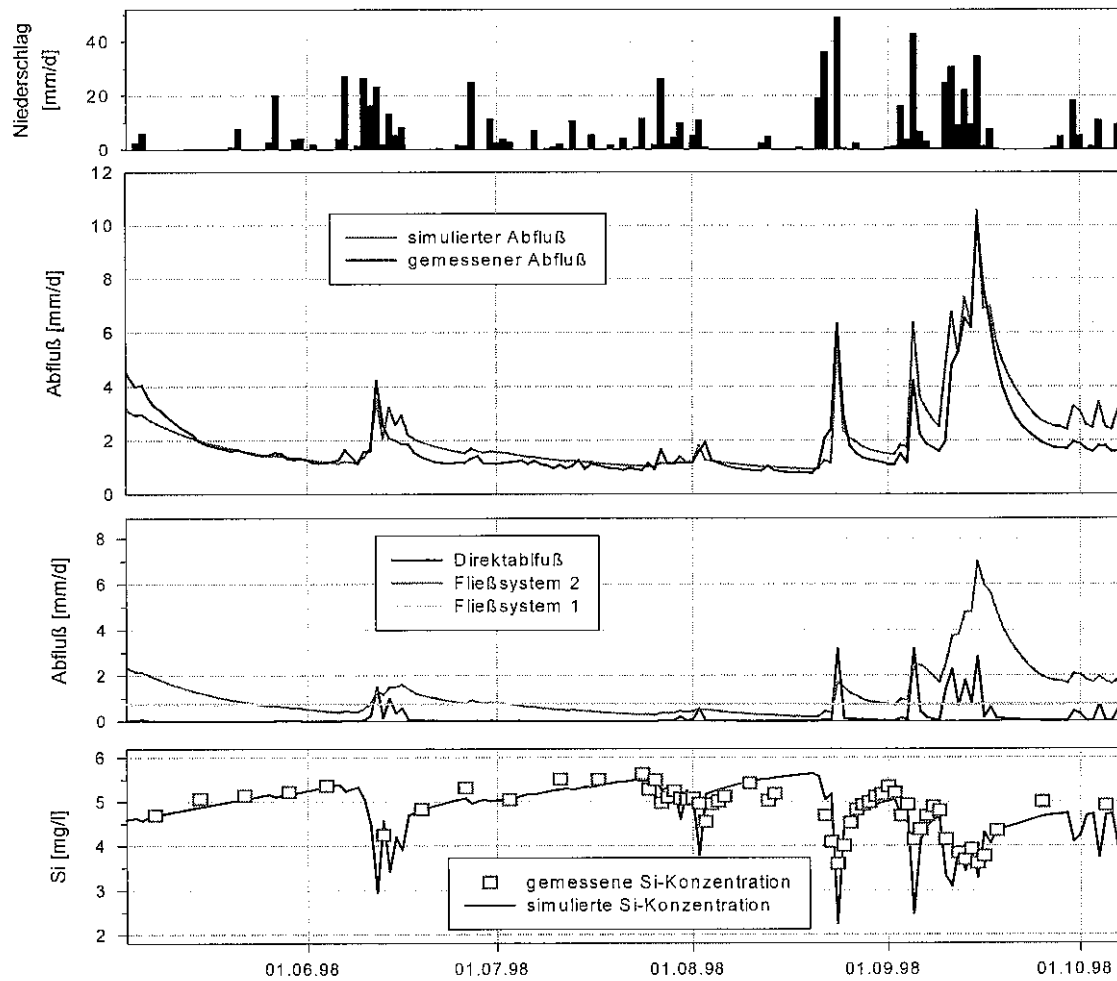


Abb. 7.12 Ergebnisse der TAC-Modellierung für den Zeitraum 03.05.-07.10.1998

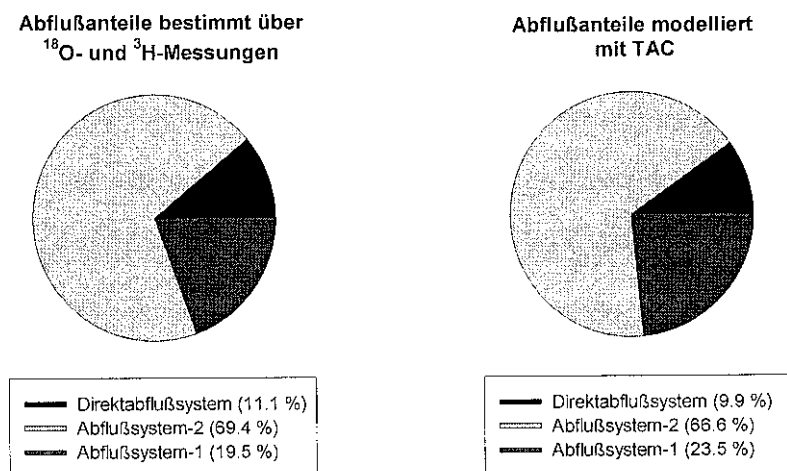


Abb. 7.13 Anteile der Abflußkomponenten bestimmt über ^{18}O - und ^3H -Messungen und modelliert mit TAC für die Periode August 1995 bis Juni 1998

Es stellt sich nun die Frage, warum nicht analog zur Silikatsimulation eine Modellierung der ^{18}O -Konzentrationen auf Tageswertbasis durchgeführt wurde. Dies hat verschiedene Gründe, die im folgenden aufgeführt sind und durch die räumliche Heterogenität und Skala des Untersuchungsgebiets noch verstärkt werden:

- Die ^{18}O -Variationen im Abfluß sind recht gering (vgl. Abb. 4.19), so daß die Konzentrationsänderungen während eines Ereignisses häufig nicht über den analytischen Meßfehler hinaus gehen. Demnach war eine Abflußkomponentenseparation leider nur zu bestimmten Zeiten möglich (vgl. Kap. 4.3).
- Die ^{18}O -Messungen im Niederschlag konnten nur für eine kurze Periode im Sommer 1998 zeitlich höher aufgelöst durchgeführt werden. Meist konnten aus logistischen Gründen nur 1-2wöchentliche Sammelproben genommen werden. Im Winter war es teilweise für einige Wochen gar nicht möglich den Niederschlag zu beproben. Beim festen Niederschlag hätte eigentlich auch ein mit Hilfe eines Schneelysimeter aufgrund der Fraktionierungsprozesse das Schmelzwasser beprobt werden müssen. Es konnte anhand der zeitlich höher aufgelösten Proben gezeigt werden, daß bereits während eines Ereignisses sehr große Änderungen der ^{18}O -Konzentrationen im Niederschlag auftreten können (Kap. 4.2.1). Da diese Konzentrationsänderungen für die längste Zeit der Untersuchungsperiode nicht bekannt sind, ist eine ^{18}O -Modellierung auf Tageswertbasis nicht möglich.
- Zusätzlich problematisch ist der bei ^{18}O auftretende Höheneffekt, der im Mittel im Bruggagebiet ca. 0,218 ‰ pro 100 m beträgt. Dieser Effekt unterliegt starken zeitlichen und räumlichen Schwankungen (Kap. 4.2.1). Sollte eine Modellierung der ^{18}O -Konzentrationen in höherer Auflösung als in Monatswerten durchgeführt werden, müßte der Höheneffekt besser bekannt sein.
- Bedingt durch den Höheneffekt und die räumliche Niederschlagsverteilung kommt es zu einer räumlich heterogenen Markierung der unterirdischen Speicherräume (z.B. Hangaquifere in verschiedenen Höhenlagen). Bei Einzelereignissen werden diese Speicherräume in Abhängigkeit von der räumlichen Verteilung des Niederschlags aktiviert (z.B. Piston-Flow Effekt in verschiedenen Hangaquiferen). Dabei kommt es für die ^{18}O -Konzentration zu einer Überlagerung von so vielen Effekten, daß eine adäquate Modellierung mit dem gegebenen Ansatz nicht möglich ist.
- Selbst wenn die ^{18}O -Konzentrationen des Niederschlaginputs für das gesamte Gebiet zeitlich hoch aufgelöst (mindestens Tageswerte) und zusätzlich die ^{18}O -Konzentrationen der unterirdischen Speicherräume gut bekannt wären (was in dem 40 km² großen Untersuchungsgebiet einen wohl nicht zu bewerkstellenden Aufwand bedeuten würde), kann mit dem vorhandenen Ansatz wahrscheinlich noch keine befriedigende, zeitlich hoch aufgelöste ^{18}O -Simulation im Abfluß gemacht werden. Dafür müßten weitere Annahmen bezüglich der Mischung der verschiedenen Wasserkörper im Boden getroffen werden. Hierfür existieren bisher nur für experimentell hoch ausgerüstete Hangplots Vorstellungen (z.B. McDONNELL 1990, BAZEMORE ET AL. 1994, WEILER ET AL. 1998), die nicht direkt auf andere Untersuchungsgebiete übertragen werden können. Zusätzlich müßten auch noch die Fraktionierungsprozesse bei der Modellierung berücksichtigt werden.

7.5 Vergleich mit Ergebnissen anderer konzeptioneller Modelle

Neben TAC wurden im Bruggagebiet weitere konzeptionelle Modelle angewendet: PRMS (MEHLHORN 1998), TOPMODEL (GÜNTNER ET AL. 1999A) und HBV (UHLENBROOK ET AL. 1999). Beim Vergleich der Gütemasse der Modellierung wird deutlich, daß die Modelle, welche auf die 10jährige Datenreihe von 1975-1984 angewendet wurden, bessere Ergebnisse liefern als das TAC-Modell (Tab. 7.8). Die Kalibrierung des HBV-Modells auf die gleiche Zeitreihe zeigte jedoch nur Ergebnisse, die denen der TAC-Modellierung in ihrer Güte entsprechen. Die Simulation der Zeitreihe 1995-1997 scheint demnach besonders diffizil für die Modelle zu sein. Bei der längeren Zeitreihe scheinen kurzzeitige, schwierig zu simulierende Perioden keinen so starken Einfluß auf die Gütemaße zu haben.

Tab. 7.8 Ergebnisse der Modellanwendung von HBV, PRMS, TOPMODEL und TAC im Bruggaeinzugsgebiet

Modell	HBV		PRMS	TOPMODEL	TAC
Simulationsperiode	1.11.75 - 31.12.84	15.7.95 - 1.4.97	1.1.76 - 31.12.84	15.7.95 - 31.1.96	15.7.95 - 1.4.97
R_{eff} [-]	0,867	0,748	0,841	0,85	0,767
$\log R_{eff}$ [-]	0,874	0,770	0,764	0,84	0,835
r^2 [-]	¹⁾	0,802	¹⁾	¹⁾	0,764
VE [mm/a]	-11	-133	¹⁾	-89	8

¹⁾ Dieser Wert wurde nicht berechnet.

Die TOPMODEL-Anwendung brachte bessere Ergebnisse der Abflußsimulation, wenn nur die statistischen Gütemasse (insbesondere R_{eff} und $\log R_{eff}$) betrachtet werden. Es ist jedoch anzumerken, daß dieses Modell auf Stundenwertbasis für eine kürzere Periode angewendet wurde und daß die schwierig zu erfassende Schneeschmelzperiode nicht in dieser Zeitreihe enthalten ist. Desweiteren konnten verschiedene Unstimmigkeiten der Modellvoraussetzungen und Modellergebnissen von TOPMODEL mit den vorherrschenden hydrologischen Prozessen aufgezeigt werden, die ausführlich in GÜNTNER ET AL. (1999A) diskutiert werden.

Wenn nur die statistischen Gütemasse betrachtet werden, könnten die Ergebnisse der HBV-Anwendung in derselben Periode als ungefähr gleich gut bewertet werden wie die der TAC-Modellierung. Eine genauere Betrachtung der simulierten Zeitreihen (Abb. 7.14) zeigt jedoch, daß insbesondere die Mittel- und Niedrigwassersimulationen von TAC wesentlich besser sind. Die Rezessionsäste werden vom HBV-Modell generell überschätzt und es wird zuviel Abfluß simuliert (vgl. auch schlechter VE-Wert, Tab. 7.8). Allerdings werden einige größere Hochwasserspitzen vom HBV-Modell besser getroffen, was zu dem relativ guten R_{eff} -Wert führt (Tab. 7.8). Andererseits werden kleinere Hochwasser von TAC besser erfaßt, jene werden vom HBV-Modell häufig nicht gut simuliert.

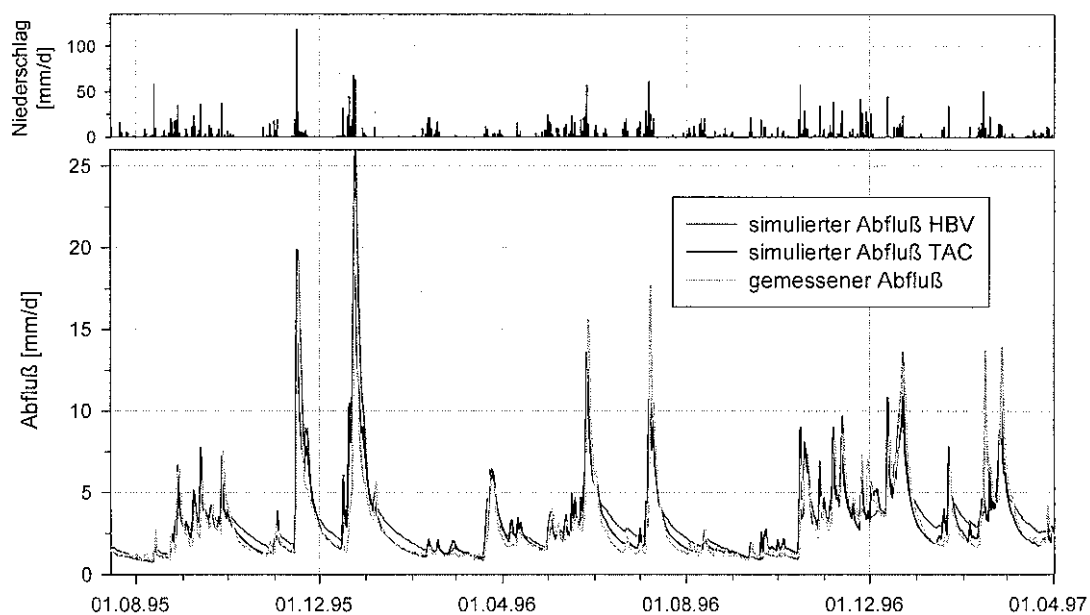


Abb. 7.14 Vergleich der Ergebnisse von HBV und TAC für den Kalibrierungszeitraum (15.07.1995 bis 01.04.1997)

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Ergebnisse von TAC für die Modellierung des Wasserhaushaltes mindestens denen anderer Modelle entsprechen. Ein Vergleich unter denselben Voraussetzungen (gleiche Zeitreihe, Eingangsdaten und Modellierungsschritt) mit dem HBV-Modell ergab eine deutliche Verbesserung der Mittel- und Niedrigwassersimulationen. Jedoch ist die Anzahl der Parameter beim TAC-Modell (34 Parameter) höher als beim HBV-Modell (13 Parameter). Es soll an dieser Stelle nochmals betont werden, daß in TAC eine wesentlich besser prozeßorientierte Beschreibung der Abflußbildung als in den anderen drei Modellen enthalten ist, die eine zusätzliche Validierung der Modellergebnisse erlaubt. Im weiteren wurde deutlich, daß zur genaueren Bewertung zweier Modellsimulationen nicht nur statistische Gütemasse herangezogen werden sollten, sondern der direkte Vergleich der simulierten Zeitreihen durchzuführen ist.

7.6 Sensitivitätsanalyse

7.6.1 Vorgehensweise

Die Bedeutung einzelner Parameter im Modell läßt sich am besten mit einer klassischen Sensitivitätsanalyse bestimmen. Hierbei wird die Auswirkung einer Parameteränderung auf das Modellergebnis betrachtet, wobei die übrigen Parameterwerte konstant gehalten werden (MEIN & BROWN 1978). Bewirkt eine Parameteränderung eine starke Änderung der modellierten Größe (z.B. simulierter Veränderung der modellierten Größe zu Folge, ist der Parameter nicht sensitiv. Um die Sensitivität der Parameter untereinander vergleichen

zu können, müssen die jeweiligen Parameteränderungen gleichförmig sein. Hierfür wurde eine $\pm 10\%$ Parameterwertänderung angenommen. Um die Änderung der Modelleffizienz (R_{eff}), die durch die Parametervariation hervorgerufen wird, bewerten zu können, wurde die in Tabelle 7.9 dargestellte Klassifikation verwendet. Die Intervallgrenzen wurden subjektiv festgelegt, basierend auf den Ergebnissen der Sensitivitätsuntersuchungen (siehe folgendes Kapitel) und den Erfahrungen aus einer Sensitivitätsanalyse für das HBV-Modell (UHLENBROOK ET AL. 1998).

Tab. 7.9 Klassifikation zur Bewertung der Parametersensitivität des TAC-Modells

Änderung der Modelleffizienz (R_{eff})	Parametersensitivität	Kürzel
< 0,001	Nicht sensitiv	N
0,001 – 0,002	Wenig sensitiv	S
0,002 – 0,004	Sensitiv	SS
> 0,004	Sehr sensitiv	SSS

Diese Vorgehensweise kann bei allen Parametern außer dem Temperaturschwellenwertparameter TT [$^{\circ}\text{C}$] (vgl. Kap. 6.2.2) angewendet werden. TT liegt nahe 0°C , demnach wären prozentuale Parameterwertänderungen von der absoluten Größe des Parameters abhängig, was bei Sensitivitätsuntersuchungen nicht der Fall sein darf. Um die Sensitivität von TT zu untersuchen, wurde der Parameter innerhalb festgelegter Grenzen variiert.

Die Parameter der Schneeroutine und des Kluftgrundwassermoduls werden im Modell flächenkonzentriert behandelt, die übrigen Parameter gelten nur in der jeweiligen Zone gleicher Abflußbildung. Die Sensitivität dieser Parameter ist demnach zusätzlich von dem Flächenanteil der jeweiligen Zone gleicher Abflußbildung abhängig. Aus diesem Grund wurden zwei Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt: Eine Analyse, bei der die für das Bruggagebiet bestimmte Raumgliederung (vgl. Kap. 5) verwendet wurde sowie eine weitere Analyse, bei der von einer Gleichverteilung der Zonen gleicher Abflußbildung ausgegangen wurde. Bei der zweiten Analyse wird deutlich, welche Parameter zusätzlich sensitiv sind, wenn Zonen gleicher Abflußbildung von Bedeutung sind, die im Bruggagebiet unterrepräsentiert sind.

Die dargestellte Vorgehensweise unterscheidet sich von Sensitivitätsanalysen, wie sie teilweise für stärker physikalisch basierte Modellen durchgeführt wurde (z.B. SCHULLA 1997, LANGE 1999). Dabei wurden die Parameterwerte häufig schrittweise innerhalb subjektiv gesetzten Intervallen variiert und die Veränderung der Modellierung beobachtet (vgl. Sensitivitätsanalyse des Parameters TT). Die Größe der Intervalle richtet sich nach „physikalisch sinnvollen“ Bereichen. Diese Bereiche lassen sich für jeden Parameter (z.B. Infiltrationsrate) über dessen Meßbarkeit definieren. Bei einem konzeptionellen Modell wie TAC lassen sich diese Intervalle nicht direkt ableiten, da sich viele Parameter, wie beispielsweise die verschiedenen Speicherkoeffizienten, nicht direkt im Gelände messen lassen, sondern über Kalibrierung bestimmt werden müssen. Der Vorteil der durchge-

fürten Sensitivitätsanalyse mit Hilfe von prozentualen Parameterwertänderungen ist die direkte Vergleichbarkeit der Parametersensitivität untereinander.

Eine weitere Methode, die Bedeutung einzelner Parameter zu bestimmen, ist, mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen, die Definiertheit eines Parameters zu untersuchen. Dabei werden für jeden Parameter Bereiche definiert und über eine Zufallsfunktion Parametersätze generiert, für die dann ein Modellauf durchgeführt wird. Die Modellergebnisse werden dann aufgrund ihrer Gütemaße klassifiziert. Die Monte-Carlo-Simulationen sollten am besten für sehr viele Parametersätze durchgeführt werden, erst dann kann bestimmt werden, wie groß das Intervall eines Parameters ist, innerhalb dessen gute Modellergebnisse erreicht werden können. Die Interdependenzen zwischen den Parametern werden bei Monte-Carlo-Simulationen implizit berücksichtigt. Gut definierte Parameter weisen nur ein relativ kleines Intervall auf, innerhalb dessen Parameter variiert werden können. Schlecht definierte Parameter können über einen relativ weiten Bereich gleich gute Modellergebnisse liefern. Eine solche Methode wurde von BEVEN & BINLEY (1992) und BEVEN (1993) im GLUE-Ansatz als probates Mittel zur Untersuchung der Parameterunsicherheit vorgeschlagen. Reduzierte Ansätze wurden u.a. VON HARLIN & KUNG (1992), SEIBERT (1997) und (UHLENBROOK ET AL. 1999) angewendet und führten zu den gleichen Ergebnis: Es existiert bei konzeptionellen Modellen eine Vielzahl von Parametersätzen, für die ähnlich gute Simulationsergebnisse erreicht werden. Für einige Parameter sind relativ große Bereiche vorhanden, innerhalb derer akzeptable Modellergebnisse möglich sind. Die gleichen Aussagen wurden von SOROOSHIAN & GUPTA (1995) getroffen, nachdem sie verschiedene automatische Kalibrierungsalgorithmen untersucht haben.

Für TAC wurde aufgrund des beträchtlichen Aufwands nur eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Es ist jedoch davon auszugehen, daß es auch bei TAC mehrere gleich gute Parametersätze und einige schlecht definierte Parameter gibt. An dieser Stelle war es jedoch das Ziel, für den optimierten Parametersatz (Tab. 7.4) die sensitivsten Parameter zu finden, die auch vorwiegend die Simulationsunsicherheit bestimmen. Sollten mit TAC Abflußprognosen angestrebt werden, ist allerdings eine weitergehende Untersuchung der Parameterunsicherheit unablässig.

7.6.2 Ergebnisse der Parametersensitivität

Die Parameter des Schneemoduls (TT , $CFMAX$, $SFCF$) sind alle stark sensitiv (Tab. 7.10). Hingegen zeigten sich die Parameter der Bodenroutine (FC , LP , $BETA$) in den verschiedenen Zonen gleicher Abflußbildung als kaum sensitiv. Die Sensitivitätsanalyse, die unter der Annahme durchgeführt wurde, daß alle Zone gleicher Abflußbildung gleich groß sind, zeigt eine höhere Sensitivität der Parameter, die die mittlere Abflußkomponente (Fließsystem-2) beeinflussen (GWR_H1 , GWR_H2 , GWR_S , GWR_K , D_H1 , D_K1 , P_H , P_K1). Die Parameter, welche die Niedrigwassersimulationen (z.B. M_K , D_K2 , P_K2) steuern, sind vergleichsweise wenig sensitiv. Dies zeigte sich auch, wenn die Veränderung des Gütemasses $\log R_{eff}$ anstatt R_{eff} als Grundlage zur Beurteilung der Sensitivität verwendet wurde, obwohl $\log R_{eff}$ Niedrigwassersituationen stärker berücksichtigt.

Tab. 7.10 Sensitivität der Modellparameter von TAC

N = nicht sensitiv, S = wenig sensitiv, SS = sensitiv, SSS = sehr sensitiv

Parameter	Einheit	Sensitivität (mit Brugga- Raumgliederung)	Sensitivität (ohne Brugga- Raumgliederung)
Schneemodul			
$TT^{1)}$	°C	SSS	SSS
CFMAX	Mm °C ⁻¹ d ⁻¹	SS	SSS
SFCF	-	SS	SSS
Abflußbildungsmodul			
MTD	mm	N	N
GWR_FC	mm	N	S
GWR_BETA	-	N	N
GWR_H1	mm	N	S
GWR_H2	mm	N	SSS
GWR_S	-	N	SS
GWR_K	d ⁻¹	N	SS
M_FC	mm	N	N
M_BETA	-	N	N
M_K	d ⁻¹	N	N
B_FC	mm	N	N
B_BETA	-	N	N
B_K	d ⁻¹	N	SSS
D_FC	mm	N	N
D_BETA	-	N	N
D_H1	mm	S	SSS
D_H2	mm	₂₎	₂₎
D_K0	d ⁻¹	₂₎	₂₎
D_K1	d ⁻¹	N	SS
D_K2	d ⁻¹	N	N
H_FC	mm	N	N
H_BETA	-	N	N
H_K	d ⁻¹	SS	N
P_FC	mm	N	N
P_BETA	-	N	N
P_H	mm	SS	SSS
P_T	mm	N	S
P_K0 ³⁾	d ⁻¹	N	N
P_K1	d ⁻¹	SS	SSS
P_K2	d ⁻¹	N	N
Alle LP-Parameter ⁴⁾	-	N	N
Alle P-Parameter ⁴⁾	mm d ⁻¹	N	S
KS_t ₀	s	N ⁵⁾	N ⁵⁾
KS_PD	-	N ⁵⁾	N ⁵⁾

Hinweise/Fußnoten zu Tab. 7.10:

- 1) Sehr starke Änderung der Modelleffizienz ($> 0,004$) bei Variation des Parameterwertes um $\pm 0,2$ °C.
- 2) Modellparameter wurde bei der Kalibrierung nicht verwendet.
- 3) Modellparameter ist bei der Kalibrierung nur für sehr kurze Zeit aktiv, daher ist die Aussage über die Sensitivität unsicher.
- 4) Zusammenfassung der Parameter, die flächenkonzentriert für die Zonen GWR, M, B, D, H und P verwendet wurden.
- 5) Bei den im Bruggagebiet beobachteten langen Verweilzeiten von mehr als 100 Tagen ist der Parameter nicht sensitiv, bei kürzeren Verweilzeiten kann das anders aussehen.

Die Sensitivität des Parameters TT konnte nicht wie die anderer Parameter untersucht werden (siehe Kap. 7.6.1). Deshalb wurde TT schrittweise variiert und die Auswirkungen der Parameteränderung für die Modellierung beobachtet. Die Auswirkungen von TT -Variationen für die Prozesse des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze sind sehr groß (Abb. 7.15, oben). Demnach ist TT für die Einzugsgebietsmodellierung als sehr sensitiv zu bezeichnen. Eine möglichst gute Bestimmung des Parameters ist von großer Wichtigkeit. Jedoch kann TT in einem gebirgigen Gebiet nur über Kalibrierung bestimmt werden.

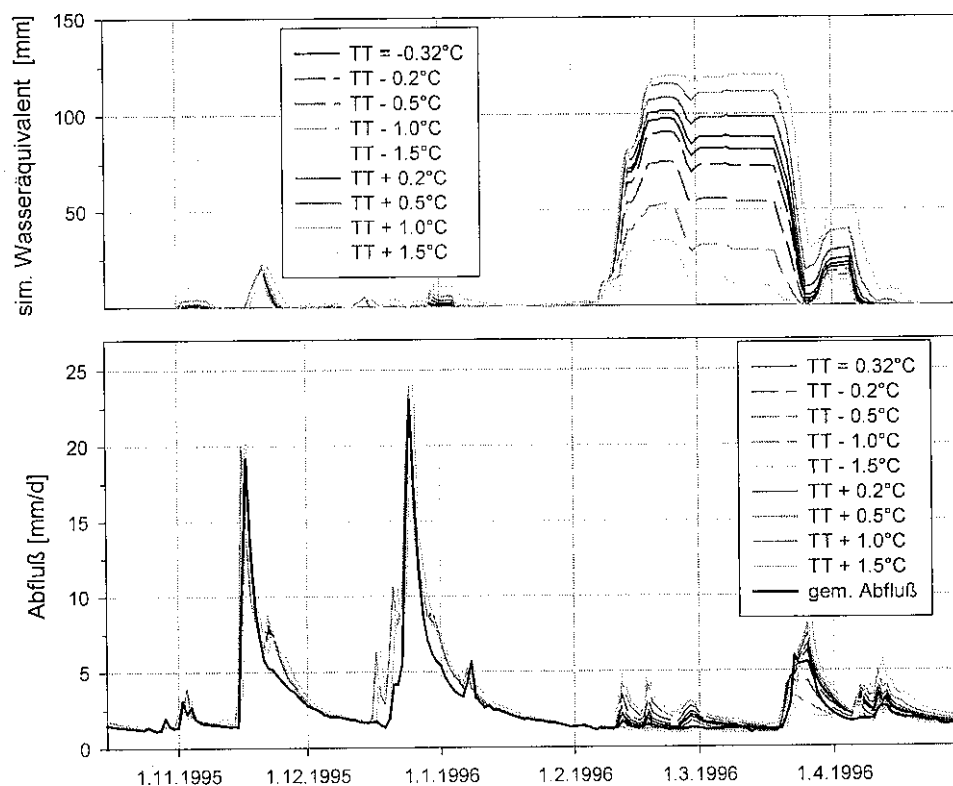


Abb. 7.15 Auswirkungen von Parametervariationen von TT auf die Modellierung mit TAC im Bruggagebiet (Periode 15.10.1995 – 30.04.1996)

7.7 Fazit für die TAC-Anwendung im Bruggagebiet

Das TAC Modell wurde für die Periode 15.7.1995 - 7.10.1998 im Bruggagebiet angewendet. Es bedarf hierfür der Aufbereitung der Eingangsdaten, bei der für das Untersuchungsgebiet geeignete Verfahren verwendet werden müssen. Die Kalibrierung des Modells auf den Gebietsabfluß erbrachte gute Ergebnisse für die Wasserhaushaltsmodellierung. Es konnte ein Parametersatz ermittelt werden, bei dem die Parameterwerte in zu erwartenden Größenordnungen liegen, soweit diese aus Gebietseigenschaften abgeschätzt werden können. Die Modellergebnisse für die Simulation des Abflusses entsprechen mindestens denen, die mit anderen konzeptionellen Modellen (z.B. PRMS, TOPMODEL und HBV) bei der gegebenen Datenlage erreicht werden können.

Das Ziel war es jedoch nicht, nur den Gesamtabfluß entsprechend zu modellieren, sondern alle hydrologischen Prozesse möglichst realistisch nachzuempfinden. Die Simulation der Evapotranspiration und Bodenspeicherung wurde adäquat durchgeführt und die Resultate entsprechen qualitativ den Werten in benachbarten Untersuchungsgebieten. Leider gibt es im Bruggagebiet keine Messungen dieser Größen, an den die simulierten Werte validiert werden könnten.

Eine Validierung des Modells wurde zum einen an einer unabhängigen Periode vorgenommen. Die dort erzielte Güte der Abflußsimulation entsprach ungefähr der des Kalibrierungszeitraumes. Zusätzlich wurde versucht, eine Modellvalidierung an internen Systemzuständen und -flüssen unter Berücksichtigung zusätzlicher Daten (multiple response validation) durchzuführen. Dafür wurde die Simulation des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze mit Messungen auf dem Feldberg verglichen. Die generelle Dynamik dieser Prozesse wurde vom Modell gut erfaßt, eine genauere Beurteilung der Schneeroutine im Gesamtgebiet war bei der gegebenen Datenlage nicht möglich. Die von Schnee beeinflussten Perioden erwiesen sich allerdings als schwierig zu simulieren. Im weiteren wurde die Modellierung der am häufigsten vorkommenden Zone gleicher Abflußbildung (periglaziale Deckschichten) mit den Abfluß- und Silikatmessungen an einer Quelle verglichen, deren Einzugsgebiet von periglazialen Deckschichten geprägt ist. Die Abflußmessungen der Quelle wurden gut nachempfunden, ebenso die Dynamik der Silikatänderungen während eines Hochwassers.

Neben den Wasserflüssen können in TAC die Konzentrationen von konservativen Tracern simuliert werden, wenn die notwendigen tracerhydrologischen Untersuchungen im Einzugsgebiet durchgeführt wurden. Dies wurde für den geogenen Tracer gelöste Kieselsäure (Silikat) zufriedenstellend gemacht. Es konnte gezeigt werden, wie die Modellierung von TAC neben dem Vergleich von gemessener und simulierter Abflußganglinie auch anhand des Verlaufs von gemessener und simulierter Tracerkonzentration beurteilt werden kann. Zusätzlich konnte ein Vergleich der simulierten Abflußanteile von TAC mit den mit ^{18}O und ^3H bestimmten Abflußanteilen vollzogen werden. Die simulierten und gemessenen Abflußanteile einer Periode von knapp drei Jahren entsprachen sich und zeigten jeweils eine Dominanz des Fließsystems-2.

Mit einer Sensitivitätsanalyse konnten die wichtigsten Parameter des Modells bestimmt werden. Es erwiesen sich insbesondere die Parameter der Schneeroutine und die Parameter

der Abflußbildungsroutine, die das Fließsystem-2 bestimmen, als sensitiv. Die Bodenparameter und die der langsamen Abflußkomponente waren verhältnismäßig wenig sensitiv.

Die erzielten Ergebnisse für die Modellierung des Wasserhaushalts, der Simulation der verschiedenen hydrologischen Prozesse sowie die Validierungen der Modellierungen mit unterschiedlichen Daten (Gebietsabfluß, Schneehöhe, Abfluß an einer Quelle, Silikatkonzentrationen und Abflußanteile bestimmt über Umweltisotope) ergeben: Der Modellansatz von TAC mit der zu Grunde gelegten Raumgliederung (Kap. 5) und der gewählten Konzeptionalisierung der Abflußbildung und der anderen hydrologischen Prozesse (Kap. 6) haben sich für eine prozeßorientierte Modellierung im Bruggagebiet als geeignet erwiesen.

8 Diskussion

8.1 Diskussion der experimentellen Untersuchungen

Die methodische und inhaltliche Diskussion der einzelnen experimentellen Resultate wurde bereits in den Kap. 4.3.3 und 4.4.3 durchgeführt. Im folgenden werden experimentellen Ergebnisse im Gesamtzusammenhang diskutiert und ihrer Bedeutung im Hinblick auf die Einzugsgebietsmodellierung erläutert.

8.1.1 Vergleich der mit verschiedenen Methoden bestimmten Abflußanteile

Ein Vergleich über die mit verschiedenen Methoden bestimmten Abflußanteile ist in Tabelle 8.1 dargestellt. Die Berechnung der Abflußanteile aufgrund der ^{18}O - und ^3H -Messungen wurde mit dem in Kapitel 4.4.3 beschriebenen Ansatz durchgeführt. Die Anteile, die mit dem TAC-Modell bestimmt wurden, basieren auf der Gruppierung der 13 einzelnen Abflußkomponenten (vgl. Kap. 6.2.4) zu den drei Hauptabflußkomponenten, die anhand der experimentellen Untersuchungen vorgenommen wurde (vgl. Kap. 7.1.6). Das konzeptionelle PRMS-Modell (LEAVESLEY ET AL. 1983) wurde von MEHLHORN (1998) im Bruggagebiet angewendet. Es unterscheidet drei Abflußkomponenten: Der Direktabfluß wird dabei auf Sättigungsflächen gebildet, eine Interflowkomponente steht für den Wasserrumsatz in den Hangschutt-speichern und eine Grundwasserkomponente generiert den Basisabfluß.

Das analytische Ganglinienseparationsprogramm DIFGA basiert auf einer Rezessionsanalyse (SCHWARZE 1985). Mit Hilfe des halblogarithmischen Auftragens der Abflußganglinie werden schrittweise die Speicherkonstanten von bis zu vier parallel geschalteten Einzellinearspeichern angepaßt. Dabei wird mit der langsamsten Abflußkomponente begonnen. Für die folgenden Komponenten wird von einer Differenzganglinie des gemessenen Abflusses ohne die bereits abgetrennten Komponenten ausgegangen. Die vierte und letzte Komponente wird als Restgröße aus den bereits bestimmten Abflußanteilen und dem gemessenen Abfluß bestimmt. Die Rezessionsanalyse wurde auf Tageswertbasis unter Berücksichtigung der gesamten Meßreihe an der Brugga seit 1945 durchgeführt (BRAUN 1997, MEHLHORN 1998). Es konnten vier Speicherräume mit den folgenden Speicherkonstanten [d] nachgewiesen werden: Langsamer Basisabfluß (QG2) 340 d, schneller Basisabfluß (QG1) 15 d, langsamer Direktabfluß (RD2) 3,8 d und schneller Direktabfluß (RD2) < 1 d. Die Speicherkonstante entspricht der mittleren Verweilzeit des mobilen Wassers im Speicher. Die Zuordnung der mit DIFGA bestimmten Speicherräume zu den Wasserherkunftsräumen (Tab. 8.1) wurde von MEHLHORN (1998) unter Berücksichtigung der tracerhydrologischen Untersuchungen vorgenommen (vgl. SCHWARZE ET AL. 1991).

Tab. 8.1 Vergleich der ermittelten Abflußanteile [%] mit verschiedenen Methoden für die Periode 15.07.1995 – 30.04.1996

Abflußkomponente	^{18}O - ^3H -Messungen	TAC	PRMS	DIFGA
Direktabfluß	10,8	10,4	8,1	18,0
Fließsystem-2	63,2	68,2	59,5	44,9 ¹⁾
Fließsystem-1	26,0	21,4	32,4	37,1

¹⁾ Zusammenfassung der Abflußkomponenten schneller Basisabfluß (QG1) und langsamer Direktabfluß (RD2)

Bei allen angewendeten Methoden zeigt sich die Dominanz des Fließsystems-2. Das Direktabflußsystem macht den geringsten Anteil am Gesamtabfluß aus. Der Wasserumsatz in dem Fließsystem-1 wurde auf ungefähr ein Drittel eingeschätzt. Die Ergebnisse der ^{18}O - und ^3H -Messungen stimmen in Anbetracht der Genauigkeit dieser Methode recht gut mit den vom TAC-Modell berechneten Abflußanteilen überein. Die Resultate des PRMS-Modells differieren nur relativ wenig. Deutlich unterschiedliche Ergebnisse für die drei Abflußanteile zeigt das DIFGA-Modell, welches einen fast doppelt so hohen Anteil des Direktabflusses und einen wesentlich geringeren Anteil des Fließsystems-2 angibt.

Bei diesem Methodenvergleich ist zu betonen, daß mit Tracermethoden die Abflußanteile von Herkunftsräumen bestimmt werden. Im TAC-Modell wurde versucht, die Wasserumsätze in den Herkunftsräumen möglichst realistisch nachzuvollziehen. Demnach war die gute Übereinstimmung der mit TAC bestimmten Abflußanteile mit den über die ^{18}O - und ^3H -Auswertung bestimmten Anteile zu erwarten, bzw. kann als Bestätigung der richtigen Modellstruktur von TAC gewertet werden. Bei der Kalibrierung des PRMS-Modells wurden ebenfalls Gebietsinformationen, wie beispielsweise der relativ geringe Flächenanteil der Sättigungsflächen, berücksichtigt. Demnach stimmt der Direktabflußanteil recht gut mit dem über die Tracermethode bestimmten Anteil überein. Bei der Verwendung des DIFGA-Modells werden die Abflußanteile aufgrund ihrer Abflußdynamik ausgeschieden. Diese Unterscheidung der Abflußkomponenten muß nicht mit der herkunftsraumorientierten Abflußkomponentenseparation übereinstimmen (u.a. UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997c). Beispielsweise können Teile des Fließsystems-2 über bestimmte Abflußbildungsprozesse direkt zur Hochwasserbildung beitragen (vgl. Kap. 4.5), und sind deshalb aufgrund der Abflußdynamik dem schnellsten Fließsystem zu zuordnen. Dies erklärt die Diskrepanz zwischen dem Direktabflußanteil, der mit dem DIFGA-Modell bestimmt wurde im Vergleich zu den mit anderen Methoden ermittelten Direktabflußanteilen. Der mit dem DIFGA-Modell bestimmte Anteil des Fließsystems-1 ist fast doppelt so groß wie der mit anderen Methoden bestimmte Anteil. Dem Fließsystem-2 wird wiederum gemäß DIFGA ein deutlich kleinerer Abflußanteil zugewiesen. Dies läßt sich dadurch erklären, daß die tieferen Bereiche des Fließsystems-2 zwar aufgrund der tracerhydrologischen Charakterisierung dem Fließsystem-2 zuzuordnen sind, jedoch aufgrund der Abflußdynamik zu dem am langsamsten reagierenden Speicherraum gehören.

8.1.2 Verweilzeiten des Wassers und Abflußdynamik

Bei der Bestimmung der Verweilzeitenverteilung des Wassers in den beiden indirekten Fließsystemen wurde für das Fließsystem-1 (kristalliner Kluftgrundwasserleiter und Verwitterungsdecken der Hochlagen) eine mittlere Verweilzeit von 6 – 9 Jahren und für das Fließsystem-2 (Hanggrundwasserkörper in den Deckschichten) eine mittlere Verweilzeit von 2 – 3 Jahren ermittelt. Über einfache geometrische Berechnungen konnte darauf aufbauend die mittlere Grundwassermächtigkeit der oberflächennahen Aquifere und die Porosität des Kluftgrundwasserleiters abgeschätzt werden, die als plausibel angesehen wurden.

Werden die mit Tracern ermittelten Verweilzeiten mit den Speicherkonstanten, die mit Hilfe von Rezessionsanalysen ermittelt wurden, verglichen, so sind große Unterschiede zu verzeichnen. Beispielsweise wurde mit dem DIFGA-Modell für den langsamen Basisabfluß eine Speicherkonstante von 340 Tagen ermittelt (siehe Kap. 8.1.1). Dieser Wert entspricht dem von SCHWARZE ET AL. (1997) angegebenen Bereich für Einzugsgebiete mit Gneis von 300 – 380 Tagen. Das mittlere Alter des Wassers wurde mit Umweltisotopen auf 7,2 Jahre (2580 Tage) bestimmt. Der Unterschied dieser Verweilzeiten ist dadurch begründet, daß es mobile und immobile Bereiche im Speicherraum gibt (doppeltporöses Medium). Isotope diffundieren in die immobilen Bereiche und werden dort zurückgehalten (u.a. MALOSZEWSKI & ZUBER 1985). Bei einem Kluftgrundwasserleiter können die Klüfte als mobile Bereiche angesehen werden. Die Gesteinsmatrix und die Mikroklüfte stellen die immobilen Bereiche dar. Über Rezessionsanalysen bestimmte mittlere Verweilzeiten entsprechen den mittleren Verweilzeiten des mobilen Wasser. Im Gegensatz dazu entspricht die mit Hilfe von Tracern bestimmte mittlere Verweilzeit dem mittleren Alter des Wasser im gesamten System. Mit Gleichung 8.1 kann der Retardationsfaktor über das Verhältnis der beiden Verweilzeiten ermittelt werden. Zusätzlich kann das mobile und immobile Wasservolumen sowie die aktive und inaktive Porosität bestimmt werden (u.a. MALOSZEWSKI & ZUBER 1985, HERRMANN ET AL. 1989, MEHLHORN 1998).

$$R_a = \frac{t_t}{t_w} = \frac{V_{gesamt}}{V_{aktiv}} = 1 + \frac{V_{inaktiv}}{V_{aktiv}} = 1 + \frac{n_{inaktiv}}{n_{aktiv}} \quad (8.1)$$

$$V_{gesamt} = V_{aktiv} + V_{inaktiv} \quad (8.2)$$

R_a	=	Retardationsfaktor [-]
t_t	=	Verweilzeit des diffusiven Stoffes, z.B. Tracer [s]
t_w	=	Verweilzeit des mobilen Wasser [s]
V_{gesamt}	=	Gesamtwasservolumen [m ³]
V_{aktiv}	=	aktives bzw. mobiles Wasservolumen [m ³]
$V_{inaktiv}$	=	inaktives oder immobiles Wasservolumen [m ³]
$n_{inaktiv}$	=	inaktive Porosität [-]
n_{aktiv}	=	aktive Porosität [-]

Für das Fließsystem-1 ergibt sich ein Retardationsfaktor von 7,6 und ein Verhältnis der aktiven zur inaktiven Porosität von 1 : 6,6. MEHLHORN (1998) hat im Bruggagebiet einen Retardationsfaktor von 2,7 und ein Verhältnis der Porositäten von 1 : 1,7 bestimmt. Diese Werte beruhen allerdings auf einer Unterschätzung der Verweilzeiten des Wassers im Fließsystem-1 (Kap. 4.4.2.3). In einer vergleichbaren Studie im Alptalgranit im Südschwarzwald gibt HIMMELSBACH (1993) ein Verhältnis der beiden Porositäten von 1 : 20 bis 1 : 50 an. HERRMANN ET AL. (1989) ermittelten für den Kluftgrundwasserleiter der Langen Bramke einen Retardationsfaktor von 1,5 und für ein Brunnenfeld einen Retardationsfaktor von 3,6. Demnach erscheinen die für das Bruggagebiet ermittelten Werte plausibel.

Abschließend soll noch einmal betont werden, daß bei der Verwendung der mit Tracern bestimmten mittleren Verweilzeiten in einem Einzugsgebietsmodell die Unterschiede zu den Verweilzeiten des mobilen Wassers über den Retardationsfaktor berücksichtigt werden müssen (vgl. HERRMANN ET AL. 1989, BERGMANN ET AL. 1996, MEHLHORN 1998). Über den Vergleich der Tracerverweilzeit und der Verweilzeit des mobilen Wassers kann das Verhältnis der aktiven zur inaktiven Porosität berechnet werden. Sollen die mit natürlichen Tracern bestimmten Verweilzeiten direkt in einem Einzugsgebietsmodell verwendet werden, muß das Verhältnis der Porositäten unabhängig davon bestimmt werden, beispielsweise mit kombinierten Pump- und Markierversuchen. Zusätzlich ist der Austausch zwischen den beiden Porositätsbereichen des Speicherraumes zu berücksichtigen.

8.1.3 Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit anderen Studien

Die experimentellen Untersuchungen zur Abflußbildung haben bezüglich der Anteile der Abflußkomponenten im Bruggagebiet folgendes gezeigt: Direkte Abflußkomponenten können während einzelner Hochwasserereignisse kurzfristig bis zu 50 % des Abflusses ausmachen, während des gesamten Ereignisses ist der Anteil jedoch geringer als 30 %. Über längere Zeiträume von mehreren Monaten tragen Direktabflußkomponenten im Bruggagebiet einen Anteil von ungefähr 10 % zum Gesamtabfluß bei. Ähnliche Beobachtungen wurden bei vielen anderen Untersuchungen in gebirgigen und vorwiegend bewaldeten Einzugsgebieten gemacht (u.a. HERMANN ET AL. 1989, McDONNELL ET AL. 1991, BAZEMORE ET AL. 1994, HINTON ET AL. 1994, PETERS ET AL. 1995, SCHWARZE 1996).

Bei Abflußbildungsuntersuchungen, in denen nur Zwei-Komponententrennungen mit ^{18}O oder ^2H für einzelne Hochwasserereignisse durchgeführt wurden, d.h. eine verweilzeitenorientierte Ganglinienseparation in Ereignis- und Vorereigniswasser gemacht wurde, konnte jeweils der große Anteil des Vorereigniswassers nachgewiesen werden (u.a. SKLASH & FARVOLDEN 1979, HERRMANN & STICHLER 1980, RODHE 1987). Bei Studien in gebirgigen Einzugsgebieten, bei denen die indirekte Abflußkomponente weiter aufgeteilt werden konnte, wurde jeweils die große Bedeutung der dritten Abflußkomponente (häufig als Interflow oder lateral abfließende Bodenwasserkomponente bezeichnet) nachgewiesen (u.a. BAZEMORE ET AL. 1994, HINTON ET AL. 1994, MEROT ET AL. 1995, TANAKA & ONO 1998). Diese Ergebnisse von Einzelereignisuntersuchungen entsprechen den erzielten Resultaten im Bruggagebiet.

8.2 Der Modellansatz von TAC

Mit dem Tag-Grad-Verfahren wurde für das *Schneemodul* ein relativ einfacher Ansatz verwendet, da für physikalisch besser basierte Ansätze (z.B. Verfahren nach ANDERSON (1973), KNAUF (1980) oder BRAUN (1985)) die Datenbasis nicht gegeben war. Es gibt auch Verfahren, die ebenfalls auf dem Tag-Grad-Verfahren basieren, jedoch etwas komplexer sind (z.B. berücksichtigen sie zwei Temperaturschwellenwerte beim Schneedeckenaufbau (SCHULLA 1997) oder verwenden zeitlich variable Tag-Grad-Faktoren (GURTZ ET AL. 1997). Komplexere Ansätze haben jedoch gleichzeitig mehr Parameter, die für das ganze Einzugsgebiet schwierig zu bestimmen sind bzw. regionalisiert werden müssen, womit eine zusätzliche Ungenauigkeit verbunden ist. Ein direkter Vergleich der Modellierung von Schneeschmelzperioden (Periode 1975 – 1984) der in TAC verwendeten Schneeroutine mit der physikalisch basierteren Routine des PRMS Modells (vgl. MEHLHORN 1998), zeigte keine Verbesserung der Abflußmodellierung mit dem aufwendigeren Ansatz. Inwiefern die räumliche Verteilung mit dem komplexeren Ansatz besser erfaßt wurde, konnte nicht beurteilt werden. Aus diesen Gründen erscheint die Verwendung des einfacheren Tag-Grad-Ansatzes vertretbar.

Bei der *Bodenroutine* wurde eine stark vereinfachte Konzeptionalisierung gewählt. In der Literatur sind wesentlich komplexere, physikalisch basierte Ansätze beschrieben (z.B. BRONSTERT 1994, MERZ 1996, SAMBALE 1998), die jedoch wiederum einen wesentlich höheren Datenanspruch haben, der flächenhaft nicht befriedigt werden kann. Die Interzeption ist in die Bodenroutine integriert, hier gibt es ebenfalls physikalisch basiertere Ansätze (z.B. RUTTER ET AL. 1975, MENZEL 1997). Prozesse wie beispielsweise Bodenfrost, der eine Veränderung der Infiltrations- und Speichereigenschaften bewirken kann, oder der kapillare Aufstieg aus Grundwasserspeichern werden in dem verwendeten Ansatz der Bodenroutine nicht berücksichtigt. Es ist wiederum zu betonen, daß es bei der TAC-Entwicklung das Ziel war, mit relativ einfachen, gering parameterisierten Ansätzen zu arbeiten und den Schwerpunkt auf eine möglichst realistische Modellierung der Abflußbildungsprozesse zu legen. In Untersuchungsgebieten mit besseren Bodendaten (z.B. Gründigkeit, hydraulische Leitfähigkeit, Feldkapazität etc.) sollten physikalisch basiertere Ansätze eingesetzt werden. Der verwendete Ansatz bietet, trotz seiner starken Vereinfachung und der geringen Anzahl von nur zwei Parametern die Möglichkeit, Speicherung und Versickerung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte mit einem nicht-linearen Ansatz realitätsnah zu modellieren. Bei einer geringeren Bodenfeuchte als 60 % der maximalen Bodenspeicherkapazität wurde die aktuelle Verdunstung linear gegenüber der potentiellen Verdunstung abgemindert. Die Festlegung dieses Schwellenwertes auf 60 % (Parameter: *LP*) richtet sich nach MENZEL (1997). Beim HAUDE-RENGER-Verfahren wird für diesen Wert von 70 % ausgegangen (RENGER ET AL. 1974). Aufgrund der ganzjährig hohen Bodenfeuchte im Bruggagebiet und der damit verbundenen geringen Sensitivität des Parameters hat dieser Unterschied keine weiteren Auswirkungen.

Das Ziel bei der Entwicklung der *Abflußbildungsroutine* war es, die Erkenntnisse bezüglich der Abflußbildung aus den experimentellen Untersuchungen in die Modellierung zu integrieren. Dafür wurde das entwickelte Konzeptmodell der Abflußbildung im Bruggagebiet (Kap. 4.5) auf das Einzugsgebiet übertragen, indem eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse erstellt wurde (Kap. 5). Für Teilflächen mit den

gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen wurden dann spezifische Abflußbildungs-routinen entworfen. Die verwendeten konzeptionellen Ansätze boten sich an, da für physikalisch besser basierte Ansätze (z.B. BRONSTERT 1994, MAURER 1996, FAEH 1997) die Datenlage nicht gegeben war und wahrscheinlich in einem mesoskaligen Einzugsgebiet auch nie vorhanden sein wird. Zusätzlich haben diese Ansätze Schwierigkeiten bei der Modellierung verschiedener Porensysteme, da der Übergang zwischen den Porensystemen schwierig zu beschreiben ist und es hier für kaum Messungen gibt (u.a. KATZENMAIER 1997). Die verwendeten konzeptionellen Ansätze sind hingegen leicht nachzuvollziehen und einfach anzuwenden. Beim Vergleich eines physikalisch basierten, numerischen Hangwassersmodells (HYDRUS-2D, Simuek et al. 1994, zit. in Holzmann et al. 1998) mit einem einfachen konzeptionellen Modell (TOPSIMPL, SAULNIER 1996, zit. in HOLZMANN ET AL. 1998) konnte gezeigt werden, daß die Abflußsimulationen mit dem einfachen Modell die gleiche Güte haben wie die Simulationen mit dem komplexen, schwierig zu parameterisierenden Modell (HOLZMANN ET AL. 1998). Wären bei TAC besser physikalisch basierte Ansätze verwendet worden, ohne die Parameter dieser Ansätze aus Geländeinformationen ableiten zu können, sondern sie über Kalibrierung zu bestimmen, hätten diese Ansätze wieder einen konzeptionellen Charakter (u.a. BEVEN 1989, BLÖSCHL 1996).

Bei der Konzeptionalisierung der Abflußbildungsroutine wurden überwiegend Ansätze verwendet, die auf dem Einzellinearspeicheransatz aufbauen. Die meisten hydrologischen Prozesse sind jedoch stark nicht-lineare Prozesse. Durch die Verwendung verschieden schnell reagierender, linearer Systeme sowie durch zusätzlich episodisch aktive Speichersysteme, wird die gesamte Simulation jedoch nicht-linear. Bei gegebener Speicherfüllung im Gesamtgebiet können auch in Abhängigkeit von der hydrologischen Situation verschiedene Gebietsabflüsse modelliert werden. Die Abflußsimulation hängt davon ab, wie die jeweiligen Speicher in den Höhenzonen im einzelnen gefüllt sind. Somit ist auch die Simulation von Hysteresen zwischen dem Abfluß und Grundwasserspeicherfüllungen oder chemischen Parametern möglich, die in der Natur häufig beobachtet wurden (vgl. u.a. SCHÖNINGER 1990, SYMADER 1993, HERRMANN 1994, McDONNELL ET AL. 1998). Es wäre noch die Eignung von anderen nicht-linearen Ansätzen zu prüfen, beispielsweise inwiefern die Grundwasseroutine von TOPMODEL (BEVEN & KIRBY 1979) geeignet ist, um die Abflußbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten mit Deckfolge (vgl. „transmissivity feedback“ als dominanter Abflußbildungsprozeß, Kap. 6.2.4.5) besser zu modellieren. Gute Erfahrungen mit dieser Routine wurde bereits in dem Modell WASIM-ETH gemacht (SCHULLA 1997). Zusammenfassend muß betont werden, daß bei der Konzeptionalisierung der Abflußbildung sehr einfache Ansätze angewendet wurden, insbesondere in Anbetracht der komplexen, heterogenen, natürlichen Systeme (u.a. BEVEN 1989). Durch die Beschränkung auf die jeweils dominanten Abflußbildungsprozesse einer Teilfläche gelang es jedoch, eine prozeßorientierte Beschreibung der Abflußbildung auf Einzugsgebietsskala in das Modell zu integrieren.

Die *Stofftransportmodellierung* ist in der vorliegenden Modellversion nur für ideale Tracer möglich, deren Konzentrationen in den einzelnen Wasserherkunftsräumen über tracerhydrologische Untersuchungen bestimmt wurden. In gleicher Weise wurde in dem Modell von HUTCHINS ET AL. (1995) ANC-Werte („acid neutralization capacity“) verschiedenen konzeptionellen Speichern zugewiesen. Insofern ist bei TAC oder vergleichbaren Modellen keine echte Stofftransportmodellierung realisiert, wie dies beispielsweise in den Modellen MAGIC (COSBY ET AL. 1985) oder CREAMS (KNISEL 1993) der Fall ist. Diese

Modelle haben chemische und biologische Modellkomponenten, in denen verschiedene Stoffumsetzungsprozesse über Gleichgewichtsreaktionen beschrieben werden. Leider ist die hydrologische Komponente in diesen Modellen häufig stark vereinfacht, d.h. es handelt sich häufig um Blockmodelle oder es wird das SCS-Verfahren für die Abflußbildung angewendet. Aufgrund der realitätsnäheren Modellierung der Abflußbildung und damit der lateralen unterirdischen Prozesse in TAC, erscheint die Kombination der beiden Modellansätze eine vielversprechende Alternative zu sein. Eine echte Stofftransportmodellierung würde jedoch eine physikalisch basiertere Prozeßbeschreibung der Wasserflüsse im Boden voraussetzen, als es mit dem vorliegenden konzeptionellen Ansatz möglich ist. Das würde wiederum den Datenanspruch des Modells steigern. Zusätzlich müßte eine korrekte Simulation der Wasserflüsse zwischen mobilen und immobilisierenden Bereichen im Boden und Grundwasser realisiert sein (vgl. Kap. 8.1.2).

Ein großes Problem von konzeptionellen Modellen ist die *Überparameterisierung* (u.a. BEVEN 1989, JAKEMAN & HORNBERGER 1993, GAUME ET AL. 1998), wobei viele Parameter eine physikalische Basis haben, aber in der Einzugsgebietsskala nicht meßbar sind, sondern über Kalibrierung als effektive Parameter bestimmt werden müssen. Beispielsweise sind im Modell PRMS 67 Parameter enthalten (MEHLHORN 1998), die teilweise noch räumlich und zeitlich variabel verwendet werden können, was die gesamte Parameteranzahl noch beträchtlich steigert. In vorliegenden TAC-Version sind 37 Parameter enthalten. Für die meisten dieser Parameter können Größenordnungen der Parameterwerte aus Gebietsinformationen abgeleitet werden können. Die exakte Parameterwertbestimmung erfolgt bei den meisten Parametern jedoch über Kalibrierung an der Größe des gemessenen Abflusses. Es ist davon auszugehen, daß es mehrere annähernd gleich gute Parametersätze zu Simulation des Abflusses gibt (vgl. u.a. MEIN & BROWN 1978, BEVEN & BINLEY 1992, DUAN ET AL. 1992, BEVEN 1993, SOROOSHIAN & GUPTA 1995). Deshalb ist die Validierung der Modellanwendung in einem Einzugsgebiet mit verschiedenen Methoden von besonderer Bedeutung, um die Zuverlässigkeit der Modellsimulation abschätzen zu können (Kap. 8.3.2).

Ein weiteres Problem bei der Verwendung konzeptioneller Modelle ist die *Unsicherheit der Modellstruktur*, d.h. es fehlen objektive Kriterien, um zu entscheiden, ob ein bestehendes Modell alle Prozesse richtig konzeptionalisiert hat und somit für die Modellierung in einem Untersuchungsgebiet geeignet ist (u.a. BECK 1987, MELCHING ET AL. 1990, PIÑOL ET AL. 1997, MROCZKOWSKI ET AL. 1997). Häufig können verschiedene und auch ungeeignete Modellkonzeptionalisierungen zufriedenstellende Simulationen des Gesamtabflusses hervorbringen (z.B. KLEMES 1986, GRAYSON ET AL. 1992, PIÑOL ET AL. 1997). Als Beispiel für eine eigentlich ungeeignete Konzeptionalisierung der Abflußbildung können auch die Ergebnisse der TOPMODEL-Anwendung im Bruggagebiet dienen (GÜNTNER ET AL. 1999A). Es war möglich, mit TOPMODEL den Gesamtabfluß zufriedenstellend nachzumodellieren, obwohl die Anteile der Abflußkomponenten sowie die Dynamik der Sättigungsflächen falsch wiedergegeben wurde. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen auch KIRNBAUER ET AL. (1996) bei einem Vergleich der simulierten und beobachteten Sättigungsflächen in einem alpinen Gebiet. Bei TAC ist ebenfalls eine Unsicherheit aufgrund der Modellstruktur vorhanden, da es als konzeptionelles Modell eine starke Abstraktion der komplexen hydrologischen Prozesse beinhaltet. Was die Unsicherheit der Abflußbildungsroutine betrifft muß betont werden, daß sie speziell für die Verhältnisse im

Bruggagebiet entworfen wurde und auf den experimentellen Resultaten aufbaut. Somit ist diese Unsicherheit im Bruggagebiet kleiner als bei anderen Einzugsgebietsmodellen.

Da die Abflußbildungsroutine speziell für das Bruggagebiet entworfen wurde, stellt sich die Frage nach der *Übertragbarkeit von TAC* auf andere Untersuchungsgebiete. Es wurden bereits einige der in gebirgigen Einzugsgebieten vorkommenden Abflußbildungsprozesse in TAC berücksichtigt. Es sind auch Prozesse integriert, bei denen der prozentuale Anteil der Flächen, auf denen diese Prozesse im Bruggagebiet dominieren recht gering ist. Beispielsweise nehmen die Flächen auf denen Groundwater Ridging dominiert weniger als 3 % ein. In einem anderen Untersuchungsgebiet müßte zuerst eine Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse gemacht werden. Sollten zusätzliche Abflußbildungsprozesse von Bedeutung sein, die nicht adäquat mit den in TAC integrierten Routinen beschrieben werden können, müßte eine Modellerweiterung vorgenommen werden.

8.3 TAC-Anwendung im Bruggagebiet

8.3.1 Simulation des Wasserhaushaltes

Die Aufbereitung der Eingangsdaten wird außerhalb von TAC durchgeführt. Hierbei sollten für das jeweilige Untersuchungsgebiet geeignete und der Datenlage entsprechende Verfahren zum Einsatz kommen. Bei der Ermittlung des *Gebietsniederschlags* wurde ein relativ einfaches Verfahren angewendet (Thiessen-Polygon- gekoppelt mit Isohypsen-Verfahren). In Einzugsgebieten mit einer höheren Stationsdichte sollten jedoch bessere räumliche Interpolationsverfahren, wie beispielsweise das geostatistische Kriging-Verfahren, angewendet werden. Bei der Niederschlagskorrektur wurden monatliche Korrekturfaktoren verwendet (vgl. RICHTER 1995). Der Meßfehler eines Niederschlagsereignisses kann jedoch sehr variabel sein und ist von den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen zum Zeitpunkt des Ereignisses abhängig (u.a. SEVRUK 1981 und 1985). Für die hierfür entwickelten Korrekturverfahren fehlten jedoch die notwendigen meteorologischen Daten. Die meteorologischen Daten hätten von der Gipfelstation auf dem Feldberg übertragen werden müssen, die jedoch aufgrund der exponierten Lage wenig repräsentativ für das Einzugsgebiet ist. Zusätzlich müssen diese Verfahren teilweise noch an lokale Gegebenheiten angepaßt werden. Aus diesen Gründen erschien die Verwendung der monatlichen Korrekturfaktoren als probates Mittel.

Für die Ermittlung der *Gebietsmitteltemperatur* wurde die im Untersuchungsgebiet gemessenen variablen Höhengradienten verwendet. Für die Berechnung der Temperatur in den Höhenschichten innerhalb von TAC stand wiederum das Ziel der Einfachheit im Vordergrund und es wurde ein mittlerer Gradient verwendet. Hierbei wurde der mittlere gemessene Gradient zwischen den Stationen St. Wilhelm, Schauinsland und Feldberg von 0,35 °C pro 100 m genommen. Dieser Gradient ist niedriger als in anderen Untersuchungsgebieten und geringer als der feuchtadiabatische Gradient von 0,5 – 0,7 °C pro 100 m. Dies entspricht qualitativ den Ergebnissen von KOHLER ET AL. (1998). In deren Untersuchung wurde eine geringere Abnahme des Stroms fühlbarer Wärme mit der Höhe

im Vergleich zu der Abnahme der latenten Wärme und der Strahlungsbilanz für den Westrand des Schwarzwaldes gezeigt. Jedoch entspricht der langjährige mittlere Gradient zwischen den Stationen Freiburg (ca. 15 km außerhalb des Untersuchungsgebiets) und Feldberg dem feuchtadiabatischen Gradienten von ca. $0,6\text{ }^{\circ}\text{C pro }100\text{ m}$ (Kap. 2.2). Es zeigte sich allerdings bei einer Anwendung des HBV-Modells (SEIBERT ET AL. 1997), daß die Berücksichtigung der Temperaturdaten der Station Freiburg schlechtere Ergebnisse brachte, vermutlich weil der dort gemessene Temperaturverlauf nicht den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet entsprachen. Der gemessene niedrige Temperaturgradient des Bruggagebiets von $0,35\text{ }^{\circ}\text{C pro }100\text{ m}$ ist wahrscheinlich auf die ausgleichende Wirkung des Waldes, Inversionswetterlagen und auf lokale Windsysteme zurückzuführen. Zusätzlich sind topographisch tiefere Regionen stärker beschattet, wogegen die höheren Lagen der direkten Strahlung stärker ausgesetzt sind.

Zur Berechnung der *potentiellen Evapotranspiration* wurde das Verfahren nach Turc-Wendling angewendet, da es vom DVWK (1996) empfohlen wurde, wenn die Datenlage für die Verwendung des Ansatzes von Penman nicht ausreicht. Um die Modellierung innerhalb von TAC relativ einfach zu gestalten, wurde die ermittelte Verdunstung nicht weiter für einzelne Expositions- oder Vegetationsklassen variiert. Insbesondere die Topographie kann in gebirgigen Einzugsgebieten große Unterschiede im Strahlungshaushalt und somit bei der Verdunstung hervorrufen (u.a. PLÜSS 1997, KOHLER ET AL. 1998), jedoch würde die Berücksichtigung dieses Effektes einer flächendetaillierten Modellierung bedürfen, was den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde.

Mit den ermittelten Eingangsgrößen gelang eine zufriedenstellende Simulation des Wasserhaushaltes. Die *Ergebnisse der Abflußsimulation* sind besser als die Resultate, die mit dem HBV-Modell in der gleiche Untersuchungsperiode erreicht wurden. Sie entsprechen insgesamt den Ergebnissen, die mit anderen konzeptionellen Modellen in anderen Untersuchungsgebieten erreicht werden können. In größeren Einzugsgebieten wurden teilweise höhere Werte für die statistischen Gütemaße erzielt, was durch die ausgleichende Wirkung von großen Gebieten verursacht sein kann (BREMICKER 1998). Probleme gab es bei der Simulation der Abflußspitzen einzelner Hochwasserereignisse, die teilweise mit den verbundenen Meßfehlern (bei Niederschlag und Abfluß) sowie den Ungenauigkeiten durch die Verwendung von Tageswerten erklärt werden können. Der TAC-Ansatz ist in der vorliegenden Version nicht speziell auf die Modellierung von Hochwasserereignissen angelegt, dafür müßte auch mit kürzeren Simulationszeitschritten modelliert werden. Schwierig erwies sich auch die Modellierung der von Schnee beeinflussten Periode. Dies ist auf sich stark ändernde Temperaturhöhengradienten (insbesondere bei Inversionen) und die schwierige Erfassung des Schneeniederschlags zurückzuführen. Die Mittel- und Niedrigwassersituationen wurden mit TAC jedoch sehr gut erfaßt und deutlich besser als mit dem Modell HBV simuliert. Somit kann geschlossen werden, daß mit dem TAC-Ansatz eine gute Simulation des Wasserhaushaltes im Bruggagebiet möglich ist. Dies war jedoch nicht das einzige Ziel der Entwicklung von TAC, da es bereits eine Vielzahl von guten konzeptionellen Wasserhaushaltsmodellen gibt. Die weiteren Ziele der Modellentwicklung, die mit der prozeßorientierten Beschreibung der Abflußbildung verbunden sind, werden im folgenden Kapitel erörtert.

8.3.2 Modellvalidierung

8.3.2.1 Multiple-Response Validation

Mit der erfolgreichen Kalibrierung eines Modells in einer bestimmten Periode kann die generelle Anwendbarkeit des Modellansatzes im Untersuchungsgebiet gezeigt werden. Da aufgrund der Flexibilität eines konzeptionellen Modells mit einer hohen Anzahl von Parametern, die über Kalibrierung bestimmt werden, auch weniger geeignete Modellansätze zu zufriedenstellenden Simulationen des Gesamtabflusses führen können (siehe Kap. 8.2), kommt der *Modellvalidierung* eine besondere Bedeutung zu. Durch eine umfassende Modellvalidierung kann die Zuverlässigkeit der Modellsimulation eingeschätzt und die Schwächen des jeweiligen Modellansatzes aufgedeckt werden. Sie stellt auch die Grundlage für begründete Modellverbesserungen und Weiterentwicklungen dar (u.a. SEIBERT 1999A). Hierbei sollten neben einer zusätzlichen unabhängigen Simulationsperiode möglichst weitere experimentell ermittelte Daten hinzugezogen werden (vgl. „multi-response data“, MROCZKOWSKI ET AL. 1997), um die Modellierung von verschiedenen internen Systemzuständen und Systemflüssen bewerten zu können.

Eine Multiple-response validation wurde von KUCZERA & MROCZKOWSKI (1998) durchgeführt, indem der Salzgehalt im Abfluß und Grundwasserstände bei der Kalibrierung und Validierung eines Salinitätsmodells berücksichtigt wurden. SEIBERT (1999B) konnte, mit Hilfe eines genetischen Algorithmuses als Optimierungsroutine, eine Modifikation des HBV-Modells gleichzeitig auf den Abfluß und gemessene Grundwasserstände kalibrieren und somit das Problem der Parameterunsicherheit verringern. FRANKS ET AL. (1998) konnten für eine erweiterte Version von TOPMODEL ebenfalls die Parameterunsicherheit verringern, in dem sie die Verteilung von Sättigungsflächen im Untersuchungsgebiet bei der Modellvalidierung berücksichtigten. Im Bruggaeinzugsgebiet wurde eine andere Version von TOPMODEL einer umfassenden Modellvalidierung unterzogen (GÜNTNER ET AL. 1999A). Hierbei wurden neben Abflußdaten einer unabhängigen Periode die Ergebnisse einer Rezessionsanalyse, einer Zwei-Komponententrennung mit elektrischer Leitfähigkeit als Tracer und einer Kartierung der Sättigungsflächen herangezogen. Für das BIRKENES-Modell konnten DE GROSBOIS ET AL. (1988) UND HOOPER ET AL. (1988) durch die Kombination von Abfluß- und hydrochemischen Daten zeigen, daß die Wasserflüsse im Modell nicht richtig wiedergegeben werden. Darauf hin überarbeiteten LUNDQUIST ET AL. (1990) das Modell wodurch es möglich war, verbesserte Wasser- und Stofftransportmodellierungen zu bewerkstelligen.

Das Problem bei der Integration punktuell erhobener Daten wie Grundwasserstände, Bodenfeuchte, Schneehöhen etc. ist, daß die Skala in der sie gemessen werden, nicht mit der Arbeitsskala eines Einzugsgebietsmodell übereinstimmt. Deshalb müssen Up- bzw. Downscaling-Prozeduren verwendet werden, um die gemessenen mit den modellierten Daten vergleichen zu können (vgl. BLÖSCHL 1996), wodurch große Unsicherheiten entstehen können. Hier kommen die Vorteile von natürlichen Tracern und der aus ihnen abgeleiteten Größen wie beispielsweise Anteile von Abflußkomponenten zur Geltung. Sie werden am Gebietsauslaß gemessen und stellen somit eine integrale Größe der Abflußbildung im Gesamtgebiet dar. Bei der Kalibrierung des Modells auf verschiedene Zielgrößen gleichzeitig, z.B. Gebietsabfluß, Grundwasserstände und Silikatkonzentrationen, können

sogenannte „multi-objective optimization algorithms“ zum Einsatz kommen (YAPO ET AL. 1998, SEIBERT 1999B).

8.3.2.2 Validierung von TAC

In einem ersten Schritt zur Validierung von TAC wurde das Modell mit dem für die Kalibrierungsperiode bestimmten Parametersatz auf eine zweite ungefähr gleich lange Periode angewendet (vgl. „split-sample test“, KLEMES 1986, SOROOSHIAN & GUPTA 1995). Diese Validierung anhand von Abflußdaten ist wichtig, da sonst die Gefahr besteht, daß der ermittelte Parametersatz nur in der Kalibrierungsperiode gültig ist. Die Simulationsergebnisse des Abflusses hatten die gleiche Güte wie in der Kalibrierungsperiode, demnach kann das Modell für die Simulation des Gesamtabflusses der Brugga unter den gegebenen Bedingungen als validiert bezeichnet werden. In einem nächsten Schritt wurde versucht die Modellierung des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze anhand gemessener Daten zu bewerten. Es standen hierfür nur Daten der Schneehöhe von der DWD-Station Feldberg zu Verfügung, die aufgrund ihrer exponierten Lage nur bedingt als repräsentativ angesehen werden. Der Vergleich des simulierten Wasseräquivalents der Schneedecke auf dem Feldberg mit den gemessenen Schneehöhen konnte nur qualitativ erfolgen. Die generelle Dynamik des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze wurde gut erfaßt, die Berechnung einer mittleren Schneedichte von $0,23 \text{ g/cm}^3$ erschien realistisch. Eine weitere Bewertung der Schneesimulation in TAC konnte aufgrund der Datenlage nicht vorgenommen werden. In einem dritten Validierungstest wurden die Simulationen der einzelnen Abflußkomponenten in einem Quelleinzugsgebiet mit dem gemessenen Abfluß der Quelle verglichen. Für ein Hochwasser im Herbst 1998 konnte eine gute Übereinstimmung des Abflußanstieges und des Abflußmaximums nachgewiesen werden. In der Rezessionsphase differierten die Messungen und die Simulationen etwas stärker. Demnach konnten die internen Systemflüsse in den periglazialen Deckschichten, die in dem Einzugsgebiet der Quelle dominieren, recht gut nachvollzogen werden. Zur vollständigen Validierung wären weitere Messungen von verschiedenen Ereignissen, möglichst an verschiedenen Hängen, notwendig.

Als nächstes wurde versucht, die Simulationen von TAC mit Tracern zu validieren. Hierbei wurden einerseits gemessene mit simulierten Silikatkonzentrationen verglichen. Die Übereinstimmung der Konzentrationen im Gesamtabfluß war während der Intensivmeßkampagnen zufriedenstellend, insbesondere da die Silikatkonzentrationen in den einzelnen Abflußkomponenten nur empirisch ermittelt und als zeitlich konstant angesehen wurden. In diesen Perioden entsprechen die Ergebnisse den Resultaten der Stofftransportsimulationen, die mit anderen konzeptionellen Modellen erreicht wurden (vgl. BERGSTRÖM ET AL. 1985, LUNDQUIST ET AL. 1990, HUTCHINS ET AL. 1995). Neben dem direkten Vergleich der Tracerkonzentrationen wurden andererseits aus Tracern abgeleitete Anteile von Abflußkomponenten zur Modellvalidierung herangezogen. Ein Vergleich der Abflußanteile, die für eine Periode von fast drei Jahren mit ^{18}O und ^3H bestimmt wurden, mit den simulierten Abflußanteilen zeigte eine gute Übereinstimmung. Es wurde jeweils die Dominanz des Fließsystem-2 als Hauptumsatzraum des Abflusses deutlich, dessen Abflußanteil ungefähr $2/3$ des Gesamtabflusses ausmacht. Direktabflußkomponenten, die nur in Verbindung mit Niederschlagsereignissen auftreten, wurden mit beiden Ansätzen auf ca. 10 % im Jahresmittel eingeschätzt. Demnach konnte mit den Tracermessungen nachgewiesen werden, daß TAC eine realistische Simulation der Abflußkomponenten vornimmt, bzw. daß die

experimentellen Erkenntnisse korrekt bei der TAC-Entwicklung umgesetzt wurden. Somit wurde das Potential von Tracern in der Einzugsgebietsmodellierung aufgezeigt, die zum einen als Methode zur Entschlüsselung der Abflußbildung und zum anderen zur multiple-response validation dienen können.

Aufgrund der beschränkten Datenlage war es nicht möglich, alle Modellkomponenten einer Validierungsprozedur zu unterziehen. Es gibt beispielsweise keine Bodenfeuchtemessungen die mit den simulierten Bodenfeuchten verglichen werden könnten. Es kann aufgrund der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte nur gesagt werden, daß der qualitative Verlauf der Bodenfeuchte realistisch erscheint und den Messungen in benachbarten Gebieten (vgl. ZIMMERMANN 1995, VON WILPERT ET AL. 1996) entspricht. Die entworfene Abflußbildungsroutine sollte zusätzlich an weiteren Daten validiert werden. Hierfür wäre die weitere experimentelle Untersuchung von Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen notwendig.

8.3.3 Parametersensitivität und Modellunsicherheit

Die Unsicherheit der Modellierung wird neben der Modellstruktur (siehe Kap. 8.2) zusätzlich von sensitiven Parametern bestimmt, die sich nicht über Sekundär-Informationen ableiten lassen, sondern über Kalibrierung bestimmt werden müssen. Deshalb wurde eine *Analyse der Parametersensitivität* durchgeführt. Es hat sich die große Bedeutung der Parameter der Schneeroutine gezeigt, was in einem Gebiet mit nivalem Abflußregime zu erwarten war. Dem stehen Probleme bei der Bestimmung des Gebietsinput bei festem Niederschlag sowie die schwierige Modellierung des Abflusses bei Schneeschmelze gegenüber. Für die Bodenparameter konnte nur eine geringe Sensitivität festgestellt werden. Diese Beobachtung wurde auch von HARLIN & KUNG (1992) und UHLENBROOK ET AL. (1998) bei der Untersuchung des HBV-Modells gemacht, von dem die Bodenroutine übernommen wurde. GURTZ ET AL. (1997) konnten hingegen eine größere Sensitivität der Parameter dieser Routine im Thureinzugsgebiet feststellen. Bei der Untersuchung der Sensitivität der Abflußbildungsroutine wurde deutlich, daß insbesondere die Parameter, die die für die Simulation des Fließsystems-2 verantwortlich sind, sensitiv sind. Dies läßt sich dadurch erklären, daß das Fließsystem-2 im Bruggagebiet das mengenmäßig bedeutendste Fließsystem ist. Die Parameter des Fließsystems-1 waren nicht sensitiv, auch wenn das Gütemaß $\log R_{\text{eff}}$ betrachtet wurde, welches Niedrigwassersituationen stärker berücksichtigt.

Neben der Untersuchung der Sensitivität einzelner Modellparameter wäre im nächsten Schritt der *Einfluß verschiedener Eingangsgrößen* für das Modell zu betrachten, um weitere Aussagen über die Verlässlichkeit der Simulationsergebnisse zu machen. KUCZERA & WILLIAMS (1992) konnten zeigen, daß die Unsicherheitsintervalle für Abflußprognosen bedeutend größer wurden, wenn die Unsicherheit der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags mit in die Kalibrierung einbezogen wurden. SCHILLING & HARMS (1978) demonstrierten für ein Niederschlag-Abfluß-Modell, daß eine Fehleinschätzung des Gebietsniederschlags in ihrem Untersuchungsgebiet zu einer bis achtfach verstärkten Fehleinschätzung des Abflusses führen kann. NUNDAKUMAR & MEIR (1997) wiesen ebenfalls nach, daß Fehler bei der Berechnung des Gebietsniederschlags sehr große Auswir-

kungen auf Abfluvorhersagen haben. Sie konnten weiterhin mit konzeptionellen Einzugsgebietsmodell zeigen, daß aufgrund dieser Unsicherheit in einem Untersuchungsgebiet in Australien 65 % des Waldes als gerodet modelliert werden mußten, um eine Abfluszunahme mit einer Sicherheit von 90 % nachweisen zu können. Diese Beispiele verdeutlichen die große Bedeutung der korrekten Gebietsniederschlagsberechnung für die Abflusssimulation. Neben dem Vergleich verschiedener räumlicher Interpolationsverfahren wäre es zusätzlich von Interesse, unterschiedliche Niederschlagskorrekturverfahren zu vergleichen. Im weiteren sollte die Auswirkung von verschiedenen Regionalisierungsverfahren für die Eingangsgrößen Temperatur und Verdunstung untersucht werden. Bei der Verdunstungsberechnung sind zusätzlich die Auswirkung verschiedener Berechnungsverfahren zu analysieren, insbesondere in Untersuchungsgebieten, wo die Verdunstung einen bedeutenderen Anteil an der Wasserbilanz ausmacht (im Brugga entspricht die jährliche Verdunstung ungefähr einem Drittel des Jahresniederschlags, der Mittelwert von Deutschland entspricht ungefähr dem umgekehrten Verhältnis).

Die *räumliche Diskretisierung* im Modell basiert auf einer Raumgliederung in Flächen mit den jeweils gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen. Innerhalb von TAC werden dann noch Höhenzonen ausgewiesen, da der Input von Niederschlag und Temperatur einer Höhenabhängigkeit unterliegt. Für die Raumgliederung wurde eine Methodik angewendet, die für die Gegebenheiten im Bruggagebiet und die vorhandene Datenlage entwickelt wurde. Zukünftig zu untersuchen wäre, wie sich eine andere Raumgliederungsmethode und eine darauf abgestimmte Modellanpassung von TAC zur Modellierung im Bruggagebiet eignet. Als Raumgliederungsmethode würde sich das wissensbasierte System FLAB (PESCHKE ET AL. 1998) anbieten, da es als Regionalisierungsverfahren Zonen mit den gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen in verschiedenen Gebieten ausweisen kann. In anderen Studien wurde zusätzlich analysiert, wie sich eine Veränderung der Rastergröße auswirkt (z.B. QUINN ET AL. 1991, 1995; SCHULLA 1997). Da die topographischen Informationen nur in 50 x 50 m² Auflösung vorlagen und dies für eine prozeßorientierte Sichtweise bereits ein relativ grobes Raster ist, wurde auf die Untersuchung der Auswirkung von größeren Rasterweiten abgesehen.

Eine *Fehlerrechnung* gemäß dem GAUß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz, wie sie für die Zwei-Komponentenseparation durchgeführt wurde (Kap. 4.3.3), konnte aufgrund der Komplexität nicht durchgeführt werden. Innerhalb eines Simulationszeitschrittes, werden Tausende von Rechenoperationen durchgeführt, die alle betrachtet werden müßten. TAC wurde auch nicht zur Berechnung von einzelnen Abflußgrößen verwendet, wie beispielsweise Programme zur Ermittlung von Bemessungsabflüssen verschiedener Jährlichkeit, sondern zur kontinuierlichen Abflusssimulation. Die Unsicherheit von einzelnen Abflußgrößen (z.B. Bemessungsabflüsse), könnte mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen indirekt abgeschätzt werden (z.B. BEVEN & BINLEY 1992, SEIBERT 1997B). Bei einer kontinuierlichen Modellierung ist die Quantifizierung der Unsicherheit so nicht möglich.

Um die *Unsicherheit der Modellierung* mit TAC in einem Einzugsgebiet möglichst gering zu halten, müssen folgende Punkte beachtet werden: Ersten, die gemessenen bzw. berechneten Eingangsdaten (Niederschlag, Temperatur und Verdunstung) müssen mit adäquaten Verfahren auf das Einzugsgebiet übertragen werden. Fehler, die bei der Regionalisierung der Eingangsgrößen gemacht werden, können bei der Modellanwendung nicht mehr korrigiert werden. Zweitens, die Raumgliederung in Flächen mit den gleichen dominanten Ab-

flußbildungsprozessen sollte möglichst gut experimentell belegt sein. Dies gilt auch für die verwendeten Routinen in dem Abflußbildungsmodul. Drittens, das kalibrierte Modell sollte mit verschiedenen Verfahren validiert werden. Hierbei sollten neben einer unabhängigen Periode zur Simulation des Wasserhaushaltes zusätzliche Informationen (siehe vorherige Kapitel) integriert werden. Ein nicht validiertes Modell sollte nur als eine mögliche Abstraktion des Hydrosystems betrachtet werden und kann für weitere Modellanwendungen, wie beispielsweise Szenarioberechnungen, nur mit größter Vorsicht verwendet werden. Viertens, es sollte eine Parametersensitivitätsanalyse durchgeführt werden, um die Auswirkungen einer möglicherweise falschen Bestimmung einzelner Parameter in dem jeweiligen Untersuchungsgebiet abschätzen zu können. Zuletzt soll noch betont werden, daß Abflußvorhersagen die mit TAC berechnet werden (z.B. Bemessungsabflüsse) immer als Intervalle angegeben werden sollten (vgl. MELCHING ET AL. 1990, BEVEN & BINLEY 1992, FREER ET AL. 1996). Diese Intervalle ergeben sich aus den Unsicherheiten, die mit der Modellierung verbunden sind. Sie lassen sich durch gezielte Parameterwertänderungen und Monte Carlo Simulationen (vgl. GLUE-Methode nach BEVEN & BINLEY 1992; oder vereinfachte Verfahren vgl. SEIBERT 1997b, UHLENBROOK ET AL. 1999) ermitteln.

9 **Schlußfolgerungen**

Mit den experimentellen Untersuchungen konnte das *große Potential von Tracermessungen in Kombination mit klassischen hydrologischen Verfahren* für die Untersuchung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Gebiet gezeigt werden (Kap.4). Für die Interpretation der Tracermessungen ist eine gute Gebietskenntnis die notwendige Voraussetzung (Kap. 2). Aufgrund der Komplexität des untersuchten hydrologischen Systems konnten nicht alle stattfindenden Prozesse bestimmt werden. Es war jedoch möglich, für die dominanten Prozesse und deren flächenhafte Verteilung im Einzugsgebiet (Kap.5) experimentell belegte Annahmen abzuleiten. Es wurde ein Konzeptmodell der Abflußbildung im Bruggagebiet (Kap. 4.5) entwickelt, dessen wesentliche Grundzüge im folgenden zusammengefaßt werden:

Im Bruggagebiet können *direkte Abflußkomponenten* nur in räumlich begrenzten Gebieten (Sättigungsflächen, versiegelte Flächen und Blockschutthalden) gebildet werden und können deshalb nur in bestimmtem Umfang zur Hochwasserbildung beitragen. Während Einzelereignissen können direkte Komponenten für kurze Zeit bis zu 50 % ausmachen; für das ganze Ereignis beträgt der Direktabflußanteil weniger als 30 %. Es ist jedoch möglich, daß bei sehr hohen Speicherfüllungen oder extremen Niederschlagsereignissen Flächen direktabflußwirksam werden, die ansonsten vorwiegend verzögerte Abflußkomponenten generieren. Die mittlere Verweilzeit des Direktabflusses im Gebiet beträgt einige Stunden bis wenige Tage. Für längere Perioden von mehreren Jahren macht der Direktabflußanteil ca. 10 % aus. Der größte Wasserumsatz findet im Bruggagebiet in den oberflächennahen Grundwasserkörpern der Deckschichten statt (*Fließsystem-2*). Der Anteil des Abflusses dieses Fließsystems am Gesamtabfluß beträgt für längere Perioden fast 70 %. Dieses Fließsystem trägt einerseits durch die Bildung von lateralen Hangwasserkomponenten zur Hochwasserbildung bei, wobei Druckübertragungsmechanismen (z.B. Piston-Flow Effekt, Groundwater Ridging) von Bedeutung sind. Andererseits ist das Fließsystem-2 auch an der Basisabflußbildung beteiligt. Die mittlere Verweilzeit des Wassers im Fließsystem-2 beträgt ungefähr zwei bis drei Jahre. Der langfristige Basisabfluß kommt aus dem kristallinen Kluftgrundwasserleiter und den Verwitterungsdecken der Hochlagen (*Fließsystem-1*). Dieses System trägt gleichmäßig mit einem Anteil von ungefähr 20 % des mittleren Abflusses zur Abflußbildung bei. Die mittlere Verweilzeit des gesamten Wassers im System liegt bei 6 – 9 Jahren, wobei die Verweilzeit des mobilen Wassers nur ungefähr ein Jahr beträgt. Dieser Unterschied läßt sich durch mobile und immobile Bereiche in diesem Speicherraum erklären.

Das entworfene *Konzeptmodell zur Abflußbildung* im Bruggaeinzugsgebiet und die darauf aufbauende Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse beruhen auf den bisherigen experimentellen Ergebnissen und der erlangten Gebietskenntnis. Mit weiteren experimentellen Untersuchungen und der Integration zusätzlicher Meßmethoden (z.B. geophysikalische Methoden zur besseren Erforschung der Deckschichten) ist es möglich, das Konzeptmodell zu verbessern bzw. zu erweitern und eine verbesserte Raumgliederung zu erstellen. Diese stellt dann wiederum die Basis für einen weiterentwickelten Modellentwurf dar. Eine Modellerweiterung ist insbesondere für die Simulation von Hochwasserereignissen in kürzeren Zeitschritten notwendig. Das bisherige Ziel der expe-

rimentellen Untersuchung war es, die Grundlagen für die kontinuierliche Abflußsimulation auf Tageswertbasis zu liefern. Für die prozeßadäquate Modellierung der Abflußbildung in kürzeren Zeitschritten ist eine bessere Berücksichtigung der Dynamik der Prozesse auf den verschiedenen Teilflächen der Raumgliederung notwendig.

Das *Einzugsgebietsmodell TAC* ist bisher als Werkzeug für wissenschaftliche Zwecke zu betrachten, welches speziell auf den Erkenntnissen der Abflußbildung im Bruggaeinzugsgebiet aufbaut. Es wird jedoch aufgezeigt, wie mit einfachen konzeptionellen Ansätzen *realistische Konzeptionalisierungen der Abflußbildungsprozesse* vorgenommen werden können. Dabei wurde sich auf die Modellierung der jeweils dominanten Prozesse einer Teilfläche beschränkt. Es resultiert eine stärker prozeßorientierte Beschreibung der Wasserflüsse im Modell. Im Bruggaeinzugsgebiet konnten damit zufriedenstellende Ergebnisse erzielt werden. In einem nächsten Schritt ist die Anwendung dieses Ansatzes in anderen Gebieten zu testen. Von besonderem Interesse sind dabei Gebiete von ca. 10 bis 1000 km², da sie für viele angewandte Fragestellungen bedeutend sind. Für größere Gebiete ist die Modellierung der Abflußkonzentration stärker zu berücksichtigen. Ist die Anwendbarkeit von TAC oder einer erweiterten Modellversion in anderen Gebieten gegeben, so kann es sich zur Lösung verschiedener wasserwirtschaftlicher Aufgaben (z.B. Modellierung des Wasserhaushalts, Berechnung von Bemessungsabflüssen etc.) eignen. Die Voraussetzung einer Modellanwendung ist jedoch die Kenntnis der dominanten Abflußbildungsprozesse im jeweiligen Untersuchungsgebiet. Diese müßten mit einem Raumgliederungsverfahren, wie beispielsweise dem diskutierten WBS FLAB, abgeschätzt werden.

In vielen Einzugsgebietsmodellen wird die Abflußbildung nur sehr stark vereinfacht betrachtet und die räumliche Heterogenität der Abflußbildungsprozesse vernachlässigt. Die Prozeßkenntnisse, die in den letzten Jahrzehnten u.a. durch den Einsatz von Tracermethoden errungen wurden, sind in häufig angewendeten konzeptionellen Modellen nicht integriert. Der vorliegende Modellentwurf ist ein Versuch, die Schließung dieser Lücke anzugehen. Der Schwerpunkt liegt auf einer besser prozeßorientierten Beschreibung der Abflußbildung, insbesondere der *lateralen Flüsse in den Deckschichten*, die den Hauptumsatzraum des Abflusses im gebirgigen Bruggaeinzugsgebiet darstellen. Eine korrekte Modellierung der Abflußbildung ist die Voraussetzung, um verlässliche Prognosen der Reaktion eines Einzugsgebiets auf veränderte Landnutzungs- und Klimabedingungen zu erstellen. Sie stellt auch die Basis dar, um verbesserte Stofftransportmodelle in der Einzugsgebietskala zu entwickeln, da die Stoffumsetzungen bei den lateralen Fließbewegungen neben den vertikalen in der Bodenzone von entscheidender Bedeutung für den Stoffhaushalt eines Gewässers sind.

Es hat sich gezeigt, daß TAC generell gut zur Modellierung des Wasserhaushaltes im Bruggagebiet geeignet ist. Um die Güte des Modellansatzes umfassender abzuschätzen, wurden zusätzliche Daten herangezogen, die eine *Bewertung der Modellierung interner Systemzustände bzw. Systemflüsse* erlauben. Hierfür wurden folgende Daten berücksichtigt: der Abfluß in einer unabhängigen Periode, Schneehöhenmessungen, Quellschüttungen, gemessene Silikatkonzentrationen und die über ¹⁸O und ³H ermittelten Anteile von Abflußkomponenten. Es konnte gezeigt werden, daß TAC insgesamt eine adäquate Abstraktion der Hydrologie des Bruggagebiets darstellt. Die verbesserte prozeßorientierte Modellierung erlaubte insbesondere eine gute Simulation der Mittel- und Niedrigwasserperioden. Die Vorgehensweise bei der Modellvalidierung kann als Beispiel für die Beur-

teilung der Anwendung eines Einzugsgebietsmodells angesehen werden. Welche zusätzlichen Informationen in anderen Gebieten hinzugezogen werden, hängt von der Datenlage und der Vergleichbarkeit der Daten mit Modellgrößen ab. In dieser Studie konnte insbesondere die *Eignung von Tracerdaten* und der von ihnen abgeleiteten Größen - wie beispielsweise die Anteile von Abflußkomponenten - zur *Modellvalidierung* gezeigt werden. Natürliche Tracer können am Gebietsauslaß gemessen werden und stellen demnach integrale Größen der Abflußbildung für das gesamte Untersuchungsgebiet dar. Dadurch entfallen Up- bzw. Downscaling-Prozeduren, die notwendig sind, um punktuell gemessene Größen (z.B. Schneehöhen, Bodenfeuchtemessungen, Grundwasserstände etc.) mit Modellvariablen zu vergleichen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß mit dem verfolgten Ansatz das Prozeßverständnis zur Abflußbildung im Bruggagebiet verbessert wurde. Hierbei wurde insbesondere das Potential von Tracermethoden in Kombination mit klassischen hydrologischen Verfahren zur Untersuchung der Abflußbildung auf der Einzugsgebietsskala aufgezeigt. Die erzielten Resultate wurden in einen Modellansatz integriert, mit dem eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung der Abflußbildung in dem mesoskaligen Bruggaeinzugsgebiet möglich ist. Der Modellansatz konnte mit Hilfe von Abflußdaten und durch Hinzuziehung zusätzlicher Informationen im Hinblick auf eine prozeßadäquate Modellierung validiert werden. Die Eignung von Tracermethoden für die Einzugsgebietsmodellierung konnte demonstriert werden. Einerseits dienen sie zur Entschlüsselung der Abflußbildung auf Einzugsgebietsskala, andererseits können mit Tracermessungen die Modellierungen zusätzlich bewertet werden. Zukünftige Untersuchungen sollten sich darauf konzentrieren, TAC in anderen Gebieten anzuwenden und gegebenenfalls zu erweitern. Modellweiterentwicklungen sollten stets aufgrund von experimentellen Ergebnissen vorgenommen werden.

Verzeichnis der Abkürzungen

$B_{_}$	Gebiete mit Blockschutt
B_BETA	Modellparameter der Bodenroutine für Gebiete mit Blockschutt [-]
$BETA$	Modellparameter der Bodenroutine [-]
B_FC	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher für Gebiete mit Blockschutt zurückgehalten werden kann [mm]
B_K	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_B [d ⁻¹]
B_LP	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Gebiete mit Blockschutt fest [-]
B_P	Parameter für die Tiefenversickerung für Gebiete mit Blockschutt [mm d ⁻¹]
c^a	simulierte Konzentration des Tracers a [z.B. ppm]
c_i^a	Konzentration des Tracers a zum Zeitpunkt i [z.B. ppm]
C_{dir}	Tracerkonzentration des Direktabflusses [z.B. ppm]
$C_{dir,j}$	Isotopengehalt vom Niederschlag bzw. Direktabfluß zum Zeitpunkt j [‰]
C_{ET}	Korrekturfaktor bei der Verdunstungsberechnung [°C ⁻¹]
$CFMAX$	Tag-Grad-Faktor [mm °C ⁻¹ d ⁻¹]
CFR	„refreezing coefficient“ der Schneedecke [-]
C_{ges}	Tracerkonzentration des Gesamtabflusses [z.B. ‰]
c_i	berechnete Tracerkonzentration zum Zeitpunkt i [z.B. ‰]
C_{in}	Konzentration des Tracers im Input [z.B. ‰]
C_{indir}	Tracerkonzentration der indirekten Abflußkomponente [z.B. ‰]
cm_i	gemessene Tracerkonzentration zum Zeitpunkt i [z.B. ‰]
$C(t)$	Konzentration eines Tracers im Output zum Zeitpunkt t [z.B. ‰]
CWH	maximaler Anteil des flüssigen Wassers, das in der Schneedecke gespeichert werden kann [-]
D	Dispersionskoeffizient [m ² s ⁻¹]
$D_{_}$	Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialem Hangschutt
$\delta^{18}O_i$	Isotopengehalt im Niederschlag zum Zeitpunkt i [‰]
D_BETA	Modellparameter der Bodenroutine für Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialem Hangschutt [-]
D_FC	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher zurückgehalten werden kann für Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialem Hangschutt [mm]
D_HI	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente Q_DI [mm]

D_{H2}	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente Q_{D0} [mm]
DHM	digitales Höhenmodell
D_{K0}	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{D0} [d ⁻¹]
D_{K1}	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{D1} [d ⁻¹]
D_{K2}	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{D2} [d ⁻¹]
D_{LP}	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialen Hangschutt fest [-]
DM	Dispersionsmodell
D_P	Parameter für die Tiefenversickerung für Gebiete mit Blockschutt auf (peri-)glazialen Hangschutt [mm d ⁻¹]
EM	Exponential Modell
EPM	Exponential-Piston-Flow Modell
$E_{Pot,M}$	langjährige mittlere potentielle Evapotranspiration für den Monat M [mm d ⁻¹]
$E_{Pot}(t)$	potentielle Evapotranspiration am Tag t [mm d ⁻¹]
ET_a	aktuelle Evapotranspiration [mm]
ET_p	potentielle Evapotranspiration [mm]
$ETP_{Turc-Wendling}$	potentielle Evapotranspiration nach Turc-Wendling [mm d ⁻¹]
FC	maximale Bodenwasserspeicherung [mm]
f_k	Küstenfaktor, im Binnenland = 1,0 [-]
γ	Psychrometerkonstante [hPa K ⁻¹]
GIS	Geographisches Informationssystem
GLA	Geologisches Landesamt BadenWürttemberg
$g(t')$	Wichtungsfunktion, Verteilungsfunktion der Verweilzeiten im System [-]
GWR_{-}	Gebiete mit Groundwater Ridging
GWR_{BETA}	Modellparameter der Bodenroutine für Gebiete mit Groundwater Ridging [-]
GWR_{FC}	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher für Gebiete mit Groundwater Ridging zurückgehalten werden kann [mm]
GWR_{H1}	Schwellenwert der Speicherfüllung für den Übergang zum nicht-linearen Speicherverhalten für Gebiete mit Groundwater Ridging [mm]
GWR_{H2}	Schwellenwert der Speicherfüllung für die Aktivierung der zusätzlichen Abflußkomponente $Q_{GWR_{SOF}}$ [mm]
GWR_K	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_{GWR} [d ⁻¹]

<i>GWR_LP</i>	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Gebiete mit Groundwater Ridging fest [-]
<i>GWR_P</i>	Parameter für die Tiefenversickerung für Gebiete mit Groundwater Ridging [mm d^{-1}]
<i>GWR_S</i>	Modellparameter der GWR-Routine [-]
<i>H_</i>	Gebiete der Hochlagen
<i>H_BETA</i>	Modellparameter der Bodenroutine für Gebiete der Hochlagen [-]
<i>H_FC</i>	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher für Gebiete der Hochlagen zurückgehalten werden kann [mm]
<i>H_K</i>	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_H [d^{-1}]
<i>H_LP</i>	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Gebiete der Hochlagen fest [-]
<i>H_P</i>	Parameter für die Tiefenversickerung für Gebiete der Hochlagen [mm d^{-1}]
k_c	Crop-Faktor [-]
<i>KS_η</i>	Wichtungsparameter für die Modelle EM und PFM im Kluftgrundwasserleiter [-]
<i>KS_in</i>	Zufluß in den Kluftgrundwasserspeicher <i>KS</i> [mm d^{-1}]
<i>KS_PD</i>	Dispersionsparameter im Kluftgrundwasserleiter [-]
<i>KS_t0</i>	mittlere Verweilzeit des Wassers im Kluftgrundwasserleiter [s]
<i>L</i>	spezielle Verdunstungswärme; Wärmemenge, die zur Verdunstung von 1 mm nötig ist [$\text{J cm}^{-2} \text{mm}^{-1}$]
λ	radioaktiver Zerfall [s^{-1}]
LM	Linear-Modell
$\log R_{eff}$	Modelleffizienz (statistisches Gütemaß) [-]
<i>LP</i>	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte fest [-]
LPM	Linear-Piston-Flow Modell
<i>M_</i>	Moränengebiete
<i>M_BETA</i>	Modellparameter der Bodenroutine für Moränengebiete [-]
$melt_t$	Schmelzwasser am Tag <i>t</i> [mm d^{-1}]
<i>M_FC</i>	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher für Moränengebiete zurückgehalten werden kann [mm]
<i>M_K</i>	Speicherkonstante der Abflußkomponente Q_M [d^{-1}]
<i>M_LP</i>	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Moränengebiete fest [-]
<i>M_P</i>	Parameter für die Tiefenversickerung für Moränengebiete [mm d^{-1}]

<i>MTD</i>	Parameter für den Rückhalt auf Sättigungsflächen [mm]
<i>n</i>	Anzahl der Messungen [-]
<i>N</i>	nicht sensitiver Parameter [-]
<i>n_{aktiv}</i>	aktive Porosität [-]
<i>n_{inaktiv}</i>	inaktive Porosität [-]
<i>P</i>	Input in die Bodenroutine [mm]
<i>P₋</i>	Gebiete mit periglazialen Deckschichten
<i>P_{-BETA}</i>	Modellparameter der Bodenroutine für Gebiete mit periglazialen Deckschichten [-]
<i>P_{-FC}</i>	maximale Wassermenge, die im Boden und im Interzeptionsspeicher für Gebiete mit periglazialen Deckschichten zurückgehalten werden kann [mm]
<i>PFM</i>	Piston-Flow Modell
<i>P_{-H}</i>	Schwellenwert für die Aktivierung der Abflußkomponente <i>Q_{-P0}</i> [mm]
<i>P_i</i>	Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt <i>i</i> [mm]
<i>P_{-K0}</i>	Speicherkonstante der Abflußkomponente <i>Q_{-P0}</i> [d ⁻¹]
<i>P_{-K1}</i>	Speicherkonstante der Abflußkomponente <i>Q_{-P1}</i> [d ⁻¹]
<i>P_{-K2}</i>	Speicherkonstante der Abflußkomponente <i>Q_{-P2}</i> [d ⁻¹]
<i>P_{-LP}</i>	legt die aktuelle Evapotranspiration als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für Gebiete mit periglazialen Deckschichten fest [-]
<i>P_{-P}</i>	Parameter für die Tiefenversickerung für Gebiete mit periglazialen Deckschichten [mm d ⁻¹]
<i>P_{-T}</i>	Modellparameter für die maximalen Flüsse vom oberen in das untere Speichersystem für Gebiete mit periglazialen Deckschichten [mm]
<i>Q_{-B}</i>	Abflußkomponente von Gebieten mit Blockschutt [mm d ⁻¹]
<i>Q_{dir}</i>	Direktabfluß [mm d ⁻¹]
<i>Q_{-D0}</i>	schnellste Abflußkomponente von Gebieten mit Deckfolge auf (peri-) glazialen Hangschutt [mm d ⁻¹]
<i>Q_{-D1}</i>	mittlere Abflußkomponente von Gebieten mit Deckfolge auf (peri-) glazialen Hangschutt [mm d ⁻¹]
<i>Q_{-D2}</i>	langsamste Abflußkomponente von Gebieten mit Deckfolge auf (peri-) glazialen Hangschutt [mm d ⁻¹]
<i>QG1</i>	Speicherkonstante für den schnellen Basisabfluß beim DIFGA-Modell [d]
<i>QG2</i>	Speicherkonstante für den langsamen Basisabfluß beim DIFGA-Modell [d]
<i>Q_{ges}</i>	Gesamtabfluß [mm d ⁻¹]
<i>Q_{-GWR}</i>	Abflußkomponente von Zonen mit Groundwater Ridging [mm d ⁻¹]
<i>Q_{-GWR_SOF}</i>	Sättigungsflächenabfluß von Zonen mit Groundwater Ridging [mm d ⁻¹]

Q_H	Abflußkomponente von Hochlagegebieten [mm d^{-1}]
Q_i	Abflußkomponente i [mm d^{-1}]
Q_{indir}	indirekte Abflußkomponente [mm d^{-1}]
$Q_{KS(i)}$	Kluftgrundwasserabfluß am Tag i [mm d^{-1}]
Q_M	Abflußkomponente von Moränengebieten [mm d^{-1}]
QM_B	Speicherfüllhöhe des B -Speichers [mm]
QM_D	Speicherfüllhöhe des D -Speichers [mm]
QM_{GWR}	Speicherfüllhöhe des GWR -Speichers [mm]
QM_H	Speicherfüllhöhe des H -Speichers [mm]
QM_M	Speicherfüllhöhe des M -Speichers [mm]
$QM_{P_{low}}$	Speicherfüllhöhe des unteren P -Speichers [mm]
$QM_{P_{up}}$	Speicherfüllhöhe des oberen P -Speichers [mm]
Q_{P0}	schnellste Abflußkomponente von Gebieten mit periglazialen Deckschichten [mm d^{-1}]
Q_{P1}	mittlere Abflußkomponente von Gebieten mit periglazialen Deckschichten [mm d^{-1}]
Q_{P2}	langsamste Abflußkomponente von Gebieten mit periglazialen Deckschichten [mm d^{-1}]
Q_{SOF}	Abfluß von Sättigungsflächen [mm d^{-1}]
r^2	Bestimmtheitsmaß (statistisches Gütemaß) [-]
R_a	Retardationsfaktor [-]
$RD1$	Speicherkonstante für den schnellen Direktabfluß beim DIFGA-Modell [d]
$RD2$	Speicherkonstante für den langsamen Direktabfluß beim DIFGA-Modell [d]
$recharge$	Anteil des infiltrierenden Wassers, das von der Bodenroutine in die Abflußbildungsroutine weitergeleitet wird [-]
R_{eff}	Modelleffizienz (stat. Gütemaß) [-]
$refreezing_melt_t$	wiedergefrorenes Schmelzwasser am Tag t [$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$]
R_G	Globalstrahlung [J cm^{-2}]
R_s	Anteil $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ im Standard [-]
R_x	Anteil $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in der Probe [-]
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K^{-1}]
S	wenig sensibler Parameter [-]
$SFCF$	Korrekturfaktor für festen Niederschlag [-]
$Si-r^2$	Bestimmtheitsmaß bei der Silikatsimulation [-]
$Si-VE$	Volumenfehler bei der Silikatsimulation [mg l^{-1}]
S_{sm}	Bodenfeuchte [mm]

SS	sensitiver Parameter [-]
SSS	sehr sensitiver Parameter [-]
t	Zeitvariable [s]
T	Lufttemperatur [°C]
t'	Verweilzeit eines Tracers im System [s]
t_0	mittlere Verweilzeit des Tracers im System [s]
T_M	langjährige mittlere Lufttemperatur für den Monat M [°C]
t_t	Verweilzeit eines diffusiven Stoffes, z.B. eines Tracers [s]
T_t	auf die Höhenzone interpolierte Tagesmitteltemperatur am Tag t [°C]
TT	Temperaturschwellenwertparameter [°C]
$T(t)$	mittlere Lufttemperatur am Tag t [°C]
t_w	Verweilzeit des mobilen Wasser [s]
v	mittlere Fließgeschwindigkeit eines Tracers [m s^{-1}]
V_{aktiv}	aktives bzw. mobiles Wasservolumen [m^3]
VE	Volumenfehler (stat. Gütemaß) [mm a^{-1}]
V_{EM}	Anteil des mit dem EM modellierten Volumens am Gesamtvolumen [-]
V_{gesamt}	Gesamtwasservolumen [m^3]
V_{inaktiv}	inaktives oder immobiles Wasservolumen [m^3]
V_{PFM}	Anteil des mit dem PFM modellierten Volumens am Gesamtvolumen [-]
WBS	wissensbasiertes System
x	mittlere Fließweglänge [m]
x_i	gemessener Wert zum Zeitpunkt i
\bar{x}	mittlerer gemessener Wert
y_i	simulierter Wert zum Zeitpunkt i
\bar{y}	mittlerer simulierter Wert

Literatur

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. (1986a): An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen „SHE“ (1): History and philosophy of a physically based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87, 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., (1986b): An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen „SHE“ (2): Structure of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87, 61-77.
- Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (1996): Distributed hydrological modelling. Water Science and Technology Library, Vol. 22, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande.
- Ambroise, B., Perrin, J.L., Reutenauer, D., (1995): Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht Catchment (Vosges Massif, France). *Wat. Resour. Res.* 31, 6, 1467-1481.
- Ambroise, B., Beven, K.J., Freer, J. (1996a): Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrologic similarity. *Wat. Resour. Res.*, 32, 7, 2135-2145.
- Ambroise, B., Freer, J., Beven, K.J., (1996b): Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Wat. Resour. Res.* 32, 7, 2147-2159.
- Anderson, E.A. (1973): National Weather Service river forecast system – snow accumulation and ablation model. National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), NWS-Hydro-17, Silver Spring, USA.
- Anderson, M.G. & Burt, T.P. (1990): Process studies in hillslope hydrology. Wiley, Chichester.
- Barnes, C.J. & Turner, J.V. (1998): Isotopic exchange in soil water. In: Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- Baumgartner, A. (1990): Wasser als Stoff. In: Baumgartner, A. & Liebscher, H.J. (1990): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Baumgartner, A. & Liebscher, H.J. (1990): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Baur, F. (1927): Das Klima der Hochtäler des südlichen Schwarzwaldes unter besonderer Berücksichtigung St. Blasien. *Z. f. Angewandte Meteorologie*, 44, 271-277.
- Bazemore, D.E., Eshleman, K.N., Hollenbeck, K.J. (1994): The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *J. Hydrol.* 162, 47-75.
- Beck, M.B. (1987): Water quality modeling: a review of the analysis of uncertainty. *Wat. Resour. Res.* 23, 8, 1393-1442.

- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung hydrologischer Parameter, VCH-Verlag, Weinheim.
- Becker, A., Güntner, A., Katzenmaier, D. (1999): Required integrated approach to understand runoff generation and retention along different pathways in watershed. In: Leibundgut, Ch., Schultz, G.A., McDonnell, J.J. (1999): Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques. IAHS-Publication (im Druck).
- Becker, A. & Pfützner, B. (1987): EGMO – System Approach and Subroutines for River Basins Modelling. *Acta hydrophysica* 31, 3-4, 125-141.
- Bergmann, H., Fank, J., Harum, T., Papesch, W., Rank, D., Richtig, G., Zojer, H. (1996): Abflußkomponenten und Speichereigenschaften, Konzeptionen und Auswertemethoden. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 48, H1/2, 27-45.
- Bergström, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Report No. RHO 7, Norrköping, Schweden.
- Bergström, S., (1991): Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic Hydrol.* 22, 123-136.
- Bergström, S. (1992): The HBV model - its structure and applications. SMHI, RH No.4, Norrköping, Schweden.
- Bergström S. (1995): The HBV Model. In: Singh, V.P. (1995): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Bergström, S., Carlsson, B. Sandberg, G., Maxe, L. (1985): Integrated Modelling of runoff, Alkalinity and pH on a daily base. *Nordic Hydrol.*, 16, 89-104.
- Beven, K.J. (1989): Changing Ideas in Hydrology: The case of physically-based models. *J. Hydrol.* 105, 157-172.
- Beven, K.J. (1993): Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Wat. Resour.* 16, 41-51.
- Beven, K.J. (1996): A discussion of distributed hydrological modelling. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (1996): Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 255-278.
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 1, 43-70.
- Beven, K.J. & Germann, P. (1992): Macropores and water flow in soils. *Wat. Resour. Res.* 18, 5, 1311-1325.
- Beven, K.J. & Binley, A. (1992): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Processes* 6, 279-298.
- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J. (1995): TOPMODEL. In: Singh, V.P. (1995): Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications, Colorado, USA.
- Biehler, D. (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes - Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, C 22, Tübingen.

- Bishop, K. (1991): Episodic Increases in stream acidity, catchment flow pathways and hydrograph separation. Dissertation University of Cambridge, Department of Geography, Cambridge, UK.
- Blöschl, G. (1996): Scale and Scaling in Hydrology. Wiener Mitteilungen, Wasser – Abwasser – Gewässer, 132, Wien, Österreich.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrol. Processes 9, 251-290.
- Blowes, D.W. & Gillham, R.W. (1988): The generation and quality of streamflow on inactive uranium tailings near Elliot lake, Ontario. J. Hydrol. 97, 1-22.
- Bonell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. J. Hydrol. 150, 217-275.
- Bonell, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. J. American Wat. Resour. Association, 34, 4, 765-785.
- Braun, L.N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, 21, Zürich, Schweiz.
- Braun, L.N. & Renner, C.B. (1992): Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. Hydrol. Sci. J. 37, 3, 217-231.
- Braun, K. (1996): Der Einfluß mesoskaliger Windfelder auf die räumliche Verteilung des Niederschlags - Eine Untersuchung zur Regionalisierung von Niederschlagsdaten mit Hilfe eines mesoskaligen Strömungsmodells. Freiburger Geographische Hefte, 52, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Braun, M. (1997): Bestimmung von Speicherräumen mittels DIFGA im Bruggaeinzugsgebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Braun, P., Molnar, T., Kleeberg, H.B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse. DGM 40, 2, 83-90.
- Bremicker, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation, Universität Freiburg, Institut für Hydrologie, Freiburg.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 46, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe.
- Bronstert, A., Vollmer, S., Ihringer, J. (1995): Die Bedeutung von Flurbereinigungsmaßnahmen für das Abflußverhalten von Starkniederschlägen in ländlichen Gebieten. Wasser & Boden 47, 9, 29-32 und 44-46.
- Buchtele, J., Elias, V., Tesar, M., Herrmann, A. (1996): Runoff components simulated by rainfall-runoff models. Hydrol. Sci. J., 41, 1, 49-60.
- Buttle, J.M. (1994): Isotope Hydrograph Separations and rapid Delivery of Pre-event Water from Drainage Basins. Progr. in Phys. Geogr. 18, 1, 16-41.

- Buttle, J.M. (1998): Fundamentals of small catchment hydrology. In: Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- Buttle, J.M. & Sami, K. (1992): Testing the groundwater ridging hypothesis of streamflow generation during snowmelt in a forested catchment. *J. Hydrol.* 135, 53-72.
- Christophersen, N.C., Seip, H.M., Wright, R.F. (1982): A model for stream water chemistry at Birkenes, Norway. *Wat. Resour. Res.* 18, 977-996.
- Christophersen, N.C., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D., Andersen, S. (1990): Modelling Streamwater Chemistry as a Mixture of Soilwater End-Members - A Step towards Second-Generation Acidification Models. *J. Hydrol.* 116, 307-320.
- Crawford N.H. & Linsley R.K. (1966): Digital simulation in Hydrology - Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California, USA.
- Cooper (1998): Isotopic fractionation in snow cover. In: Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Galloway, J.N., Wright, R.F. (1985): Modelling the effects of acid deposition: assessment of a lumped-parameter model of soil water and streamwater chemistry. *Wat. Resour. Res.* 21, 51.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 1, Institut für Hydrologie, Freiburg.
- De Walle, D.R., Swistock, B.R., Sharpe, W.E. (1988): Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *J. Hydrol.* 104, 301-310.
- De Walle, D.R., Edwards, P.J., Swistock, B.R., Aravena, R., Drimme, R.J. (1997): Seasonal isotope hydrology of three appalachian forest catchments. *Hydrol. Processes* 11, 1895-1906.
- Dietrich, W.E., Reiss, R., Mei-Ling, H., Montgomery, D.R. (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrol. Processes*, 9, 383-400.
- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 53, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Wat. Resour. Res.* 28, 4, 1015-1031.
- Dunne, T. & Black, R.D. (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Wat. Resour. Res.* 6, 478-490.
- Dunne, T., Moore, T.R., Taylor, C.H. (1975): Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull.* 10, 3, 305-327.

- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238, Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- Dyck S. & Peschke G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verl. f. Bauwesen, Berlin.
- Ellenberg, H. (1991): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. Scripta Geobotanica, 18.
- Ernst, S. (1995): Tagesperiodische Windsysteme und Belüftungsverhältnisse in Freiburg i. Br. Planungsrelevante Aspekte eines Bergwindsystems. Freiburger Geographische Hefte, 49, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Eshleman, K.N., Pollard, J.S., Kuebler-O'Brien (1993): Determination of contributing areas for saturation overland flow from chemical hydrograph separations. Wat. Resour. Res. 29, 10, 3577-3587.
- Etzenberg C., Zimmermann S., Töpfer J. (1996): Ableitung eines wissenbasierten Entscheidungssystems zur Charakterisierung des flächendifferenzierten Abflußverhaltens in Gewässereinzugsgebieten. In: Peschke, G. (1996): Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, IHI-Schriften, Heft 2, 202-211.
- Faeh, A.O. (1997): Understanding the processes of discharge formation under extreme precipitation : a study based on the numerical simulation of hillslope experiments. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 150, Zürich, Schweiz.
- Famiglietti, J.S. & Wood, E.F. (1994): Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie. Wat. Resour. Res. 30, 11, 3079-3093.
- Finley, J.B. & Drever, J.I. (1992): Chemical hydrograph separation using field and experimental data with implications for solute cycling in alpine catchment. In: Water Rock Interaction, Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Feger, K.H. (1993): Bedeutung von ökosysteminternen Umsätzen und Nutzungseingriffen für den Stoffhaushalt von Waldlandschaften. Freiburger bodenkundliche Abhandlungen, Heft 31, Universität Freiburg, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Freiburg.
- Fezer, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen.
- Flügel, W.-A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. In: Kalma, J.D. & Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling. Advances in hydrological Processes, J. Wiley & Sons, 181-194.
- Flügel, W.-A. (1996): Hydrological Response Units (HRU's) as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methodological potential for modelling complex environmental process systems. – Results from the Sieg catchment. Die Erde, 127, 43-62.
- Forschungsgruppe Fließgewässer (1994): Fließgewässertypologie. Ecomed Verlag, Landsberg am Lech.

- Franks, S., Gineste, Ph., Beven, K.J., Merot, Ph. (1998): On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Wat. Resour. Res.* 34, 4, 787-797.
- Freer, J., Beven, K.J., Ambroise, B. (1996): Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach. *Wat. Resour. Res.* 32, 7, 2161-2173.
- Freeze, R.A. (1974): Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 627-647.
- Freeze, J.A. & Cherry, J.F. (1979): *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Frey, M. (1999): *Tracerhydrologische Untersuchung im Bruggaeinzugsgebiet: Gase, Silikat und stabile Isotope*. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Frieg, B. (1987): *Hydrogeologie und Grundwasserhydraulik des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Freiburg-Ebnet*. Dissertation, Universität Heidelberg.
- Fritz, P., Cherry, J.A., Weyer, K.U., Sklash, M.G. (1976): Runoff analysis using environmental isotopes and major ions; in: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, IAEA, Wien, 111-130.
- Fritz, P. & Fontes, J.C. (1986): *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Vol. 1-5, Elsevier Verlag, Amsterdam, The Netherlands.
- FVA (1994): *Erläuterungen zu den Standortskarten des Forstbezirks Kirchzarten*. Forstliche Versuchsanstalt Freiburg, Abteilung Botanik und Standortskunde.
- Gan, T.Y., Dlamini, E.M., Biftu, G.F. (1997): Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrologic modeling. *J. Hydrol.* 192, 81-103.
- Gaspar, E. (1987): The Tracer Method. In: Gaspar, E. (1987): *Modern Trends in Tracer Hydrology*, Vol. 1., CRC Press Boca Raton, Florida, pp. 2-4.
- Gat, J.R. (1979): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: Fritz, P. & Fontes, J.C. (1986): *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Vol. 1, 21-47.
- Gaume, E., Villeneuve, J.-P., Desbordes, M. (1998): Uncertainty assessment and analysis of the calibrated parameter values of a urban storm water quality model. *J. Hydrol.* 210, 38-50.
- Genereux, D.P. (1998): Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 34, 4, 915-919.
- Genereux, D.P., Hemond, H.F., Mulholland, P.J. (1993): Spatial and temporal variability in streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed; *J. Hydrol.* 142, 137-166.
- Genereux, D.P. & Hooper, R.P. (1998): Oxygen and hydrogen isotopes in rainfall-runoff studies. In: Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherlands.

- Gerke, H.H., & van Genuchten, M.T. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Wat. Resour. Res.* 29, 2, 305-319.
- Germann, P.F. (1986): Rapid drainage response to precipitation. *Hydrol. Processes*, 1, 1-13.
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1967): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 - Erläuterungen zu Blatt 8013, Stuttgart.
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte Freiburg i.Br. und Umgebung 1:50 000, Stuttgart.
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1995): Hydrogeologische Untersuchungen im Grubengebäude des Schauinslandbergwerks. - Gutachten des Geologischen Landesamts im Auftrag des Umweltschutzamts der Stadt Freiburg i.Br. (unveröffentlicht).
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A. (1992): Physically based hydrologic modeling, 2. Is the concept realistic? *Wat. Resour. Res.* 26, 10, 2659-2666.
- Grosbois de, E., Hooper, R.P., Christophersen, N. (1988): A multisignal automatic calibration methodology for hydrochemical models: a case study of the Birkenes model. *Wat. Resour. Res.* 24, 8, 1299-1307.
- Güntner, A. (1997): Anwendung des Niederschlag-Abfluß-Modells TOPMODEL im Bruggaeinzugsgebiet, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch. (1997): Estimation of saturation excess overland flow areas- comparison of topographic index calculations with field mapping. In: Diekkrüger, B. & Richter, O. (1997): Regionalization in Hydrology. *Landschaftökologie und Umweltforschung*, Heft 25, Braunschweig.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch. (1999a): Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrol. Processes* (im Druck).
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch. (1999b): Estimation of saturation excess overland flow areas - comparison of topographic index calculations with field mapping. *IAHS Publikation* (im Druck).
- Gurtz, J., Baltensweiler, A., Lang, H., Menzel, L., Schulla, J. (1997): Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluß im Flußgebiet des Rheins. *Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich, Schweiz.*
- Gutknecht, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 48, H5/6, 134-144.
- Hädrich, F., Moll, W., Stahr, K. (1979): Böden. In: Zöttl, H.W. (1979): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. *Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*, Band 28, 55-81.
- Hädrich, F. & Stahr, K. (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i.Br.. In: Mäkel, R. & Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, *Freiburger Geographische Hefte*, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.

- Haines, T.S. & Lloyd, J.W. (1985): Controls on silica in groundwater environments in the united kingdom. *J. Hydrol.* 81, 277-295.
- Hangen, E. (1997): Tracerhydrologische Untersuchung zur Abflußbildung im Conventwald-Einzugsgebiet, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Harlin, J. & Kung, C.S. (1992): Parameter uncertainty and simulation of design floods in Sweden. *J. Hydrol.* 137, 209-230.
- Harris, D.M., McDonnell, J.J., Rodhe, A. (1995): Hydrograph separation using continuous open system mixing. *Wat. Resour. Res.* 31, 157-171.
- Hauser, S. (1981): Statistische Verfahren zur Datenbeschaffung und Datenanalyse. Rombach Verlag, Freiburg.
- Hem, J.D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254.
- Herrmann, A. (1992): Abflußbildung in Oberflächengewässern; in: SPP-Regionalisierung in der Hydrologie, DFG, Bonn.
- Herrmann, A. (1994): Ecohydrological research on a small basin scale: scientific approach of the runoff formation key process. *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, 35, 83-95.
- Herrmann, A. (1996): Global review of isotope hydrological investigations. 3rd Report, FRIEND, project H5-5 and 1.1, UNESCO, Paris, Frankreich.
- Herrmann, A. & Stichler, W. (1980): Groundwater – runoff relationships. *Catena* 7, 251-263.
- Herrmann, A. & Rau, R. (1984): Snow cover stores and winter runoff behaviour of a small basin in the German highland. *DVWK-Mitteilungen* 7, 449-472.
- Herrmann, A., Maloszewski, P., Rau, R., Rosenow, W., Stichler, W. (1984): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Ein Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete. *DGM* 28, 3, 65-74.
- Herrmann, A., Koll, J., Leibundgut, Ch., Maloszewski, P., Rau, R., Rauert, W., Stichler, W. (1986): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. *DGM* 30, 4, 85-92.
- Herrmann, A., Koll, J., Leibundgut, Ch., Maloszewski, P., Rau, R., Rauert, W., Stichler, W. (1989): Wasserumsatz in einem kleinen Einzugsgebiet im paläozoischen Mittelgebirge (Lange Bramke, Oberharz). Eine hydrologische Systemanalyse mittels Umweltisotopen als Tracer. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Heft 17, Braunschweig.
- Herrmann, A. & Kuhn, M. (1990): Schnee und Eis. In: Baumgartner, A. & Liebscher, H.J. (1990): *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Scopper, W. E. & Lull, H.W. (1967): *Forest Hydrology*, Pergamon, New York, USA.

- Hildebrand, A., Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch. (1997): Behaviour and comparison of dissolved silica and oxygen-18 as natural tracers during snowmelt. In: Kranjc, A. (1997): Tracer Hydrology. 7th International Symposium on Water Tracing, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Himmelsbach, T. (1993): Untersuchungen von Wasser- und Stofftransportverhalten von Störungszonen im Grundgebirge (Albtalgranit, Südschwarzwald). Schriften Angewandte Geologie Karlsruhe, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe.
- Hinton, M.J., Schiff, S.L., English, M.C. (1994): Examining the contributions of glacial till water to storm runoff using two- and three-component hydrograph separations. *Wat. Resour. Res.* 30, 983-993.
- Holocher, J. (1997): Anwendung des Niederschlag-Abfluß-Modells HBV an der Dreisam und verschiedenen skalierten Teileinzugsgebieten. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Holmgren, P. (1984): Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrol. Processes* 8, 327-334.
- Holzmann, H., Nachtnebel, H.P., Sereinig, N. (1998): Small-scale modelling of runoff components in an Alpine environment. *IAHS-Pub.* 248, 231-238.
- Hornberger, G.M., Germann, P.F., Beven, K.J. (1991): Throughflow and solute transport in an isolated sloping block in a forested catchment. *J. Hydrol.* 124, 81-99.
- Hornberger, G.M., Beven, K.J., Cosby, B.J., Sappington, D.E. (1985): Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Wat. Resour. Res.* 21, 12, 1841-1850.
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transaction AGU*, 14, 446-460.
- Hooper, R.P. & Shoemaker, C.A. (1986): A Comparison of Chemical and Isotopic Hydrograph Separation. *Wat. Resour. Res.* 22, 10, 1444-1454.
- Hooper, R.P., Stone, A., Christophersen, N., deGrosbois, E., Seip, H.M. (1988): Assessing the Birkenes model of stream acidification using a multisignal calibration methodology. *Wat. Resour. Res.* 24, 1308-1316.
- Hooper, R.P., Christophersen, N., Peters, J. (1990): Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *J. Hydrol.* 116, 321-343.
- Hottelet, Ch., Blažková, Š., Bličník, M. (1994): Application of the ETH Snow Model to three basins of different character in Central Europe. *Nordic Hydrol.* 25, 113-128.
- Hutchins, M.G., Wheeler, H.S., Beck, M.B., Reynolds, B. (1995): The role of natural tracers in the understanding of catchment hydrochemistry within a conceptual hydrological framework. *IAHS-Publ. No.* 229, 275-283.
- Jakeman, A.J. & Hornberger, G.M. (1993): How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model. *Wat. Resour. Res.* 29, 8, 2637-2649.
- Jayatilaka, C.J. & Gillham, R.W. (1996): A deterministic-empirical model of the effect of the capillary-fringe on near stream area runoff. 1. Description of the model. *J. Hydrol.* 184, 299-315.

- Jenkins, A., Ferrier, R.C., Harriman, R., Ogunkoya, Y.O. (1994): A case study in catchment hydrochemistry: conflicting interpretations from hydrological and chemical observations. *Hydrol. Processes* 8, 335-349.
- Jensen, M., Haise, H. (1967): Estimating evaporation from solar radiation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, J. of Irrigation and Drainage*, 89, 4, 15-41.
- Jones, J.A.A. (1997): Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrol. Processes* 11, 35-41.
- Kalthoff, N., Fiedler, F., Kohler, M., Kolle, O., Mayer, H., Wenzel, A. (1998): Analyse der Energiebilanzkomponenten in Abhängigkeit von Orographie und Landnutzung und Vergleich der Ergebnisse mit der Verteilung der Klimavariablen. In: Fiedler, F., Parlow, E., Paul, P. (1998): Regionale Variabilität des Klimas und der Energiebilanz des Erdbodens, REKLIP-Schlußbericht Nr. 1, Coprur, Strasbourg, Frankreich.
- Katzenmaier, D. (1997): Modellierung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Kennedy, V.C. (1971): Silica variations in stream water with time and stream water. *Advances in chemistry series*, 106, Am. Chem. Soc., 106-130.
- Kirnbauer, R. & Steidl, R. (1995): Abfließentstehung auf unterschiedlichen Böden; *Wasser & Boden*; 47, 8, 17-21.
- Kirnbauer R., Pirkel H., Haas P., Steidl R. (1996): Abflußmechanismen - Beobachtungen und Modellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 48, H1/2, 15-26.
- Kirnbauer, R. & Haas, P. (1998): Observations on runoff generation mechanism in small Alpine catchments. *IAHS-Publ. No. 248*, 275-283.
- Klein, G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformationen - Entwicklung eines geoökologischen Modells zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten *Freiburger Geographische Hefte*, 44, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Klemeš, V. (1986a): Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.* 31, 1, 13-24.
- Klemeš, V. (1986b): Dilettantism in hydrology: transition or destiny. *Wat. Resour. Res.* 22, 9, 177S-188S.
- Knisel, W.G. (1993): CREAMS. In: Engel, Th., Klöcking, B., Priesack, E., Schaaf, Th. (1993): Simulationsmodelle zur Stickstoffdynamik, Analyse und Vergleich. *Agrarinformatik*, Band 25, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Krause, L. (1995): Auswahl eines repräsentativen Standortes einer Klimameßstation zur Datenaufnahme für die Modellierung der potentiellen Gebietsverdunstung im Bruggaeinzugsgebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Kohler, M., Wicke, W., Mayer, H., Kalthoff, N., Fiedler, F., Kolle, O., Wenzel, A., (1998): Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Energiebilanzkomponenten am Westrand des Schwarzwaldes. *Ann. Meteorol.* 37, Band 1, 327-328.

- Kuczera, G. & Williams, B.J. (1992): Effect of rainfall errors on accuracy of design flood estimates. *Wat. Resour. Res.* 28, 4, 1145-1153.
- Kuczera, G. & Mroczkowski, M., (1998): Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of data. *Wat. Resour. Res.* 34, 6, 1481-1489.
- Lamparski, F. (1985): Der Regenwurm *Lumbricus badensis*: seine Wohnröhre, seine Verbreitung und sein Einfluß auf die Böden im Südschwarzwald. Dissertation, Universität Freiburg, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Freiburg.
- Lange, J. (1999): A non-calibrated rainfall-runoff model for large arid catchments, Nahal Zin, Israel. Dissertation, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, Freiburg.
- Laudon, H. & Slaymaker, O. (1997): Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. *J. Hydrol.* 201, 82-101.
- Leaney, F.W., Smetten, K.R.J., Chittleborough, D.J. (1993): Estimating the contribution of preferential flow to subsurface runoff from a hillslope using deuterium and chloride. *J. Hydrol.* 159, 291-303.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B., Saindon, L.G. (1983): Precipitation.runoff modelling system. User's manual. USGS Water Resources Investigations, Report 83-4238.
- Leibundgut, Ch. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. *Geomethodica* 9, 141-170.
- Leibundgut, Ch. (1995): Tracer technologies for hydrological systems. IAHS Publication No. 229.
- Leibundgut, Ch., Lindenlaub, M., Mehlhorn, J. (1996): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung. In: Peschke, G. (1996): Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. IHI-Schriften, Heft 2, 247-255.
- Liehl, E. (1988): Oberflächenformen und Landschaftsgeschichte. In: Breisgau-Hochschwarzwald, Schillinger Verlag, Freiburg.
- Lindenlaub, M. (1998): Abflußkomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga. Dissertation, Universität Freiburg, Institut für Hydrologie, Freiburg.
- Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch., Mehlhorn, J., Uhlenbrook, S. (1997): Interactions of hard rock aquifers and debris cover for runoff generation. *IAHS-Publ.* 241, 63-74.
- Lindström, G. & Bergström, S. (1992): Improving the HBV and PULSE-models by use of temperature anomalies, *Vannet i Norden*, No. 1, 16-23.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.* 201, 272-288.
- Lorup, J.K., Refsgaard, J.K., Mazvimavi, D. (1998): Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. *J. Hydrol.* 205, 147-163.
- Lundquist D., Christophersen N., Neal C. (1990): Towards developing a new short-term model for the Birkenes catchment - lessons learned. *J. Hydrol.* 116, 391-401.

- Mäckel, R. (1992): Spät- und postglaziale Flußaktivität und Talentwicklung im Schwarzwald und Oberrheintiefland. In: Mäckel, R. & Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Maloszewski, P. (1994): Mathematical modelling of tracer experiments in fissured aquifers. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 2.
- Maloszewski, P. & Zuber, A. (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, 1. Models and their applicability. *J. Hydrol.* 57, 207-331.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., Herrmann, A. (1983): Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *J. Hydrol.* 66, 319-330.
- Maloszewski, P. & Zuber, A. (1985): On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *J. Hydrol.* 79, 333-358.
- Maloszewski, P. & Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In: IAEA TECDOC 910, 9-58, IAEA, Vienna.
- Maloszewski, P. & Zuber, A. (1998): A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems – Comments. *J. Hydrol.* 204, 297-300.
- Matthes, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Maule, C.P. & Stein, J. (1990): Hydrologic Flow Path Definition and Partitioning of Spring Meltwater. *Wat. Resour. Res.* 26, 12, 2959-2970.
- Maurer, T. (1996): Physikalisch begründet zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransportes in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 61, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe.
- Mausser, W. & Schädlich, S. (1998): Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *J. Hydrol.* 213, 250-267.
- McDonnell, J.J. (1990): A Rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Wat. Resour. Res.* 26, 2821-2832.
- McDonnell, J.J., Bonell, M., Stewart, M.K., Pearce, A.J. (1991a): Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream water hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 26, 455-458.
- McDonnell, J.J., Stewart, M.K., Owens, I.F. (1991b): Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. *Wat. Resour. Res.* 27, 3065-3073.
- McDonnell, J.J., McGlynn, B.L., Kendall, K., Shanley, J., Kendall, C. (1998): The role of near-stream riparian zones in the hydrology of steep upland catchments. *IAHS-Pub.* 248, 173-180.
- McDonnell, J.J. & Buttle, J.M. (1998): Comment on „A deterministic-empirical model of the effect of the capillary-fringe on near-stream area runoff. 1. Description of the model“. *J. Hydrol.* 207, 280-285.

- Mehlhorn, J. (1998): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 8, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Mehlhorn, J., Armbruster, F., Uhlenbrook, S., Leibundgut, Ch. (1998): Determination of the geomorphological instantaneous unit hydrograph using tracer experiments in a headwater basin. IAHS-Pub. 248, 327-336.
- Mein, R.G. & Brown, B.M. (1978): Sensitivity of optimized parameters in watershed models. Wat. Resour. Res. 14, 2, 299-303.
- Melching, C.S. (1995): Reliability Estimation. In: Singh, V.P. (1995): Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications, Colorado, USA.
- Melching, C.S., Yen, B.C., Wenzel, Jr. H.G. (1990) A reliability estimation in modeling watershed runoff with uncertainties. Wat. Resour Res. 26, 10, 2275-2286.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geographische Hefte, 67, ETH Zürich, Zürich, Schweiz.
- Merot, Ph., Ezzehar, B., Walter, C. and Aurousseau, P. (1995): Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. Hydrol. Processes, 9, 27-34.
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 56, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe.
- Metz, B. (1992): Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. In: Mäkel, R. & Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Mikovari, A., Peter, C., Leibundgut, Ch. (1995): Investigation of preferential flow using tracer techniques. In: Leibundgut, Ch. (1995): Tracer technologies for hydrological systems. IAHS Publication No. 229.
- Monbaron, E. (1997): Modeling of environmental tracer data in Brugga catchment (Germany). Diplomarbeit, EPF Lausanne, Schweiz.
- Moser, H. & Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Mosley, M.P. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, south island, New Zealand. J. Hydrol. 55, 65-92.
- Mroczkowski, M., Raper, G.P., Kuczera, G. (1997): The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. Wat. Resour. Res. 33, 2325-2335.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models; Part I - A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.
- Nachtnebel, H.-P. (1998): Possible impacts of climate change on the hydrology of alpine basins. Headwater Control IV: Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters, Meran, Italien.
- Nandakumar, N. & Mein, R.G., (1997): Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrological effects of land-use change. J. Hydrol. 192, 211-232.

- Neretnieks, I. (1981): Age dating of groundwater in fissured rock: Influence of water volume in micro pores. *Wat. Resour. Res.* 17, 421-422.
- Ogunkoya, O.O. & Jenkins, A. (1991): Analysis of runoff pathways and flow contributions using deuterium and stream chemistry. *Hydrol. Processes* 5, 271-282.
- Ogunkoya, O.O. & Jenkins, A. (1993): Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. *J. Hydrol.* 142, 71-88.
- Oster, H., Sonntag, C., Münnich, K.O. (1996a): Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. *Wat. Resour. Res.* 32, 2989-3001.
- Oster, H., Sonntag, C., Münnich, K.O. (1996b): Methodische Aspekte zur Datierung von Grundwasser mittels FCKW F11, F12 und F113. *Vom Wasser* 86, 205-216.
- Parlow, E. & Rosner, H.-J. (1992): Klima am südlichen Oberrhein. In: Mäkel, R. & Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, *Freiburger Geographische Hefte*, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Pearce, A.J., Stewart, M.K., Sklash M.G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from?. *Wat. Resour. Res.* 22, 1263-1273.
- Peschke, G. & Richter, K. (1988): Zum Einfluß von Makroporen auf die Wasserverteilung im Boden. *Wissenschaftliche Zeitschrift der TU Dresden*, 37, Heft 4, 313-316.
- Peschke, G., Etzenberg, C., Müller, G., Töpfer, J., Zimmermann, S. (1997): Problems of regionalization of runoff generation and a possible solution approach. *Land-schaftsökologie und Umweltforschung*, Institut für Geographie und Geoökologie, TU Braunschweig, Heft 25, 193-197.
- Peschke, G., Etzenberg, C., Müller, G., Töpfer, J., Zimmermann, S. (1998a): Die Abflußbildung in ihrer Abhängigkeit von der wirksamen Kombination flächenvariabler Einflußfaktoren und vom Gebietszustand. Abschlußbericht für die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG): "Regionalisierung in der Hydrologie", IHI Zittau.
- Peschke, G., Sambale, C., Seidler, C. (1998b): The impact of climatic change on runoff generation and plant growth. In: *Proceedings of the second international conference on climate and water*. Vol. 2, Espoo, Finland.
- Peschke, G., Etzenberg, C., Müller, G., (1998c): Experimental analysis of different runoff generation mechanisms. In: Bucek, J., Sir, M., Tesar, M. (1998): *Catchment hydrological and biochemical processes in changing environment*. Institute of Hydrodynamics, Czech Hydrometeorological Institute, National Committee for Hydrology of the Czech Republic, Liblice, Tschechische Republik.
- Peters, D.L., Buttle, J.M., Taylor, C.H., LaZerte, B.D. (1995): Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. *Wat. Resour. Res.* 31, 1291-1304.
- Peters, N.E., Ratcliffe, E.B., Tranter, M. (1998): Tracing solute mobility at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA: variations in Na^+ , Cl^- and H_4SiO_4 concentrations. *IAHS-Publ.* 248, 483-490.
- Pinder, G.F. & Jones, J.F. (1969): Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Wat. Resour. Res.* 5, 438-445.

- Piñol, J., Beven, K.J., Freer, J. (1997): Modelling the hydrological response of Mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrol. Processes* 11, 1287-1306.
- Pionke, H.B. & DeWalle D.R. (1992): Intra- and inter-storm ^{18}O trends for selected rainstorms in Pennsylvania. *J. Hydrol.* 138, 131-143.
- Plüss, C. (1997): The energy balance over an alpine snow cover – point measurements and areal distribution. *Zürcher Geographische Hefte*, 65, ETH Zürich, Zürich, Schweiz.
- Prier, H. (1985): Untersuchungen über das Temperaturverhalten von Quellen im Grundgebirge des südlichen Schwarzwalds. *Abhandlungen geologisches Landesamt Baden-Württemberg*, 11, 77-92.
- Quick, M.C. (1995): The UBC Watershed model. In: Singh, V.P. (1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, USA.
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P., Planchon, O. (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Processes* 5, 59-79.
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Lamb, R. (1995): The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. *Hydrol. Processes* 9, 161-182.
- Rachner, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke. Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. *Z. Meteorol.* 37, 285-290.
- Rango, A. (1995): The snowmelt runoff model (SRM). In: Singh, V.P. (1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, USA.
- Rast, J. (1992): *Formeln der Mathematik*. Weltbild Verlag, Augsburg.
- Refsgaard, J.C. & Storm, B. (1996): Construction, calibration and validation of hydrological models. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (1996): *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwer Academic, Dordrecht, Niederlande, 41-54.
- Refsgaard, J.C., Storm, B., Abbott, M.B. (1996): Comment on „A discussion of distributed hydrological modelling“. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (1996): *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwer Academic, Dordrecht, Niederlande, 279-288.
- Rehfuess, K.E. (1990): *Waldböden - Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung*. Pareys Studentexte, 29, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Renger, M., Strebel, O., Giesel, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung*, 15, 263-271.
- Rice, K.C. & Hornberger, G.M. (1998): Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contributions to peak flow in a small, forested, headwater catchment. *Wat. Resour. Res.* 34, 1755-1766.
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Offenbach am Main.

- Richter, R. & Lillich, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. - Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Ries, J. (1992): Exkursion zu den skitouristisch bedingten Landschaftsschäden am Schauinsland. In: Mäckel, R. & Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Robson, A.C., Beven, K.J., Neal, C. (1992): Towards identifying sources of subsurface flow: a comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrol. Processes* 6, 199-214.
- Rodhe, A. (1987): The origin of streamwater traced by oxygen-18. Dissertation, Uppsala University, UNGI Report Series A No. 41, Uppsala, Schweden.
- Rodriguez-Iturbe, I & Valdes, J.B. (1979): The geomorphological structure of hydrologic response. *Wat. Resour. Res.* 15, 1409-1420.
- Rutenberg, E. (1998): Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse im Bruggagebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Rutenberg, E., Uhlenbrook S., Leibundgut, Ch. (1998): Spatial delineation of zones with the same dominating runoff generation processes. Akzeptiert für 'Volume of poster presentations', XXII General Assembly of the IUGG, 19.-30. July, 1999, Birmingham, UK.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C. (1975): A predictive model for rainfall interception in forests. *J. Appl. Ecology* 12, 367-380.
- Sambale, C. (1998): Experimentelle und modellgestützte Wasserhaushaltsuntersuchungen im System Boden – Pflanze – Atmosphäre. IHI-Schriften, Heft 8, Zittau.
- Saulnier, G.M. (1996): Users manual of TOPSIMPL program. Internet.
- Sauter, K. (1967): Beiträge zur Hydrogeologie der näheren Umgebung von Freiburg im Breisgau. *Mitt. bad. Landesver Naturkunde u. Naturschutz*, 9, 3, 611-637.
- Scherrer, S. (1997): Abflußbildung bei Starkniederschlägen : Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. *Mitteilungen / Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 147, Zürich, Schweiz.
- Schilling W. & Harms R. (1983): Räumliche Variabilität von Niederschlag und Abflußbildung - Auswirkungen auf den Abflußprozeß. *DGM* 27, 2, 52-62.
- Schneider, K. (1988): Hydrogeologische und isopenhydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Kleislewaldquellen (Südschwarzwald). Diplomarbeit. Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- Schöniger, M. (1990): Beitrag zur Abflußbildung und Grundwasserneubildung im paläozoischen Festgestein (Lange Bramke, Oberharz). *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Heft 18, Selbstverlag der TU Braunschweig.
- Schrödter, H. (1985): Verdunstung, Springer Verlag, Berlin.

- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flußeinzugsgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Züricher Geographische Hefte, 65, ETH Zürich, Zürich, Schweiz.
- Schumann, A.H. & Schultz, G.A. (1995): Wasserhaushaltsmodellierung unter Verwendung von Fernerkundung, digitalem Höhenmodell und geographischen Informationssystem. Wasserwirtschaft 85, 12, 596-600.
- Schumann, A.H. & Funke, R. (1996): GIS-based components for rainfall-runoff models. In: Kovar, K. & Nachtnebel, H.P. (1996): Application of geographic information systems in water resources management. IAHS Publication 235, Wallingford, UK.
- Schultz, G.A. (1996): Remote sensing applications to hydrology: runoff. Hydrol. Sci. J. 4, 453-476.
- Schwarz, O. (1984): Schneeschmelze und Hochwasser. Ergebnisse eines forstlichen Schneemeßdienstes im Schwarzwald. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. DVWK-Mitteilungen 7, 355-372.
- Schwarz, O., (1985): Direktabfluß, Versickerung und Bodenabtrag in Waldbeständen, DVWK-Schriften, 71, 185-230.
- Schwarze, R. (1985): Gegliederte Analys und Synthese des Niederschlag-Abfluß-Prozesses von Einzugsgebieten. Dissertation, TU Dresden, Fakultät für Bau-Wasser-Forstwesen, Dresden.
- Schwarze, R. (1996): Zur Komponenten- und Verweilzeitstruktur des Abflusses im Einzugsgebiet des Wernerbaches. In: Peschke, G. (1996): Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, IHI-Schriften, Heft 2, 172-181.
- Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünwald, U., Schöniger, M. (1991): Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys. 35, 2, 143-184.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1997): Regionalisierung von Abflußkomponenten, Umsatzräumen und Verweilzeiten für kleine Mittelgebirgseinzugsgebiete. Kurzbericht, CD-Rom: HydroVIS, Hrsg.: Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn.
- Seibert, J. (1997a): HBV light version 1.2, User's manual. Uppsala University, Dept. of Earth Science, Hydrology, Uppsala, Sweden.
- Seibert, J. (1997b): Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. Nordic Hydrol. 28, 4/5, 247-262.
- Seibert, J. (1999a): Conceptual runoff models – fiction or representation of reality? Dissertation, Acta Univ. Uppsala, Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the faculty of science and technology, 436, Uppsala, Sweden.
- Seibert, J. (1999b): Multi-criteria calibration of a conceptual rainfall-runoff model using a genetic algorithm. Eingereicht bei Hydrology and Earth System Sciences.
- Seibert, J. (1999c): Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. Agricultural and Forest Meteorology (im Druck).

- Seibert, J., Uhlenbrook, S., Leibundgut, Ch. (1997): Application of the HBV-model in a mountainous catchment - looking for the optimal model structure. *Annales Geophysicae*, Supplement II, Volume 15, C315.
- Seibert, J., Uhlenbrook, S., Leibundgut, Ch., Halldin, S. (1999): Multiscale calibration and validation of a conceptual rainfall-runoff model. *Physics and Chemistry of the Earth* (im Druck)
- Seiler, K.-P. & Müller, K. (1995): Grundwasserneubildung und Grundwasserumsätze im Kristallin des Bayerischen Waldes. *DGM* 39, 6, 194-199.
- Sevruk, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Meßfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr der Schweiz. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 52, Zürich, Schweiz.
- Sevruk, B. (1985): Correction of precipitation measurements. *Zürcher Geographische Hefte*, 23, ETH Zürich, Zürich, Schweiz.
- Simunek, J., Vogel, T. van Genuchten, M.Th. (1994): The SWMS-2D code for simulating water flow and transport in two-dimensional variable saturated media. *Research Report 132*, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California, USA.
- Singh, V.P. (1995): *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Sherman, L.K. (1932): Streamflow from rainfall by unit-graph method. *English New Record*, 108, 501-505.
- Skagius K. & Neretnieks I. (1986): Porosities and diffusivities of some nonsorbing species in crystalline rocks. *Water Resour. Res.* 22, 389-398.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., Fritz P. (1976): A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygne-18 as a natural tracer. *Can. J. Earth Sci.* 13, 271-283.
- Sklash, M.G. & Farvolden, R.N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45-65.
- Sklash, M.G., Stewart, M.K., Pearce, A.J. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments 2. A Case study of hillslope and low-order stream response. *Wat. Resour. Res.* 22, 1273-1282.
- Sooroshian, S. & Gupta, V.K. (1995): Model calibration. In: Singh, V.P. (1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, USA.
- Stahr, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen*, 9, Freiburg.
- Stober, I. (1995): *Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges*. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.
- Symader, W. (1993): Die Konzentration-Abfluß-Beziehung - Funktion oder statistische Abhängigkeit?; *Vom Wasser* 80, 47-57.

- Symader, W. & Bierl, R. (1998): The heterogeneity of runoff and its significance for water quality problems. *Hydrol. Sci. J.* 43, 1, 103-113.
- Tanaka, A., Yasuhara, M., Sakai, H., Marui, A. (1988): The Hachioji experimental basin study - Storm runoff processes and the mechanism of its generation. *J. Hydrol.* 102, 139-164.
- Tanaka, T. & Ono, T. (1998): Contribution of soil water and its flow path to stormflow generation in a forested headwater catchment in central Japan. *IAHS-Publ.* 248, 181-188.
- Todini, E. (1988): Rainfall-runoff modelling - past, present and future. *J. Hydrol.* 100, 341-352.
- Trenkle, H. & Rudloff, H.V. (1988): Das Klima im Schwarzwald. In: Liehl, E. & Sick, W.D. (1999): *Der Schwarzwald, Beiträge zur Landeskunde. Veröffentlichungen des Alemannischen Instituts Freiburg*, 47, 59-100, Konkordia Verlag Bühl / Baden.
- Turner J.V. & Barnes C.J. (1998): Modelling of isotopes and hydrogeochemical responses in catchment hydrology. In: Kendall, C. & McDonnell, J.J. (1998): *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- Uhlenbrook, S. & Leibundgut, Ch. (1997a): Abflußbildung bei Hochwasser. *Wasser und Boden*, 9, 13-22.
- Uhlenbrook, S. & Leibundgut, Ch. (1997b): Investigation of preferential flow in the unsaturated zone using artificial tracer. In: Kranjc, A. (1997): *Tracer Hydrology*. 7th International Symposium on Water Tracing, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Uhlenbrook, S. & Leibundgut, Ch. (1997c): Abflußbildung bei Hochwasser. *Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Heft 5*, Ministerium für Umwelt und Forsten, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz.
- Uhlenbrook, S., Holocher, J., Leibundgut, Ch., Seibert, J. (1998): Using a conceptual rainfall-runoff model on different scales by comparing a headwater with larger basins. *IAHS-Pub. No.* 248, 297-306.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Rodhe, A., Leibundgut, Ch. (1999): Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems to identify model parameters and structure. *Hydrol. Sci. J.* (im Druck).
- Uhlenbrook, S. & Leibundgut, Ch. (1999): Integration of tracer information into the development of a rainfall-runoff model. In: Leibundgut, Ch., Schultz, G.A., McDonnell, J.J. (1999): *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*. IAHS Publication (im Druck).
- Trenkle, H. (1988): Das Klima. In: *Breisgau-Hochschwarzwald*, Schillinger Verlag, Freiburg.
- Vitvar, T. (1998): Water residence times and runoff generation in a small prealpine catchment. *Zürcher Geographische Hefte*, 71, ETH Zürich, Zürich, Schweiz.
- Vroeijsstijn, A. (1997): Analysis of the runoff processes in the Brugge catchment by hydrograph separation. Master Thesis, Faculty of Civil Engineering, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.

- Wedler, G. (1985): Lehrbuch der Physikalischen Chemie. Verlag Chemie, Weinheim.
- Węglarczyk, S. (1998): The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *J. Hydrol.* 206, 98-103.
- Wels, C., Taylor, C.H., Cornett, R.J. (1991): Streamflow generation in a headwater basin on the precambrian shield. *Hydrol. Processes* 5, 185-199.
- Weiler, M., Naef, F., Leibundgut, Ch. (1998): Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically-based numerical hillslope model. *IAHS-Pub. No. 248.*, 353-362.
- Weiler, M., Scherrer, S., Naef, F., Burlando, P. (1999): Hydrograph separation of runoff components based on measuring hydraulic state variables, tracer experiments, and weighting methods. In: Leibundgut, Ch., Schultz, G.A., McDonnell, J.J. (1999): *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*. IAHS Publication (im Druck).
- Weischet, W. (1979): Naturraum und Klima. In: Zöttl, H.W. (1979): *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft, Band 28*, 3-21.
- Wendling, U. (1995): Zur Verdunstungsberechnung auf der Grundlage der FAO-Referenzverdunstung. In: Peschke, G. (1996): *Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, IHI-Schriften, Heft 2*, 139- 149.
- von Wilpert, K., Kohler, M., Zierlewang, D. (1996): Die Differenzierung des Stoffhaushalts von Waldökosystemen durch die waldbauliche Behandlung auf einem Gneisstandort des Mittleren Schwarzwaldes. *Mitteilungen der Forstlichen Versuchsanstalt Baden-Württemberg, Heft 197*, Freiburg.
- Wolock, D.M. & Hornberger, G.M. (1989): Relationship of catchment topographic and soil hydraulic characteristics with surface water acidification. *IAHS-Pub.* 182, 293-304.
- Yapo, O.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S. (1998): Multi-objective global optimization for hydrologic model. *J. Hydrol.* 204, 83-97.
- Yoshida, H., Hashino, M., Tamura, T. (1995): Mathematical modelling of solute runoff from a forested mountain basin with stream water and soil-water quality data. *IAHS-Publ.* 229, 311-319.
- Yurtsever, Y. (1975): Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Rep. Sect. Isotope Hydrology, IAEA, 1075, Wien, Österreich.
- Yurtsever Y. (1995): An overview of conceptual model formulations for evaluation of isotope data in hydrological systems. In: Leibundgut, Ch. (1995): *Tracer technologies for hydrological systems*. IAHS Publication No. 229, 3-12.
- Yurtsever Y. & Paine B.R. (1985): Time-variant linear compartmental model approach to study flow dynamics of a karstic groundwater system by the aid of environmental tritium (A case study of south - eastern karst area in Turkey). *IAHS-Publ. No. 161*, 545-561.
- Zhang, W & Montgomery, D.R. (1994): Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrologic simulations. *Wat. Resour. Res.* 30, 1019-1028.

- Zimmermann, L. (1995): Der Bodenwasserhaushalt an einem Hochlagenstandort im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 35, Universität Freiburg, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Freiburg.
- Zoer, H., Bergmann, H., Fank, J., Harum, T., Kollmann, W., Richtig, G. (1996): Charakterisierung des hydrologischen Versuchsgebietes Pöllau. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 48, H1/2, 5-14.
- Zuber, A. (1986a): Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (1986): Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 2, Elsevier Verlag, Amsterdam, 1-59.
- Zuber A. (1986b): On the interpretation of tracer data in variable flow systems. J. Hydrol. 86, 45-57.
- Zuidema, P. (1985): Hydraulik der Abflußbildung während Starkniederschlägen; Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Schweiz.